

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

РУДООБРАЗУЮЩАЯ
СРЕДА
ПО ВКЛЮЧЕНИЯМ
В МИНЕРАЛАХ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО РУДООБРАЗОВАНИЮ

СЕКЦИЯ ПО ВКЛЮЧЕНИЯМ

РУДООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ И РАСПЛАВОВ

553,21:549.1

РУДООБРАЗУЮЩАЯ
СРЕДА
ПО ВКЛЮЧЕНИЯМ
В МИНЕРАЛАХ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва

1972

360

В сборнике публикуются материалы по минералогической термобарогеохимии глубинных процессов. В них показаны конкретные возможности использования газово-жидких и расплавленных включений как важного источника генетической информации о природе минерало- и рудообразований в неразрывной связи: геологическая обстановка — рудообразующая среда — минералы руд и пород. Такой показ основан на разносторонних испытаниях включений в минералах эндогенных месторождений разных условий образования. Табл. 34. Библ. 348 назв. Илл. 85.

Члены редколлегии:

академик В. И. СМЕРНОВ (отв. редактор),
Н. П. ЕРМАКОВ (зам. отв. редактора),
Ю. А. ДОЛГОВ, Л. Н. ОВЧИННИКОВ,
Л. Н. ХЕТЧИКОВ



Минеральные включения привлекают геологов со времен Г. Сорби, обратившего на них внимание более ста лет назад. Однако в последние годы интерес к изучению минеральных включений как к новому направлению в науке особенно возрос. Для их изучения организуются авторитетные лаборатории во многих научных центрах Советского Союза, США, Франции, ФРГ, и ГДР, Болгарии, Чехословакии, Японии, Индии, АРЕ и других стран мира. Возникли национальные и международная ассоциации по исследованию газовых, жидких и затвердевших включений в минералах и минеральных сообществах эндогенного происхождения. Лучшие фирмы начинают изготавливать специальное оборудование, позволяющее следить за эволюцией включений под сильными микроскопами при их разогреве и замораживании в широких температурных границах. Выпускается много статей и книг, созываются обширные и интересно проходящие научные симпозиумы, посвященные обсуждению результатов наблюдений за такого рода эволюцией.

Этот повышенный интерес связан с тем, что мельчайшие „брызги“ минеральных включений, рассеянные в минеральных массах, являются единственным реальным свидетелем мощных минералообразующих потоков далекого геологического прошлого. Более того, несмотря на их микроскопичность, они представляют достаточную возможность для анализа условий минералообразования современными методами термобарогеохимии. При наблюдениях за гомогенизацией и декрепитацией включений создаются предпосылки для градуирования температурного режима минераловыделения. По данным гомогенизации водных и углекислых включений или результатам гомогенизации и декрепитации однородных включений можно намечать пределы давления, существовавшие в минералообразующей среде. Криометрические данные и прямой химический анализ вещества включений позволяют судить о химизме рудообразующих растворов и расплавов. Таким образом, материалы исследования включений позволяют подойти к конструированию диаграмм *ТРХ* (температура, давление, состав), наиболее важных для физико-химической трактовки обстановки минералообразования. Кроме того, по данным исследования включений возможно решение ряда хотя и частных, но важных задач генезиса минеральных месторождений. Микротермометрические измерения позволяют расчленять разнотемпературные эндогенные образования вплоть до холодноводных экзогенных месторождений. По тренду изотерм, основанных на массовом определении температур, можно намечать пути поступления рудообразующих веществ и обосновывать фаціальную зональность рудных тел. Ореолы газово-жидких включений открывают перспективы использования их при поисках эндогенных месторождений полезных ископаемых и пр.

В данной книге сосредоточены новейшие данные исследования физико-химических параметров эндогенного рудообразования по наблюдениям за включениями в широкой группе месторождений минерального сырья. Наиболее значительна информация такого плана о гидротермальных месторождениях свинцово-цинковых, медных, оловянных, вольфрамовых, золотых и флюоритовых руд. Несомненно, как сами сведения о пределах показателей физико-химического режима рудообразования, так и генетические выводы из них могут расцениваться как существенный вклад в современные представления об условиях возникновения глубинных месторождений важных групп минерального сырья. В этом главная притягательная сила изучения включений минералообразующих сред.

Она в полной мере нашла отражение в деятельности последнего со-
вещания по термобарометрии, наиболее значительные материалы кото-
рого и публикуются в настоящей книге.

Академик В. И. Смирнов

Поисково-оценочное значение газово-жидких включений и опыт сочетания декрептофонического и геохимического рудопоисковых методов на жильных месторождениях Садонской группы

Н. П. Ермаков

В 1963 г. на I Совещании по изучению газово-жидких включений в минералах автором были доложены первые результаты и основы декрептофонического и шлихо-взрывного методов поисков и охарактеризованы некоторые возможности прикладного использования газово-жидких включений при геолого-генетическом изучении эндогенных месторождений (Ермаков, 1966). В 1965 г. на II Всесоюзном совещании по минералогической термобарометрии нами были представлены методики декрептометрической и шлиходекрептометрической специализированных съемок с математической обработкой их результатов. С тех пор имел место некоторый прогресс в проверке их применимости в разных геологических ситуациях (Тезисы докладов III Всес. совещ. по минералогич. термобарометрии..., 1968), замедленный отсутствием стандартной полевой и лабораторной декрепитационной аппаратуры. Особенно продолжает отставать развитие шлихо-взрывного метода.

В опытном порядке шлихо-взрывной метод использовался только на единичных месторождениях Центрального Казахстана (медь), Саян (ртуть), Чукотки (золото) и Южного Урала (горный хрусталь); была обнаружена его эффективность в следующих направлениях.

1. С приближением к коренному источнику рыхлых отложений обнаруживается явное увеличение количества взрывов (импульсов) на 1 г навески легкой фракции шлиха.

2. Низкотемпературные интервалы взрываемости элювиально-делювиальных проб обнаруживают благоприятные (на ртуть) шлихоаномалии.

3. Газово-жидкие включения в обломках характеристичны для гидротермального, в частности золоторудного кварца и хрусталеносных кварцевых жил и указывают на коренные источники рыхлого материала.

При оценке перспектив и выдержанности оруденения гидротермальных рудных месторождений на глубину все большее значение приобретает термометрическое выявление прямой и обратной вертикальной температурной зональности по одним и тем же генерациям и парагенезисам минералов. В случае прямой зональности наблюдается увеличение температур сверху вниз, а при обратной, наоборот, их снижение в этом направлении, так как заполнение структур локализации (трещин) происходило в последнем случае так же сверху вниз, и в нижних горизонтах это заполнение представлено в основном минерализацией поздних, иногда нерудоносных стадий. При изучении прямой температурной зональности важно выявлять темпы охлаждения растворов по мере передвижения их снизу вверх.

Оценка кварцевых и пегматитовых жил разной продуктивности может осуществляться по различиям в декрепитационной активности кварцев, что удачнее всего выявляется при применении вариационной статистики. Пространственное неравномерное распределение минерализации в жилах (рудные столбы, хрусталеносные гнезда Алдана и Верхоянья и др.) может также выявляться этим способом детальных физико-геохимических поисков, которые должны опережать проведение разведочно-эксплуатационных работ.

При детальном поиске, однако, наибольшее значение имеет выявление ореолов пропаривания и горизонтальной температурной зональности, которое должно сопровождаться синхронизацией изменений пород с дорудным, внутрирудным и послерудным, обычно стадийным минералообразованием.

Выявляющиеся различия в химизме включений в минералах разных стадий образования и изменений пород облегчают дешифрирование декрептометрических и геохимических аномалий в отношении состава предполагающегося оруднения на глубине.

Декрептофонический метод поисков к настоящему времени проверялся для разных рудовмещающих пород: гранитов, гранодиоритов, кварцитов, песчаников, кислых эффузивов, серицитизированных и окварцованных пород и гнейсов амфиболитовой фации метаморфизма. В опытным порядке этим методом были исследованы редкометалльные, слюдоносные и хрусталеносные пегматиты, скарновые тела, однако наибольшую его эффективность можно ожидать в отношении гидротермальных месторождений. Об этом свидетельствует опыт использования и проверки метода на месторождениях олова, флюорита, горного хрусталя, полиметаллов и золота.

В настоящий период становления декрептофонического метода особенно важно сопоставление его результатов с геохимическим методом по первичным ореолам с применением высокочувствительных спектральных анализов. Такая работа была проделана на свинцово-цинковых месторождениях Садон и Холст на Северном Кавказе и дала интересные материалы, детально рассмотренные ниже.

Для проверки применимости декрептофонического метода поисков и созданной для него на кафедре полезных ископаемых геологического факультета МГУ портативной электронной аппаратуры ЕН-1 мы воспользовались возможностью изучить его действенность применительно к полиметаллическим и кварцевым жилам, сформировавшимся в разное время по трещинам в гранитах из проточных струй гидротермальных растворов.

Каменные материалы для испытаний по району Садонской группы месторождений предварительно были изучены аспирантом МГУ С. С. Куйкиным по геохимическим профилям высокочувствительным спектральным анализом, разработанным в Ленинграде сотрудниками ВИТР Е. А. Сергеевым, Л. С. Марголиным (Сергеев и др., 1959). Это дало нам возможность наиболее надежно сверить по одним и тем же образцам пород результаты изучения первичных ореолов рассеяния элементов (Сафронов, 1962; Соловов, 1959) с результатами выявления ореолов пропаривания, полученными с помощью декрептометрических анализов (Ермаков, 1966).

Для испытания чувствительности метода к отысканию кварцевых и рудных жил декрептометрически были исследованы породы по двум профилям на поверхности месторождения Холст (восточное месторождение Садонской группы) и по одному подземному профилю Садонского рудника. Кроме того декрептометрически были изучены фрагменты по некоторым подземным выработкам месторождения Верхний Згид и др.

Анализ металлогении этой группы промышленно важных месторождений был осуществлен В. И. Смирновым (1960), установившим общие закономерности их развития во времени и пространстве и объединившим их в виде Северо-Кавказского полиметаллического рудного пояса, характеризующегося общим тектоно-магматическим развитием. Геологическое строение и минералогия Холстинского месторождения описаны Г. В. Хетагуровым (1961).

Геолого-декрептометрический профиль П-1 был проложен по левобережью р. Кайдон в субширотном направлении для выявления декрепитационной активности пород района месторождения в сопоставлении с пор-

фиридовидными, реже равномернозернистыми палеозойскими гранитами, включающими небольшие жилы шестоватого и молочно-белого кварца. Здесь на расстоянии 100 м выходят на поверхность среди гранитов три кварцевые жилы (Западные 3, 4, 4'), имеющие мощность 0,2—0,5 м и падение на северо-запад под углами 50—60°.

Выше по склону на гранитах залегают покровные альбитофиры лейаса, по С. С. Куйкину (1963 г.), отделенные сбросом от черных глинистых сланцев верхнего лейаса и прослеживающиеся также на расстоянии около 100 м. Эти сланцы по взбросу отделены от эффузивных альбитофиров, перекрытых у перевала песчаниками юры.

В такой геологической ситуации на расстоянии около 0,5 км декрептометрически были изучены пробы всех развитых здесь разновидностей пород, сгущенные по гранитам. Фон взрываемости этих пород, при постоянном усилении прибора, оказался равным 19—20 имп., а вблизи кварцевых жил декрепитационная активность гранитов варьировала от 49 до 85 имп. Черные сланцы показали активность 4—5, а альбитофиры — от 6 до 15 имп. Только верхний покров обнаружил повышенную взрываемость — 48 имп., из которых 40 приходится на температуру от 500 до 700° С. Это обстоятельство свидетельствует о взрывании газовых включений, повышено («сверх нормы») насытивших газовыми пузырьками верхний горизонт юрских лав.

Более детальное геохимическое и декрептометрическое исследование разреза, включающего рудные и кварцевые жилы, было выполнено по профилю I-1, проложенному на поверхности вкост промышленных рудных жил месторождения Холст — Уаллаг-Фандаг и Вертикальная. Последняя с приближением к современному эрозионному срезу примерно на расстоянии 200 м по вертикали расчленяется по оперяющим трещинам на три кварцевые жилы — А, Б, В, влияние которых отражено на декрептометрической и геохимической кривых взрываемости пород и содержании главных ассоциирующихся в жилах элементов (Pb, Zn, Bi, Ag). На указанном расстоянии рудная жила Вертикальная превратилась в существенно кварцевые жилы, содержащие, однако, с поверхности окисные производные железа, марганца и свинца. Жила шестоватого кварца имеет мощность 30—50 см и северо-западное падение под углами 60—70°. Жила плотного белого кварца Б при субширотном простирании и мощности 40 см имеет падение на север под углом 70°, и жила В, сложенная молочно-белым кварцем, имеет мощность около 20 см. Последняя, по видимому, является непосредственным продолжением вверх промышленной рудной жилы Вертикальная.

Гипсометрически ниже по склону от этих жил среди гранитов обнажаются главная рудная жила Уаллаг-Фандаг, имеющая мощность 1—2 м и падение на запад под углами 70—80°, и в 125 м от нее апофизы от жилы Верхняя.

Примерно в 50 м вверх от продолжения жилы Вертикальной (жила В) наблюдается покров нижнеюрских альбитофиров, залегающий на эродированной поверхности гранитов и имеющий в основании базальные конгломераты. В этом покрове также установлены лимонитизированные кварцевые жилы мощностью 10—30 см, имеющие северо-западное падение под углами 65—70°.

Очень интересно нахождение между жилами Б и В останца покровных нижнеюрских альбитофиров.

Результаты проведенных декрептометрических испытаний пород в этой геологической ситуации оказались очень поучительными (рис. 1). На расстоянии около 0,5 км с юго-востока на северо-запад удалось проследить важные особенности в физико-химической характеристике кислых интрузивных и эффузивных пород в зависимости от наличия в них эпигенетических гидротермальных образований.

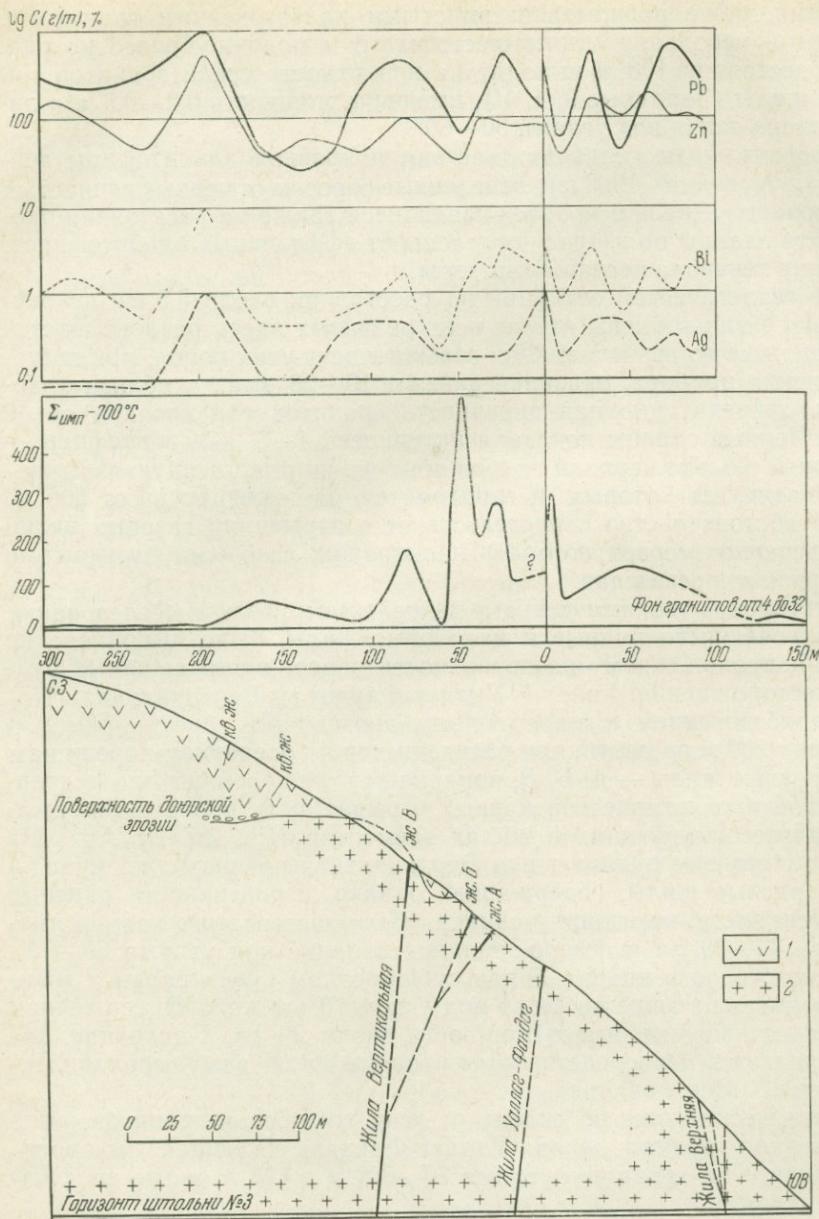


Рис. 1. Геолого-декрептогеохимическое сопоставление. Профиль I—I по поверхности месторождения Холст (Pb—Zn) вкост рудной жилы Уаллаг-Фандаг. Составители Н. П. Ермаков, С. С. Куйкин

1 — альбитофиры; 2 — граниты

В зоне между жилами Верхней и Уаллаг-Фандаг устанавливается превышение нормального фона взрываемости гранитов (от 4 до 32 имп.) минимально в 4 раза, но ввиду малого количества проб (три) здесь вырисовывается только один общий купол пропаривания. В то же время высокочувствительный спектральный анализ на Pb, Zn, Ag по восьми пробам здесь явно обнаружил на кривых логарифмического содержания этих элементов два купола, находящиеся на расстоянии 20—25 м и тя-

готеющих к каждой из упомянутых жил¹. По висмуту выявилась более сложная логарифмическая кривая распределения. В общем он показывает повышение содержания в непосредственной близости от этих жил, и если бы не два промежуточных между ними пика, висмут можно было бы признать хорошим индикатором полиметаллического оруденения в гранитах.

Основное внимание было уделено сопоставлению геохимических и декрептометрических данных по профилю I-1 на интервале развития жил Уаллаг-Фандаг и Вертикальной с ее апофизами. Конкретное рассмотрение геологической и декрептогеохимической ситуации на этом участке выявляет следующие факты. В направлении с юго-востока на северо-запад в лежачем боку жилы Холст-Уаллаг-Фандаг после декрептодепрессии (62 имп.), начавшей обозначаться на расстоянии 10—20 м, наступает резкое повышение взрываемости до 300 имп. вблизи жилы, что не менее чем в 10 раз превышает фоновую декрепитационную активность гранитов. После геохимической депрессии также происходит очень существенное повышение содержания Pb, Zn, Bi, Ag в породах висячего бока жилы на расстоянии около 10 м (см. рис. 1), т. е. здесь имеет место полное совпадение чувствительности декрептофонического и геохимического методов поисков.

В висячем боку этой жилы в интервале до 10 м декрептометрически, по-видимому, вследствие выщелачивания кварца гранитов, обнаружилась депрессия (103 имп.), полная глубина которой вблизи от жилы не была определена. Эта депрессия хорошо выражена и геохимически по содержанию свинца и висмута, в то время как содержания серебра показали подъем, аналогичный породам висячего бока жилы. Учитывая тесные связи свинца и серебра через объединяющий их нахождение галенит, это расхождение следует считать непонятным.

Далее вверх по склону на расстоянии 20—25 м над жилами А и Б выявился декрепитационный пик 279 имп., который сопровождается пиком свинца, а по висмуту определились даже два пика, по-видимому, отвечающих каждой из этих жил.

На декрептометрической кривой суммарного числа импульсов, при нагреве пробы 22 до 700° С, привлекает внимание очень резкий пик взрываемости силой 522 имп. Он приурочен к зоне между висячим боком жилы Б и останцом покровных андезитов. Этот пик хорошо ограничен пробами 18 и 25, имеющими соответственно 200 и 197 имп. на 1 г навески. Природа этого пика осталась бы неясной без учета температурных интервалов взрывов газовой-жидких включений, из которых только около 10% произошло до 500° С, а остальные приходятся на интервал 500—700° С.

Эмпирически установлено, что последний интервал взрываемости, при прочих равных условиях, наиболее характерен для включений газобразных растворов малой плотности, не способных разорвать стенки вмещающих вакуолей без высокой степени перегрева сверх температур гомогенизации (Ермаков, 1950). Обычно такие растворы, первыми проникающие по разломам в область относительно малых давлений, оказываются предрудными. Здесь их повышенной аккумуляции во вторичных включениях минералов гранитов, обозначенной в виде крупного пика предрудных эманаций, между трещиной жилы Б и покровом лейасовых альбитофиров содействовало экранирующее влияние последнего, так как рудообразование в Садонском районе происходило в постнижнеюрское время. Очень плотные, фельзитового типа альбитофиры почти не подверг-

¹ На геохимических графиках, построенных С. С. Куйкиным по оси ординат, вверху обозначены логарифмы концентрации элементов, а на оси абсцисс, как и везде, — расстояния в арифметическом масштабе.

лись пропариванию и обнаружили фоновое для них значение взрываемости (6 имп.). Кстати, по свинцу, цинку и висмуту этот останец также показал резкий спад содержаний, обозначенный на кривых глубокой депрессией (см. рис. 1).

Несмотря на то, что жила Вертикальная выходит на поверхности в виде маломощного (до 20 см) прожилка, она обозначилась в гранитах (на расстоянии 4,5 м от жилы В) четким пиком их взрываемости (174 имп.), который повторился и на геохимических кривых по Pb, Zn, Bi. Уже в 30 м вверх от этого прожилка граниты имеют фоновую декрепитационную активность (12 имп.). Последняя в эффузивных альбитофирах, залегающих выше по разрезу, варьирует от 5 до 11 имп., но между двумя маломощными кварцевыми жилами выявлено ее повышение до 61 имп.

Таким образом, кварцевые альбитофиры («кератофиры») оказываются чувствительными к воздействию растворов, сохраняют их включения и показывают взрываемость в зонах эпигенетической минерализации. Однако образование указанных кварцевых жил не сопровождалось привнесением металлов, так как даже высокочувствительный спектральный анализ не выявил здесь Pb, Zn, Bi и Ag выше фонового содержания. Природа пика этих металлов в альбитофирах, залегающих выше по склону, пока остается неясной.

Садонское месторождение, эксплуатирующееся с 1847 г., относится к наиболее хорошо изученным и подробно охарактеризованным в литературе рудным объектам. Поэтому здесь мы отметим лишь, что его наиболее богатые рудные жилы располагаются в крупных тектонических трещинах равномернозернистых, иногда порфиризовидных или микроклиновых двуслюдяных гранитов. Нижнепалеозойский массив последних перекрывается с разрывом толщей вулканогенных и осадочных пород нижней юры, экранирующей оруденение. Основное внимание мы сосредоточили на восточном районе развития промышленных кварц-пирротин-полиметаллических жил, имеющих юго-восточное падение под углами 50—80°.

Высокочувствительному спектральному и декрепитометрическому анализу подвергались пробы по профилю VII-1, отобранные в кварцлагере шахты Артем на II горизонте Садонского рудника. Особенно детально был изучен разрез на запад и восток от крупной жилы Вертикальной на расстоянии до 100 м в обе стороны от нее (рис. 2). Итоги тщательного геохимического и декрепитометрического исследования с контрольными проверками результатов представлены в таблице. В эту таблицу включены также выборочные пробы в интервале 220—480 м на запад от жилы Вертикальной, где кроме маломощных (0,5—0,8 м) рудных жил и минерализованных трещин в биотитовых и двуслюдяных гранитах развиты более ранние дайки сингенетических с ними древних аплитов и кварцевых жил. Остаточная магма и гидротермальные эманации дали здесь древний палеозойский спектр пропаривания, усложнивший дешифрирование ореолов вокруг молодых, постнижнеюрских рудоносных жил.

Отрезок профиля в районе жилы вертикальной в этом отношении оказался наиболее благополучным и надежным для сопоставления геохимических и декрепитометрических данных. Поэтому именно на нем мы и сосредоточили основное внимание.

Симметрично по обе стороны, на расстоянии 35 м от жилы, при нагревании проб гранитов до 700°С обнаружилось два четких пика взрываемости 1210 и 1459 имп., за которыми к востоку и западу на расстоянии 80 м выявились по отношению к ним глубокие депрессии 198 и 255 имп.

К востоку от рудной жилы крупному декрепитационному пику (1210 имп.) и ограничивающим его депрессиям (198 и 146 имп.) в точности отвечают резкие повышения и спады в содержании элементов индикаторов оруденения (Pb, Bi, Tl). Такие же полные совпадения относятся

Ag C (atm), %

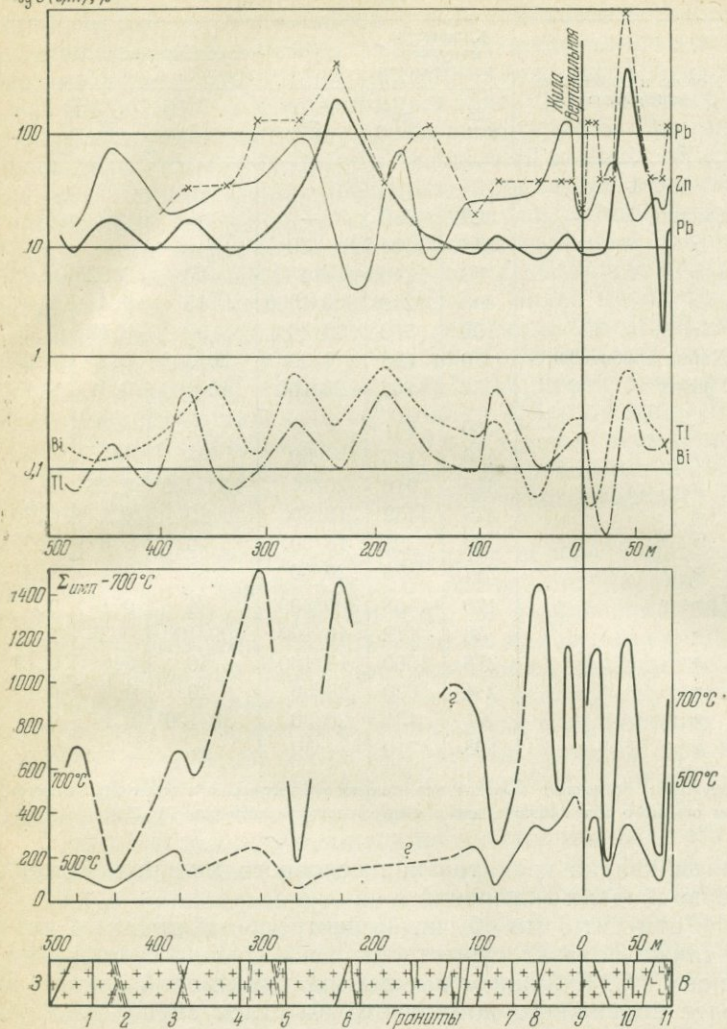


Рис. 2. Сопоставление геохимического и декрепитационного рудопроисхождений методов по месторождению Садон. Профиль VII-1 по горизонту II в кваршлага от шахты Артем через жилу Вертикальную. Составители Н. П. Ермаков, С. С. Куйкин

- | | |
|-------------------------------------|-------------------------------|
| 1 — кварцевая жила, мощность 0,5 м; | 8 — кварцевая жила; |
| 2 — Большой сброс; | 9 — рудная жила Вертикальная; |
| 3 — рудная жила, мощность 0,8 м; | 10 — кварцевая жила; |
| 4-5 — кварцевые жилы; | 11 — дайка альбитофиров |
| 6-7 — рудные жилы; | |

к минерализованной зоне трещиноватости между дайкой альбитофиров и гранитами, в которой декрепитационная активность пород поднимается до 1165 имп., параллельно с повышением содержания Pb. Однако точность этих совпадений, начиная с расстояния 15—20 м от главной рудной жилы Вертикальной, уже утрачивается. Геохимически, по данным высокочувствительного спектрального анализа, здесь в рудовмещающих гранитах обнаруживаются резкие снижения содержаний всех металлов (отрицательные аномалии), в частности Pb, Zn, Bi, Tl (см. рис. 2). Однако с приближением к рудному телу в интервале 20—10 м декрепитометрия выявляет второй резкий пик взрываемости до 1191 имп. с последующим уменьшением их на расстоянии 3 м до 959 имп. и ниже. Последнее связа-

Геохимическое и декрептометрическое исследование пород, вмещающих жилу Вертикальную

№ пробы	Расстояние от жилы Вертикальной, м		Порода и проявление минерализации	Количество импульсов взрываемости		Содержание элементов*, г/т			
	на восток	на запад		до 500° С	до 700° С	Pb	Zn	Tl	Bi
782	3	—	Гранит	329	959	—	—	—	—
780	10	—	»	312	1191	—30	—	—	—
779/8	15/20	—	»	68	146	10	60	0,025	0,08
776	40	—	»	383	1210	600/1000	15	0,4	1,0
775	60	—	»	193	500	10/30	30	0,15	0,4
773	80	—	Дайка альбитофира	70	193	3/30	20/300	0,15	0,2
774	82,5	—	Гранит	558	1165	20/100	40/100	0,4	0,15
792	—	4	»	480	631	—/30	—	—	—
794	—	10	»	410	1195	—/30	—	—	—
789	—	20	»	345	910	20/30	150/300	0,15	0,3
797	—	40	»	375	1459	10/30	40	0,1	0,06
799	—	80	»	43	255	15/30	30	0,6	0,3
800	—	100	»	247	875	20/30	30	0,1	0,2
806	—	220	Гранит	120	1468	300/300	4	0,1	0,3
803	—	260	»	48	172	40/100	100/100	0,25	1,0
810	—	300	»	216	1560	15/100	40	0,1	0,15
819	—	380	»	234	690	20/30	20	0,6	0,15
822	—	440	»	91	131	20/30	80/100	0,15	0,3
824	—	530	»	103	710	—/30	—	—	—

* В числителе указано содержание по данным высокочувствительного спектрального анализа (в трубках), в знаменателе — по данным обычного полук количественного спектрального анализа (для Pb, Zn).

но с выщелачиванием кварца гранитов как основного минерала-хранителя вторичных газовой-жидких включений.

Здесь любопытно отметить, что обычный спектральный анализ в указанном интервале также показал существенное повышение содержания свинца, обозначенное С. С. Куйкиным на графике пунктирной линией, а пик цинка как более подвижного компонента оказался смещенным на большее расстояние, совпадающее с декрептометрической депрессией. Нельзя не отметить, что последняя отвечает интервалу развития «чистых» гранитов, а амплитуда окаймляющих ее пиков, возможно, была усилена наличием в них прожилков дорудного кварца и минерализованных трещин.

В направлении на восток глубокая депрессия совпала с дайкой плотных альбитофиринов, менее, чем граниты, подвергавшихся пропариванию. Однако несмотря на все эти осложнения, можно с уверенностью считать, что наличие жилы Вертикальной, точнее, генерировавших ее проточных растворов, обеспечило на расстоянии 50 м возникновение ореола пропаривания и аномальной взрываемости рудовмещающих пород.

Как видно из графика, и к западу от этой вертикальной рудной жилы, декрептометрически была выявлена та же картина взрываемости пород, что и к востоку от нее. Однако на западе резкое увеличение количества взрывов (главный пик — 1459 имп.) совпало также с влиянием нерудных кварцевых жил, обнаруживающихся в гранитах на расстоянии 35—65 м от главной рудной жилы. Они отразились здесь в существенном дорудном усилении декрептометрической активности пород, но в то же время не вызвали их обогащения металлами. Что касается ближнего, примыкающего с запада к жиле Вертикальной декрептометрического

пика, то он достаточно точно совпал с пиками по свинцу, цинку, висмуту и таллию и связан только с молодым оруденением (см. рис. 2). Геохимические и декрептометрические аномалии, располагающиеся на расстоянии свыше 100—200 м, формировались без участия рудоносных растворов, фильтровавшихся в стороны от этой жилы. Эти аномалии связаны с местными условиями древней кварцевой и молодой (рудной) минерализации. С точки зрения последней, привлекает внимание интервал кварцшлага 200—240 м, где геохимически (по свинцу) и декрептометрически (1468 имп.) выявляется четкая положительная аномалия, которая вряд ли может быть связана здесь только с наличием мелких прожилков. Последние могут оказаться апофизами более крупного рудного тела.

Безрудная декрептометрическая аномалия (1560 имп.), выявляющаяся на расстоянии 300 м от жилы Вертикальной, по-видимому, связана только с древней (палеозойской) кварцевой минерализацией в гранитах. Наблюдающаяся на расстоянии 376 м от жилы Вертикальной кварцево-рудная жила мощностью 0,8 м в ее висячем боку (на расстоянии в 12 м) обнаруживается подъемом декрепитационной активности гранитов до 690 имп. и с помощью высокочувствительного спектрального анализа на Pb и Tl.

Проба, взятая из зоны Большого сброса (мощностью 1 м), находящегося на расстоянии 438 м от жилы Вертикальной, обнаружила повышенные содержания Pb, Zn и Tl, но резкий спад декрепитационной активности (131 имп.) раздробленных и рассланцованных гранитов. Этот сброс, возникший еще в дорудное время, испытывал и послерудные перемещения, механическая энергия которых, переходившая в тепловую, обеспечила значительную природную взорванность вторичных газожидких включений в кварце гранитов, который при искусственном прогреве до 700°С показал низкую декрепитационную активность, близкую к фоновой для этих пород Садонского рудного поля.

Наконец, наблюдающиеся на расстоянии 453—482 м от жилы Вертикальной безрудная кварцевая и рудоносная жилы, имеющие мощность до 0,5 м, проявились в пике декрепитационной активности 710 имп., причем после спада над кварцевой жилой наблюдается повышение содержания Pb, Zn, Bi и Tl по направлению к жиле, содержащей сульфиды.

На рис. 2 обозначены две кривые: верхняя — для свинца, выявленного обычным спектральным анализом, нижняя — для температур нагревания проб до 500°С. Первая геохимическая кривая дает возможность сопоставления точности обычного и высокочувствительного методов количественного спектрального анализа для свинца. По большинству проб на свинец можно видеть удовлетворительные совпадения результатов, если этот металл содержался в породах в относительно больших количествах (выше 20 г/т). Однако, как можно видеть из таблицы, вариации в его содержании от 3 до 20 г/т по существу не выявляются обычным спектральным анализом. Поэтому мы проводили сопоставление декрепитационных кривых только с геохимическими кривыми, построенными по данным высокочувствительного анализа.

Вторая, самая нижняя декрепитационная кривая, относящаяся к интервалу нагрева до 500°С, дает возможность сопоставления с кривой, построенной по данным нагревания проб до 700°С. Можно видеть, что обе эти кривые совпадают, хотя положительные и отрицательные аномалии взрываемости при нагревании до 700°С выглядят более резко. Сопоставление этих кривых представляется интересным потому, что взрываемость газожидких включений до 400—500°С характерна для низко- и среднетемпературных гидротермальных растворов, обладающих относительно высокой плотностью, или для включений очень малых размеров (первые десятки микрон), которые образуются при быстрой кристаллизации мелкозернистых жильных масс.

Малые плотности включений флюидов от высокотемпературных сухих газов до низкотемпературных паров соответственно характерны для раннепневматолитового процесса и поздних эпизодов пневматолита, иногда возникающих при внутрирудных, часто повторных тектонических приоткрываниях трещин. И газовые, и жидкие водные растворы, проникая в породы, вызывают в них метасоматоз, залечивают микротрещинки в минералах и при этом самоконсервируются в виде мнимовторичных и вторичных газовых и жидких включений, которые даже при равных условиях (размеры включений, прочность включающего минерала) взрываются при нагревании в разных, отмеченных выше интервалах температур.

Декрепитационные кривые отражают лишь суммарные количества импульсов взрывов на единицу веса пробы (1 г), и в общем их количество возрастает с приближением к минерализованной жиле; часто обнаруживаются спады лишь в призальбандовых частях, если происходило выщелачивание. Разница в сумме импульсов высокотемпературного интервала нагревания (500—700° С) и интервала до 500° С не является случайной и в самом первом приближении может характеризовать некоторые качественные различия на разных участках кривых. Эти различия могут выражаться в виде отношения количества взрывов низкотемпературных (до 500° С) к высокотемпературным, фиксированным прибором в интервале 500—700° С. Такое отношение можно обозначить в виде коэффициента E , который, например, для гидротермальных пиков, фиксирующих фильтрацию растворов от формировавшейся рудной жилы Вертикальной на расстоянии до 10—40 м, составит менее 4, в то время как другие высокоимпульсные пики для безрудных участков или со слабым руденением, в данном конкретном случае связанным с древней (палеозойской) минерализацией, характеризуются коэффициентом E от 7 до 12.

Статистических данных по этому вопросу еще недостаточно, и эти наметки в качественных различиях декрепитационных пиков следует рассматривать пока как предположительные. Здесь предстоят еще большие коллективные исследования с применением вариационной статистики и использованием вычислительных машин для получения надежных параметров при расшифровке геохимических и декрепитационных положительных и отрицательных аномалий.

Количественные и качественные показатели должны анализироваться совместно, так как при отсутствии видимого под микроскопом вкрапленного оруденения во вмещающих породах элементы-индикаторы первичных ореолов рассеяния оказываются представителями геохимических сред, герметизированных во вторичных включениях минералов рудовмещающих пород. Это особенно хорошо выявляется при сопоставлении результатов высокочувствительного спектрального и декрепитационного анализов рудовмещающих пород.

О температурных и других физико-химических условиях формирования постмагматических месторождений Восточного Забайкалья

Е. М. Лазько, Ю. П. Дорошенко, Л. И. Колтун,
Ю. В. Ляхов, Н. И. Мязь, А. В. Пизнюр

Металлогеническая провинция Восточного Забайкалья включает большое количество разновозрастных месторождений различных генетических типов. Среди них наибольшее значение имеют постмагматические месторождения золота, молибдена, вольфрама, олова, свинца, цинка, а также флюорита. Все они сформированы в течение второй половины юры — нижнего мела и принадлежат к единой киммерийской металлогенической эпохе (Козеренко, 1960; В. И. Смирнов, 1963).

В пространственном расположении большинства этих месторождений С. С. Смирнов установил определенную закономерность, заключающуюся в том, что однотипные рудные формации концентрируются в пределах более или менее четко выраженных рудных поясов. Этим ученым были выделены три таких пояса, последовательно сменяющих друг друга с северо-запада на юго-восток: золото-молибденовый, оловянно-вольфрамовый и полиметаллический (С. С. Смирнов, 1944). Причины такой региональной металлогенической зональности остаются еще далеко не ясны. Позднее В. Н. Козеренко (1960) показал, что мезозойские структурно-фациальные зоны, с которыми связаны соответствующие рудные пояса, обладают сложной конфигурацией.

В целях более полного выявления особенностей металлогении Восточно-Забайкальской провинции и отдельных ее рудных поясов нами было предпринято систематическое термобарометрическое изучение наиболее крупных и интересных месторождений, дающее надежную информацию о главных физико-химических параметрах природного минералообразования (Ермаков, 1950).

Золотые и молибденовые месторождения. Процесс рудообразования на большинстве молибденовых и золоторудных месторождений, относящихся к кварц-турмалиновой формации, характеризуется довольно длительной многостадийной историей развития. Каждая из стадий минерализации характеризуется вполне определенным набором парагенетических минеральных ассоциаций и строго определенным порядком их развития во времени (Петровская, 1960). Наиболее общей является следующая схема стадийности: 1) кварц-молибденитовая стадия; 2) кварц-турмалиновая; 3) пирит-арсенипирит-кварцевая; 4) золото-полиметаллическая; 5) кварц-карбонатная. Самая ранняя кварц-молибденитовая стадия слабо проявляется в золото-молибденовых и совершенно выпадает на собственно золоторудных месторождениях. Степень развития четвертой (полиметаллической) стадии, наоборот, закономерно снижается от золоторудных к молибденовым месторождениям.

Общность схемы стадийности рудообразования на месторождениях золота и молибдена свидетельствует о принадлежности их к единой генетической группе, что хорошо подтверждается данными термобарометрических анализов включений минералообразующих сред в минералах из этих месторождений.

Основываясь на материале по термобарометрии включений в минералах из молибденовых (Жирекенское, Давендинское), золото-молибденовых (Ключевское, Шахтаминское, Бугдаинское, Голготайское, Ширгинское) и золоторудных (Дарасунское, Чернозипунихинское, Казаковское, Фатимовское, Майское, Любавинское, Итакинское) месторождений, мож-

но уверенно утверждать, что в их формировании принимали участие как гидротермальные, так и пневматолитовые растворы. При этом минералообразующая деятельность последних проявлялась только в ранний период рудного процесса, охватывавший кварц-молибденитовую и кварц-турмалиновую стадии минерализации, когда происходило внедрение дайкового комплекса (Давенда, Ключи, Жирекен) либо возникновение взрывных брекчий, обычно предшествовавших кварц-турмалиновой стадии (Жирекен, Ключи, Шахтама, Бугдая, Дарасун и др.). И только на месторождениях Дарасун и Чернозипуниха минералообразующая роль газов отмечается и в начале третьей стадии ранних сульфидов, что, по-видимому, объясняется их расположением вблизи парагенетически родственных магматических образований.

Каждая из ранних стадий начиналась исключительно в условиях газообразного состояния минералообразующих растворов, которые, постепенно уплотняясь по мере снижения температуры, закономерно трансформировались в высокотемпературные гидротермы. В кварц-молибденитовую стадию эти растворы на собственно молибденовых месторождениях (Жирекен) характеризовались высоким содержанием хлоридов натрия и калия, в то время как на золото-молибденовом Голготайском месторождении в них превалировал углекислый компонент. Во вторую, кварц-турмалиновую стадию газовые растворы имели преимущественно углекислый состав (Чернозипунихинское, Казаковское, Фелимовское и другие месторождения).

Третья стадия ранних сульфидов для большинства месторождений (за исключением Дарасунского и Чернозипунихинского) характеризовалась уже собственно гидротермальной деятельностью, которая продолжалась также в последующую во времени золото-полиметаллическую и завершавшую процесс кварц-карбонатную стадии. Степень развития полиметаллического минерального комплекса, как отмечалось Н. В. Петровской (1955), для большинства месторождений определяет их перспективность на золото. Растворы этого периода рудообразования, судя по данным водных вытяжек, носили преимущественно гидрокарбонатный характер и были калиево-магниевыми при подчиненной роли щелочных элементов.

Сходство рудного процесса для рассматриваемых месторождений не менее ярко обнаруживается также при сравнении температур и давлений, имевших место в соответствующие стадии. Наиболее высокие температуры¹ (выше 300—350°С) фиксируются для кварц-молибденитовой стадии. При этом выделение из гидротермальных растворов молибденита относится к довольно узкому интервалу температур: 420—370°С (Жирекен), 380—350 (Ширга), 380—340 (Шахтама), 370—325 (Голготай), 370—340 (Бугдая), 390—360°С (Ключи). Давление в этот период, как это следует из $P-T$ -диаграммы для систем $\text{CO}_2\text{—H}_2\text{O}$ и $\text{CO}_2\text{—NaCl}$, превышало 1000 атм.

Кварц-турмалиновая стадия также характеризовалась высокотемпературными условиями порядка 450—290°С. Исключение составляет Жирекенское месторождение, где для этой стадии определены температуры 530—380°С. Давление в эту стадию также превышало 1000 атм. Условия высокотемпературного режима сохранились и для стадии ранних сульфидов: 420—230°С на Жирекенском, 490—240°С на Любавинском месторождениях. Однако на большинстве месторождений эта стадия развивалась в более узком диапазоне температур — порядка 350—250°С. Давление при этом достигало 900—1000 атм.

Наиболее стабильным для всех месторождений являлся температурный интервал выделения золото-полиметаллической ассоциации (280—

¹ Здесь и дальше приводится температура гомогенизации включений без поправки на давление.

200° С), причем оптимальными для выделения золота можно считать температуры порядка 250—200° С. Давление в этот период составляло 750—650 атм.

Завершающая для всех месторождений кварц-карбонатная стадия развивалась в диапазоне средних и в основном низких температур — от 220—200 до 80—50° С. Давление при этом в среднем составляло 200—400 атм.

Таким образом, молибденовые, золото-молибденовые и золоторудные месторождения кварц-турмалиновой формации сформировались в условиях высокотемпературного пневматолитово-гидротермального процесса на средних глубинах порядка 2—4 км (если считать полученные давления литостатическими).

К иной генетической группе принадлежит так называемое убогосульфидное (Петровская, 1960) золотое оруденение балейского типа, представителями которого в рассматриваемом регионе являются Балейское и Тасеевское месторождения.

360 Как показали исследования включений минералообразующих растворов в минералах, а также минералогические наблюдения, руды Балейского и Тасеевского месторождений сформировались в шесть стадий гидротермального процесса, характеризующиеся возникновением специфических минеральных ассоциаций и определенными условиями температуры: 1) стадия раннего халцедоновидного кварца (285—245° С); 2) продуктивная золото-сульфоантимонит-карбонат-кварцевая (250—200° С); 3) карбонат-кварцевая (190—150° С); 4) кварц-сульфидная с блеклыми рудами и золотом (вторая продуктивная); 5) антимонит-кварцевая (165—135° С); 6) каолинит-кварцевая стадия (110—100 до 85—70° С). Температуры гомогенизации включений могут рассматриваться как весьма близкие к истинным температурам минералообразования, что следует из небольшой глубины формирования балейских руд — всего около 150—200 м (Хомич, Чеглоков, 1966), при которой не требуется вносить существенные поправки на давление, а также из наблюдающейся периодической гетерогенизации растворов, вообще исключающей надобность в таких поправках (Лазыко и др., 1968).

Основываясь на данных анализов водных вытяжек, можно говорить о существовании гидрокарбонатном кальциево-магнезиальном либо магнезиально-кальциевом характере рудообразующих растворов со значительным количеством кремния. Согласно данным, экспериментально полученным по отдельным включениям (рН 7,5±0,2) и водным вытяжкам (рН 7,0—8,5), а также исходя из многочисленных примеров парагенетических сообществ минералов-индикаторов, можно допустить, что оруденение балейского типа формировалось при участии преимущественно слабоосновных растворов (рН ≤ 9,0).

Анализ газовых вытяжек из включений газообразных растворов показывают, что главными газовыми составляющими последних были азот с примесью редких газов и в меньшей мере группа кислых газов (CO₂ + H₂S). Газовые компоненты находились в растворенном состоянии и вместе с парами воды при гетерогенизации (вскипании) системы периодически обособлялись (дегазация растворов).

Рудообразующая деятельность растворов протекала в условиях скачкообразного снижения (от 285—250 до 185—70° С) температур, причем размер температурных скачков, характеризовавших наступление очередной стадии минерализации, закономерно уменьшался по мере развития рудного процесса. Наиболее существенным скачком температур (50—70° С) ознаменовалась кристаллизация крупношестоватых агрегатов кварца в первую послепродуктивную карбонат-кварцевую стадию процесса (275—150° С). К этому же периоду относится частое интенсивное вскипание растворов.

Периодические вскипания растворов происходили и в продуктивную золото-сульфоантимонит-карбонат-кварцевую стадию рудного процесса; они обуславливались резким перепадом давления внутри системы в результате мгновенных приращений объема. Отложение полосчатых мелкокристаллических (халцедоновидных) кварцев, столь характерных для Балейско-тасеевских руд, происходило в результате периодически наступавшего массового отделения кремнезема (возможно, с образованием гелей), вызываемого резким пресыщением растворов при нарушениях термодинамического режима. Размер и характер таких нарушений, очевидно, определялись тектоническими факторами.

Развитие послепродуктивных стадий минерализации, исключая карбонат-кварцевую, происходило при участии преимущественно гомогенных гидротермальных растворов. Рудоотложение в эти стадии происходило также в ходе более или менее значительных спадов давления, однако при новых, более низкотемпературных условиях эти спады, по-видимому, были недостаточно резки, чтобы привести к вскипанию растворов. Выявленные в начале каждой из послепродуктивных стадий минерализации температурные скачки менее значительны по сравнению с первым. Так, началу сульфидно-кварцевой стадии отвечает скачок температур порядка 10—40° С, антимонит-кварцевой — порядка 10—15° С. Максимальные значения повышенных температур отмечаются в северных участках рудного поля.

Характер распределения температур минералообразования в пределах Балейского рудного поля по горизонтам, а также на глубину свидетельствует о вполне закономерном изменении температурных условий не только во времени, но и в пространстве, которая выражается в понижении температур минералообразования с уменьшением глубины по мере удаления от Борщевочного разлома к югу и юго-западу. Это позволяет говорить о возможном рудораспределяющем значении этого разлома и указывает общее направление распространения растворов.

Полученные результаты показывают, что Балейское и Тасеевское месторождения не относятся к типично низкотемпературным, как это было принято считать раньше, а принадлежат к числу среднетемпературных гидротермальных образований малых глубин. В последнее время в литературе появились аналогичные указания относительно некоторых золото-серебряных месторождений Северной Добруджи (Borcós, Manilici, 1965) и Северо-Востока СССР (Гончаров и др., 1968), также считавшихся ранее эпитермальными.

Вольфрамовые месторождения. Процесс формирования вольфрамовых месторождений охарактеризован нами на примере Белухинского и Букуинского, являющихся наиболее типичными для Восточного Забайкалья (Барабанов, 1961; Левицкий, 1964). Для них характерна четырехстадийная схема минералообразования: 1) кварц-мусковит-турмалиновая стадия¹; 2) кварц-вольфрамитовая; 3) кварц-пирит-сфалеритовая (сульфидная); 4) карбонатно-флюоритовая стадия. Каждая из стадий характеризуется возникновением специфических минеральных ассоциаций, состав которых, вероятно, обусловлен резко различными физико-химическими условиями рудообразования.

Как показали минералотермометрические исследования включений, развитие первых двух стадий осуществлялось в наиболее высокотемпературных условиях — порядка 380—300° С и, возможно, несколько выше. При этом на ранней стадии, по-видимому, главенствующую роль играли газообразные растворы. Вторая, кварц-вольфрамитовая стадия, начало которой определяется температурой около 340° С, ознаменовалась дея-

¹ Кварц-мусковитовая — для Букуки и кварц-турмалиновая — для Белухи.

тельностью растворов, плотность которых соответствует переходному состоянию от газообразного к жидкому. Это четко фиксируется по критическим явлениям, особенно часто наблюдаемым во включениях при 330—325° С. В дальнейшем образование этой продуктивной минеральной ассоциации осуществлялось из постепенно уплотнявшихся гидротермальных растворов вплоть до 300° С.

Верхняя температурная граница развития минеральной ассоциации кварц-вольфрамитовой стадии в целом, очевидно, несколько занижена, так как термометрически удалось охарактеризовать лишь верхние и средние горизонты месторождений, в то время как имеется основание предполагать более высокотемпературную характеристику растворов на более глубоких уровнях. Вместе с тем критическое состояние растворов (период конденсации) на уровне изученных горизонтов позволяет допустить, что на больших глубинах они были газообразными, так как постепенное снижение температуры и возрастание плотности растворов неизбежно приводят к трансформации газовых растворов в высокотемпературные гидротермы. Наиболее благоприятные термодинамические условия для кристаллизации вольфрамита, вероятно, отвечают периоду конденсации растворов.

Главная масса вольфрамита выделялась в начале деятельности высокотемпературных гидротерм (350—325° С) сравнительно низкой плотности. Об этом свидетельствует почти полное совпадение данных, полученных методами гомогенизации включений в кварце, с начальной температурой декрепитационного эффекта для вольфрамита (360—340° С). Можно предположить наличие значительного давления, развивающегося во включениях в момент гомогенизации, что, по-видимому, обусловлено присутствием в растворах углекислоты.

В дальнейшем, после значительного перерыва во времени и вслед за тектоническим оживлением участка месторождения, наступил второй, собственно гидротермальный этап развития. Он ознаменовался выделением целого комплекса среднетемпературных сульфидов в сопровождении кварца новой генерации. В последнем температурный интервал развития сульфидной стадии находится в пределах 300—220° С. Для этого этапа в общем характерно гомогенное состояние растворов, которые были насыщены углекислотой.

Развитию завершающей, карбонатно-флюоритовой стадии процесса предшествовали существенные тектонические подвижки. Новая порция гидротермальных растворов, в отличие от предыдущей, была обеднена углекислотой. Температуры в начале стадии находились в пределах 220—200° С, что свидетельствует о заметном спаде тепловой активности питающего очага. В целом карбонатно-флюоритовая стадия развивалась на фоне относительного снижения температур от 220—200 до 120° С. Однако обилие выделений халцедоновидного кварца, заканчивающегося формированием этой ассоциации, позволяет несколько сдвинуть нижний температурный предел в область тепловодных условий.

Как показали результаты анализов водных вытяжек, характер растворов в процессе рудообразования менялся от гидрокарбонатно-натриевого к гидрокарбонатно-магниевого и затем гидрокарбонатно-кальциевому.

Полиметаллические месторождения. Сопоставление результатов изучения геологического строения, минерального состава и термометрических исследований некоторых полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья позволяет установить для них ряд общих черт и выявить некоторые различия.

Процесс рудообразования на большинстве месторождений (Михайловское, Кадаинское, Покровское, Акатуевское и др.) происходил на фоне частых тектонических подвижек, отделяющих, как правило, стадии

минерализации. Для большинства месторождений последовательность и минеральный состав стадий очень близки. Формирование их происходило на протяжении трех периодов. Ранний период охватывал стадии, характеризовавшиеся выделением арсенопирит-пирит-пирротиновых минеральных ассоциаций. Во второй период происходило формирование основной массы полиметаллических руд, сопровождавшееся иногда выделением карбонатов. Завершающие стадии относятся к третьему периоду, отличающемуся широким развитием карбонатов, иногда с буланжеритом и антимонитом. На протяжении всех трех периодов происходила кристаллизация кварца.

От этой схемы несколько отходят месторождение Савинское 5, где проявлены ранние допродуктивные скарновые образования, а также Ново-Широкинское месторождение со специфической ртутной и мышьяковой минерализацией.

Изучение минералообразующих растворов в прозрачных жильных и рудных минералах показывает, что формирование полиметаллических месторождений происходило в условиях разкого изменения температур гидротермальных растворов — от 350°С до холодноводных. На месторождении Савинское 5 верхний температурный предел (предрудное скарнирование) превышал 400°С. Этот же период (аксинитовая стадия) характеризуется деятельностью пневматолитовых процессов. На большинстве месторождений рудообразование происходило из гидротермальных растворов в условиях постепенного спада температур от более ранних стадий к более поздним. Иногда отмечается, что температура в начале более поздней стадии выше, чем в конце предыдущей. Такого рода температурные скачки выражены на Покровском, Акатуевском и других месторождениях.

Температуры растворов для продуктивных стадий отдельных месторождений характеризуются следующими величинами: 235—180°С (Кадаинское), 160—140 (Михайловское), 210—160 (Покровское), 230—190 (Акатуевское), 230—200°С (Савинское 5). Перепады температур при выделении промышленных руд в отдельные стадии составляли от 55 до 20°С.

Судя по минеральному составу руд, начальные стадии формирования месторождений характеризовались присутствием в растворах значительных количеств серы и уменьшением ее роли к завершающим периодам, когда преобладало выделение минералов, в составе которых главную роль играли карбонатные комплексы. Это подтверждается данными водных вытяжек из минералов поздних стадий. Кадаинского и Акатуевского месторождений, показавшими, что растворы имели существенно гидрокарбонатно-кальциевый состав. Подчиненная роль в них принадлежала натрию, калию, хлору и гидросиликат-иону.

В составе гидротермальных растворов существенную роль играла углекислота, наибольшее количество которой (5—30% объема включений) приходится на главные продуктивные стадии процесса.

Флюоритовые месторождения. Минералообразование на флюоритовых месторождениях Восточного Забайкалья осуществлялось в ходе сравнительно несложного процесса, подразделяемого обычно на три стадии, которые характеризовались возникновением строго определенного набора минеральных ассоциаций: I стадия — кварц-флюоритовая, кварц-кальцит-флюоритовая, сульфидно-кварцевая ассоциации; II стадия — адуляр-кварцевая с флюоритом; III стадия — каолинит-флюоритовая с кальцитом, баритом и кварцем.

На основании данных по минералотермобарометрии включений в кварце, флюорите, кальците, адуляре и барите из флюоритовых месторождений (Абагайтуйское, Ново-Бугутурское, Гарсонуйское, Нарынское, Солонечное — полиметаллический пояс; Мотогорская группа, Калангуй-

ское, Степное — оловянно-вольфрамовый пояс; Усуглинское — золото-молибденовый пояс) можно утверждать, что в их формировании принимали участие в основном низкотемпературные гидротермальные растворы.

В первую стадию на Солонечном месторождении растворы характеризовались значительным содержанием хлоридов натрия и калия; в большинстве же месторождений роль хлоридов натрия и калия была значительно ниже. Минералообразование происходило в интервале температур 235—180° С. Формирование первой стадии происходило в интервале температур: 225—155° С (Абагайтуйское), 230—190 (Ново-Бугутурское), 255—170 (Гарсонуйское), 230—160 (Нарынское), 225—175 (Мотогорская группа), 215—195 (Степное), 225—140 (Калангуйское), 220—160° С (Усуглинское). В эту стадию на Мотогорской группе, Гарсонуйском и Абагайтуйском месторождениях в растворах присутствовала углекислота. Давление в период первой стадии минералообразования составляло 50—160 атм.

Проявление второй — адуляр-кварцевой стадии характерно лишь для флюоритовых месторождений полиметаллического пояса. Она развивалась при температурах: 160—115° С (Абагайтуйское), 180—140 (Ново-Бугутурское), 170—120 (Нарынское), 200—170 (Солонечное). Отсутствие ее на других месторождениях, по-видимому, обусловлено литологическими факторами.

Завершающая процесс минералообразования (III стадия) каолинит-флюоритовая, баритовая и кварцевая ассоциации формировалась при температурах: а) каолинит-флюоритовая: 160—65° С (Гарсонуйское), 140—110 (Ново-Бугутурское), 170—90 (Усуглинское), 130—70 (Калангуйское), 170—110° С (Степное); б) баритовая: 110—80° С (Абагайтуйское); в) кварцевая: 160—75° С (Солонечное). Давление в период развития этой стадии было около 40 атм и ниже.

Приведенные данные позволяют утверждать, что флюоритовые месторождения Восточного Забайкалья, приуроченные к различным металлогеническим зонам, в целом принадлежат к одной генетической группе средне-низкотемпературных гидротермальных месторождений малых глубин, сформировавшихся в сходных физико-химических условиях. Температурный интервал выделения основной массы флюорита для всех месторождений стабилен и близок к 220—140° С.

Изложенные выше данные показывают, что большинство постмагматических месторождений Восточного Забайкалья, независимо от их размещения в различных структурно-фациальных зонах региона, в основном принадлежат к двум генетическим типам: 1) пневматолито-гидротермальному; 2) собственно гидротермальному (Лазаренко и др., 1965). К первому типу относятся молибденовые, золото-молибденовые, золоторудные (кварц-турмалиновой формации), вольфрамовые и некоторые полиметаллические (Савинское) месторождения, ко второму — большая часть полиметаллических, все флюоритовые и некоторые золоторудные (Балейское, Тасеевское) месторождения.

Пневматолито-гидротермальные месторождения характеризуются развитием проявившихся в различной степени высокотемпературных (выше 300°С) процессов, которые со временем сменились средне- и низкотемпературными условиями минералообразования. Месторождения гидротермального генезиса в основном принадлежат к числу средне- или низкотемпературных образований. При этом близкие по составу минеральные парагенезисы на различных месторождениях характеризовались определенными температурными условиями выделения. Независимо от температурных особенностей минералообразования в целом большинство изученных месторождений имеют сравнительно узкий (20—80°С) температурный интервал выделения промышленно полезного компонента: 20—50°С — для золота, 20—40 — для вольфрамита,

30—50 — для молибденита, 20—55 — для свинцовых и цинковых минералов и 60—80°C — для флюорита.

Давление, существовавшее в период рудообразования, в большинстве случаев (золото-молибденовые, вольфрамовые и, по-видимому, полиметаллические месторождения) довольно сильно менялось, снижаясь от ранних (более 1000 *атм*) к завершающим (400—200 *атм*) стадиям рудного процесса. Лишь на месторождениях малых глубин, какими являются некоторые золоторудные (Балейское, Тасеевское) и, по-видимому, большинство флюоритовых, давление было невысоким (от первых десятков до 100 *атм*). В то же время именно для этих месторождений наиболее характерны особенно резкие перепады давления, чем объясняется сравнительно широкое развитие на них мелкозернистых, часто халцедоновидных выделений кварца и сопутствующих ему минералов.

Анализ парагенетических ассоциаций минералов молибденовых, золото-молибденовых, вольфрамовых и некоторых полиметаллических месторождений показывает, что в ранний пневматолитово-гидротермальный период их формирования наиболее активная роль в растворах принадлежала таким летучим компонентам как бор, фтор, углекислота. Для гидротермальных процессов эти компоненты менее характерны; в среднетемпературном диапазоне рудного процесса, а именно при формировании промышленных полиметаллических руд, обычно отмечается активизация углекислоты, а при образовании флюоритовых месторождений — фтора, присутствие которого также характерно для низкотемпературных растворов завершающих стадий почти всех месторождений Восточного Забайкалья. На стадии ранних сульфидов существенная роль в гидротермальных растворах принадлежала различным серусодержащим комплексам. В дальнейшем развитии рудного процесса роль серы постепенно снижалась. В завершающие стадии минерализации главенствующая роль в растворах перешла к гидрокарбонат-иону, что выразилось в образовании поздних существенно карбонатных парагенезисов.

Особенности химизма минералообразующих растворов, по данным водных вытяжек (более 300 анализов) из кварцев молибденовых, золоторудных, вольфрамовых и полиметаллических месторождений, заключаются в преимущественно гидрокарбонатном составе с переменным содержанием гидросиликат-иона; роль последнего заметно возрастала к концу рудного процесса. На большинстве золоторудных и молибденовых месторождений (особенно на ранних стадиях их развития) значительная роль принадлежит углекислоте, особенно в газообразных растворах пневматолитово-гидротермального периода рудного процесса (Ключевское, Давендинское, Голготайское, Казаковское, Фатимовское, Чернозипунихинское и другие месторождения). Напротив, на вольфрамовых и полиметаллических, некоторых молибденовых (Жирекен) месторождениях углекислоты много в среднетемпературной части рудного процесса, в период выделения главной массы сульфидов, прежде всего свинца и цинка.

Для большинства месторождений Восточного Забайкалья характерно почти полное отсутствие в составе минералообразующих растворов карбонат- и сульфат-ионов. Это, с одной стороны, свидетельствует о том, что концентрация водородных ионов в таких растворах не могла быть выше 9, а с другой — об участии серы в более сложных комплексах, чем сульфат-ион. Исключение составляет лишь Итакинское золоторудное месторождение, где этот ион присутствует в растворах в заметных количествах (в рудах этого месторождения встречен барит, совсем не характерный для золоторудных месторождений Восточного Забайкалья).

По катионному составу характер минералообразующих растворов различался более существенно. На Жирекенском молибденовом месторождении ранние порции растворов, с которыми связано выделение

главной массы молибденита, были существенно натриевыми. В последующие стадии минералообразование осуществлялось из гидрокарбонатно-кальциево-магнезиальных либо магнезиально-кальциевых растворов при резко подчиненной роли щелочных компонентов.

Золоторудные месторождения в большинстве случаев характеризуются также гидрокарбонатно-кальциево-магниевым либо магниевово-кальциевым составом. Содержание щелочных и галоидных элементов обычно подчинено содержанию щелочноземельных. Однако в продуктивную стадию на многих из этих месторождений (Казаковское, Фатимовское, Чернозипунихинское, Балейское, Тасеевское и др.) наблюдается относительное возрастание роли щелочных элементов, особенно натрия.

Растворы, действовавшие на ранних высокотемпературных стадиях вольфрамовых месторождений, характеризовались исключительно гидрокарбонатно-натриевым составом. Магний и кальций в них практически отсутствовали, что отличает вольфрамовые месторождения от золоторудных и, наоборот, сближает их с молибденовыми. Среднетемпературные же стадии рудного процесса на вольфрамовых месторождениях характеризуются гидрокарбонатно-магниевым составом растворов, аналогичных золотоносным растворам и растворам на полиметаллических месторождениях.

Таким образом, для всех изученных месторождений Восточного Забайкалья, по мере смены высокотемпературных условий средне- и низкотемпературными, намечается общая четко выраженная тенденция изменения химизма рудообразующих растворов от ранних хлоридно-натриевых через гидрокарбонатно-натриевые к гидрокарбонатно-магнезиально-кальциевым и фторсодержащим.

Можно заключить, что в переносе рудных компонентов (золота, молибдена и вольфрама) важная роль принадлежала щелочным элементам и главным образом натрию. Это, очевидно, относится и к полиметаллам, сульфиды которых обычно сопровождают выделение золота, несколько опережая его во времени, хотя имеются некоторые данные, показывающие, что в переносе свинца и цинка значительная роль принадлежит также углекислоте.

Из всего изложенного следует, что несмотря на резкое различие геолого-структурной обстановки, в которой формировались постмагматические месторождения Восточного Забайкалья, в истории и физико-химических условиях их развития обнаруживается очень много общих черт, позволяющих рассматривать эти месторождения как результат раздельно проявленных, но причинно взаимосвязанных и закономерно сменявшихся во времени частей (этапов) единого для Восточного Забайкалья постмагматического рудообразования. Именно в силу этого степень развития высоко-, средне- и низкотемпературных процессов, а также степень проявления соответствующих им гидрохимических типов минералообразующих растворов в пределах отдельных групп месторождений были различными. При этом роль высоко-, а затем и среднетемпературных процессов рудообразования закономерно снижалась от молибденовых и золото-молибденовых месторождений через золоторудные (кварц-турмалиновая формация) и вольфрамовые к полиметаллическим и флюоритовым месторождениям. Иначе говоря, этот ряд месторождений, расположенных по температурам образования, является своеобразной генетической шкалой, в общих чертах отражающей характер и направленность (во времени и пространстве) развития постмагматической рудообразующей деятельности в целом для всей Восточно-Забайкальской металлогенической провинции. Это позволяет говорить о существовании в ее пределах однонаправленной (с северо-запада на юго-восток) температурной зональности регионального порядка, в общих чертах совпадающей с региональной металлогенической зональностью.

Геохимические типы рудноносных гидротерм Дальнего Востока (по данным изучения газовой-жидких включений в минералах)

И. Н. Говоров, Г. Н. Степанов, И. И. Фатьянов, Т. Г. Филиппова

На Дальнем Востоке широко развита рудная минерализация, представленная месторождениями многих рудных формаций, образование которых протекало в различных тектонических, литохимических и термодинамических условиях в связи с внедрением гранитоидных интрузий. Эти особенности металлогенической области представляют большие возможности для сравнительного изучения различных эндогенных месторождений, в частности для разработки вопросов температурного режима рудообразования и химизма минералообразующих гидротерм на основании исследования газовой-жидких включений в минералах. Данные такого рода уже получены для многих дальневосточных месторождений: скарново-сульфидных и жильных оловянно-сульфидных — Тетюхинского района (Хетчиков, 1964; Хетчиков, Гарбузов, 1964; Хетчиков, Ефимова и др., 1966; Ефимова, 1966), касситерит-силикатных Комсомольского района (Сущевская, Барсуков, 1965; Сущевская и др., 1966; Наумов, Сущевская, 1966; Кокорин, Кокорина, 1966, 1968), редкометальных грейзенов и кварцевых жил (Говоров, Филиппова и др., 1968).

Сопоставление результатов анализов вытяжек включенных растворов привело к выводу о существовании различных по химизму типов рудноносных гидротерм (Говоров, Филиппова и др., 1968). Для обстоятельного изучения поставленного вопроса необходимо было получить дополнительные материалы по еще не охваченным термометрическими исследованиями рудным районам и генетическим типам месторождений. Работая в этом направлении, авторы провели изучение неоловоносных месторождений грейзенового (И. Н. Говоров), скарново-шеелитового (Г. Н. Степанов) и золото-кварцевого (И. И. Фатьянов) типов, а также Лифудзинского оловорудного месторождения (И. Н. Говоров). Получение водных вытяжек из минералов и их химический анализ выполнен Т. Г. Филипповой по методике, детально описанной в нашей предыдущей статье (Говоров, Филиппова и др., 1968).

Аньюское грейзеновое проявление

Рудопоявление, расположенное в среднем течении р. Анюй (Северный Сихотэ-Алинь), приурочено к контакту гранитного интрузива послеверхнемелового возраста, залегающего среди песчано-глинистых сложенных нижнего мезозоя. Минерализованный участок представляет собой узкую зону (шириной в несколько десятков метров) грейзенизированных порфиroidных биотитовых гранитов и гранит-порфиров краевой фации, вытянутую на 1,5 км непосредственно вдоль контакта интрузива с биотитовыми роговиками. В пределах участка в гранитах встречаются мелкие жилки аплита, полого залегающие жилы пегматоидных пород кварц-микроклинового и кварц-мусковитового состава, а также гнездообразные выделения микропегматитовой структуры. Все эти породы в той или иной степени грейзенизированы.

На общем фоне слабо измененных пород неравномерно распределены грейзеновые тела гнездовой и жильной формы. Как правило, они имеют

зональное строение с переходом слабо грейзенизированных гранитов в кварц-мусковитовый грейзен, содержащий гнезда и жилки существенно мусковитового состава, а затем — в мусковит-кварцевый и кварцевый грейзены, слагающие внутренние части метасоматических тел. В кварцевых грейзенах часто наблюдаются друзовые обособления дымчатого кварца. Кроме того, в грейзенах и грейзенизированных породах рассеяны различно ориентированные короткие жилы и прожилки кварца светлой-серой окраски и массивного сложения, иногда дымчатого, грубозернистого, с друзовыми выделениями. Из рудных минералов в грейзенах и кварцевых жилах встречаются молибденит, вольфрамит, арсенопирит, пирит, реже касситерит.

Для термометрического изучения были отобраны хорошо образованные кристаллы дымчатого кварца из друзовых полостей в кварцевых грейзенах и жилах¹. Исследования, проведенные М. И. Ефимовой, показали, что во всех случаях в дымчатом кварце присутствуют включения трех типов: 1) изометричные включения в форме отрицательных кристаллов размером 0,1—0,8 мм с большим количеством газовой фазы (60—90% по объему); 2) газовой-жидкие включения неправильной формы размером 0,1—1 мм; 3) плоские, неправильные, иногда расшнурованные газовой-жидкие и жидкие включения с объемом газовых пузырьков до 15% размером от сотых долей до 1—3 мм, часто содержащие твердую фазу. Включения первого и второго типов гомогенизируются в жидкость в интервале 385—400°С и показывают рН раствора при комнатной температуре от 7,2 до 7,6. Включения третьего типа гомогенизируются при 280—290°С и обладают кислотной реакцией (рН 6,2—6,4).

Для приготовления вытяжек были отобраны образцы пегматоидного микроклина (обр. 926), грубозернистого дымчатого кварца из грейзе-

Таблица 1

Результаты химического анализа водных вытяжек из минералов Анойского грейзенового проявления

Компоненты	Микроклин (обр. 926)			Кварц (обр. 916)			Кварц (обр. 917)		
	г/кг H ₂ O	г-экв/кг H ₂ O	экв. %	г/кг H ₂ O	г-экв/кг H ₂ O	экв. %	г/кг H ₂ O	г-экв/кг H ₂ O	экв. %
Na ⁺	38,459	0,220	68,1	20,889	0,135	58,9	6,261	0,033	36,9
K ⁺	18,849	0,064	19,8	8,933	0,034	14,9	1,663	0,013	5,8
Mg ²⁺	0,000	0,000	0,0	0,000	0,000	0,0	3,326	0,035	37,8
Ca ²⁺	5,852	0,039	12,1	7,993	0,060	26,2	2,869	0,044	19,5
Σ _{кат}	63,160	0,323	100,0	37,815	0,229	100,0	14,119	0,225	100,0
F ⁻	0,000	0,000	0,0	0,000	0,000	0,0	0,326	0,005	2,9
Cl ⁻	29,186	0,103	34,9	25,792	0,108	46,1	7,076	0,061	35,7
HCO ₃ ⁻	87,634	0,189	61,2	22,031	0,054	23,1	15,522	0,078	45,6
SO ₄ ²⁻	4,408	0,012	3,9	19,344	0,060	25,6	2,805	0,018	10,5
HSiO ₃ ⁻	0,000	0,000	0,0	6,179	0,012	5,2	2,185	0,009	5,3
Σ _{ан}	121,228	0,300	100,0	73,346	0,234	100,0	27,914	0,171	100,0
H ₂ O, вес. %	0,13			0,15			0,31		
рН	8,95			8,30			8,24		
Общая минерализация, вес. %	15,6			10,1			4,03		

¹ Отбор проводился из коллекции, собранной и любезно предоставленной нам В. С. Демченко.

нов (обр. 916) и светло-серого жильного кварца (обр. 917). Судя по данным табл. 1, включенные растворы всех трех образцов значительно различаются по химическому составу: растворы пегматоидной стадии характеризуются бикарбонатно-натриевым составом с подчиненными хлором и калием, развитие грейзенов связано с хлоридно-натриевыми растворами, в которых к концу процесса, т. е. при формировании жильного выполнения, появляются магний, фтор и сильно снижается отношение хлора к бикарбонатному иону.

Скарново-шеелитовое месторождение Восток-2

Месторождение Восток-2 представлено мощными крутопадающими метасоматическими скарново-рудными залежами, размещающимися в контактовой зоне штока плагиогранитов мезозойского возраста, прорывающих песчано-кремнисто-сланцевые отложения с редкими пластами известняков верхнепермского возраста. Осадочные породы на месторождении метаморфизованы и превращены в биотитовые роговики, кварциты и мраморизованные известняки.

Месторождение было сформировано в несколько последовательно сменяющихся стадий: скарновую, грейзеновую, кварц-шеелитовую, сульфидную и карбонатную. В размещении минеральных ассоциаций различных стадий наблюдается зональность, выражающаяся в более широком развитии поздних ассоциаций на удалении от штока плагиогранитов (Степанов, 1968). В то же время на месторождении проявляется телескопирование различных типов руд с широко развитыми процессами метасоматоза.

Скарны образуют мощные крутопадающие пластообразные тела, залегающие среди биотитовых роговиков. Они сложены пироксеном, амфиболом, плагиоклазом, гранатом, везувианом, волластонитом и образовались, как об этом приблизительно можно судить по результатам декрепитации скарновых минералов, при температуре выше 520°C .

Кварц-серицитовые метасоматиты грейзеновой стадии окружают чехлом массив плагиогранитов и развиваются по биотитовым роговикам и скарнам. Они сложены в основном кварцем и серицитом, в меньших количествах встречаются альбит, мусковит, хлорит и рудные — арсенопирит, шеелит, пирротин и халькопирит, образующие редкую вкрапленность. Включения в кварце существенно газовые, очень мелкие.

В кварц-шеелитовую стадию формировались метасоматические линзовидные залежи и жилы, пересекающие плагиограниты, скарны и грейзены (Степанов, 1966). Наиболее широко они распространены в контактовой зоне штока плагиогранитов. Жилы сложены кварцем, шеелитом, апатитом, содержат небольшое количество сульфидов — арсенопирита, халькопирита и пирротина и постоянно сопровождаются зонами грейзенизации. В составе грейзенов преобладают биотит, мусковит, роговая обманка и альбит.

В кварце и шеелите этой стадии наблюдается большое количество газово-жидких включений размером в тысячные и реже в сотые доли миллиметра.

По морфологии среди них встречаются округлые, удлиненные, различно ограненные включения, а также включения, обладающие негативной формой кристаллов. По генетическим признакам различаются преимущественно первичные и первично-вторичные, реже встречаются вторичные включения.

Первичные и первично-вторичные включения обычно трехфазовые газово-жидкие с углекислотой, объем газовой фазы от 30 до 75%. Часто встречаются существенно газовые включения.

Первичные и первично-вторичные включения обычно трехфазовые газовой-жидкие с углекислотой, объем газовой фазы от 30 до 75%. Часто встречаются существенно газовые включения. Газово-жидкие включения гомогенизируются в жидкость при температурах от 285 до 370, редко 400—420°С; иногда гомогенизация происходит по второму типу в газовую фазу при температурах около 350—380°С. Вторичные включения слагают длинные протяженные цепочки, приуроченные к поздним трещинам. Это существенно жидкие включения с газовой фазой 15—35%, гомогенизирующиеся в жидкость при температурах 100—250°С.

Сульфидная стадия на месторождении проявилась очень интенсивно и привела к образованию массивных сульфидных руд и реже кварцевых прожилков, пересекающих минеральные ассоциации ранних стадий. В эту стадию образовалось несколько одновременных минеральных ассоциаций: кварц-арсенопиритовая, пирротин-халькопиритовая и пирротин-сфалеритовая (полиметаллическая).

Кварц-арсенопиритовая ассоциация является как бы переходной между кварц-шеелитовой и пирротин-халькопиритовой. В ее составе преобладают кварц, арсенопирит, кальцит, турмалин, серицит, шеелит. Иногда присутствуют биотит и роговая обманка, более характерные для кварц-шеелитовых стадий, а также хлорит, пирротин и халькопирит.

Газово-жидкие включения в кварце этой минеральной ассоциации имеют неправильную удлиненную или округлую форму. Часто встречаются включения, имеющие форму отрицательных кристаллов. Газово-жидкие включения содержат газовую фазу от 25 до 70% по объему. Встречаются существенно газовые включения с содержанием газа 80—90%. Гомогенизация жидких включений происходит по первому типу при температурах 270—310, реже при 250 и 330—340°С.

В пирротин-халькопиритовой ассоциации из нерудных минералов встречаются кварц, карбонат, актинолит, хлорит, пренит, а из рудных — висмутин, самородный висмут, сульфосоли свинца и др. Включения в кварце трехфазовые, с углекислотой. По морфологии выделяются включения, имеющие форму отрицательных кристаллов и округлую треугольную, удлиненную и неправильную. По генетическому типу выделяются первичные и первично-вторичные. Вторичные включения встречаются редко. Гомогенизация включений происходит при температуре 240—300°С в жидкую фазу.

Пирротин-сфалеритовая минеральная ассоциация является завершающей в сульфидной стадии. В ее составе выделяются пирротин, сфалерит, кварц, кальцит и хлорит, реже халькопирит и пирит. Включения в кварце имеют неправильную, округлую, треугольную или многоугольную форму. По генетическим признакам выделяются первичные, первично-вторичные и вторичные включения. Это преимущественно гетерогенные газовой-жидкие включения с различной по объему газовой фазой — от существенно жидких до чисто газовых. Гомогенизация включений происходит в жидкую фазу при температурах 180—240°С.

В заключительную стадию формирования месторождения образовались маломощные карбонатные жилки с кварцем, хлоритом и пиритом, пересекающие все минеральные образования.

Таким образом, характерной особенностью газовой-жидких включений продуктивных стадий является наличие жидкой углекислоты в качестве третьей фазы и одновременное развитие включений с самым различным содержанием газовой фазы (20—90% по объему). Последнее, по-видимому, указывает на гетерогенное состояние раствора, обусловленное периодическим их «кипением» при понижении давления (Ермаков, 1950; Калюжный, 1955).

Для изучения химизма включенных растворов были взяты образцы кварца из прослоев кварцитовидных пород в биотитовых роговиках

Таблица 2

Результаты химического анализа водных вытяжек из кварца месторождения Восток-2

Компоненты	Обр. С=206 ^и			Обр. С=176 ^е		
	г/кг Н ₂ О	г-экв/кг Н ₂ О	экв. %	г/кг Н ₂ О	г-экв/кг Н ₂ О	экв. %
Na ⁺	6,156	0,263	9,18	11,331	0,494	20,13
K ⁺	4,631	0,118	4,10	6,135	0,156	6,56
Mg ²⁺	5,643	0,465	16,20	2,887	0,239	9,82
Ca ²⁺	40,890	2,030	70,52	31,252	1,554	63,49
Σ _{кат}	57,325	2,881	100,00	51,605	2,443	100,00
F ⁻	0,000	0,000	0,00	0,000	0,000	0,00
Cl ⁻	8,133	0,229	8,66	11,524	0,325	13,69
HCO ₃ ⁻	81,667	1,340	50,60	77,491	1,270	53,50
HSiO ₃ ⁻	2,146	0,023	1,06	1,033	0,014	0,59
SO ₄ ²⁻	50,434	1,050	39,68	36,737	0,765	32,22
Σ _{ан}	142,330	2,647	100,00	126,835	2,374	100,00
H ₂ O, вес. %	1,77			4,16		
pH	8,63			8,25		
Общая минерализация, вес. %	16,6			15,2		

(обр. С-206^и), в кварц-шеелитовых (обр. С-176^е), кварц-шеелит-арсенопиритовых (обр. С-189, С-177^к) и кварц-пирротиновых (обр. С-264^е) жилах.

Результаты анализов (табл. 2) показывают, что растворы различных стадий минерализации имели высокую общую концентрацию (11,8—20,0 вес. %), несколько снижающуюся к поздним стадиям, и близкий химический состав. Среди катионов преобладают Ca²⁺ (54,60—93,00 экв. %) и Na⁺ (3,50—20,90 экв. %), а среди анионов — HCO₃⁻ (42,20—59,06 экв. %) и SO₄²⁻ (28,60—39,68 экв. %). В переменных количествах присутствуют Mg²⁺, K⁺ и Cl⁻. В двух пробах отмечены незначительные количества F⁻.

Интересна эволюция состава раствора по стадиям минерализации. Так, содержание Na⁺ повышается от 6,156 г/кг Н₂О в вытяжке из раннего роговикового кварца до 11,31—15,118 г/кг Н₂О в вытяжках из кварца кварц-шеелитовых и шеелит-арсенопиритовых руд и снижается до 1,474 г/кг Н₂О в вытяжке из кварца халькопирит-пирротиновых руд. Аналогично, но с менее четко выраженным максимумом ведет себя K⁺. Отношение хлора к бикарбонатному иону (в эквивалентных количествах) возрастает в растворах поздних стадий.

Таким образом, несмотря на определенную эволюцию химизма минералообразующих растворов во времени общий тип их для всех минеральных образований месторождения Восток-2 остается постоянным — натриево-кальциевым сульфатно-бикарбонатным с относительно высокой минерализацией. Специфический натриево-кальциевый характер растворов, вероятно, указывает на определенное родство сульфидно-шеелитового оруденения с плагиигранитной интрузией. Возможно, этот тип растворов вообще характерен для месторождений подобного типа. Од-

Обр. С=189			Обр. С=177 ^к			Обр. С=264 ^е		
г/кг Н ₂ О	г-экв/кг Н ₂ О	экв. %	г/кг Н ₂ О	г-экв/кг Н ₂ О	экв. %	г/кг Н ₂ О	г-экв/кг Н ₂ О	экв. %
15,118	0,657	18,70	9,209	0,402	20,90	1,474	0,064	3,50
8,351	0,213	6,17	4,714	0,121	6,33	1,711	0,044	2,33
8,733	0,226	20,53	0,000	0,000	0,00	0,231	0,019	1,12
33,514	1,915	54,60	23,112	1,390	72,77	34,057	1,694	93,00
70,766	3,511	100,00	42,035	1,913	100,00	37,473	1,821	100,00
0,432	0,023	0,69	0,000	0,000	0,00	0,239	0,015	0,79
13,030	0,363	11,05	9,573	0,270	13,80	11,535	0,325	17,15
119,933	1,965	59,06	60,476	0,990	50,50	43,635	0,793	42,20
1,510	0,020	0,60	0,996	0,013	0,66	0,636	0,003	0,46
45,641	0,952	2,60	32,893	0,635	35,04	35,878	0,748	39,40
180,546	3,323	100,00	103,943	1,953	100,00	97,23	1,894	100,00
1,39			4,12			3,46		
8,15			8,20			8,50		
20,0			12,7			11,8		

нако отсутствие литературных данных по химизму растворов скарново-шеелит-сульфидных месторождений других регионов не дает возможности для окончательного решения вопроса.

Золоторудное месторождение Токур

Месторождение относится к весьма распространенному типу кварцевой малосульфидной формации. Оно расположено в пределах Монголо-Охотской складчатой системы на участке сближения Алданского щита с Бурейским массивом и приурочено к региональному золотоносному поясу, вытянутому в близширотном направлении от Забайкалья до Приохотья.

Площадь месторождения сложена осадочными породами верхнепалеозойского (?) возраста, образующими антиклинальную складку запад-северо-западного простирания. Золотое оруденение локализуется в южном крыле складки среди пород, представленных чередованием пластов песчаников, алевролитов, аргиллитов и переслаивающихся песчаников и алевро-аргиллитов. Моноклиальная структура крыла складки осложнена складчатостью второго порядка, а также разрывными нарушениями субширотного и близмеридионального направления. Субмеридиональные нарушения сопровождаются сериями даек диабазовых порфиритов и цепочками штоков преимущественно диоритового состава. С малыми интрузиями среднего и основного состава парагенетически связано золотое оруденение (Радкевич и др., 1966).

Отчетливо выделяются три стадии формирования месторождения: 1) ранняя, метасоматических кварцитов; 2) продуктивная золото-кварцевая; 3) заключительная — кварц-карбонатная. Золото-кварцевая ста-

Таблица 3

Результаты химического анализа водных вытяжек из кварца золоторудных жил месторож

Компоненты	Обр. И-651			Обр. И-656		
	г/кг H ₂ O	г-экв/кг H ₂ O	экв. %	г/кг H ₂ O	г-экв/кг H ₂ O	экв. %
Na ⁺	4,542	0,197	53,4	11,924	0,519	71,9
K ⁺	2,044	0,052	14,1	4,782	0,122	16,7
Mg ²⁺	0,926	0,077	20,7	0,000	0,000	0,00
Ca ²⁺	0,891	0,045	11,8	1,626	0,031	11,4
Σ _{кати}	8,403	0,371	100,0	18,332	0,722	100,0
F ⁻	0,000	0,000	00,0	0,000	0,000	00,0
Cl ⁻	3,144	0,038	23,2	4,750	0,134	17,2
HCO ₃ ⁻	15,041	0,247	65,2	30,893	0,507	65,0
HSiO ₃ ⁻	0,157	0,002	0,5	0,333	0,005	0,6
SO ₄ ²⁻	2,009	0,042	11,1	6,403	0,133	17,2
Σ _{ани}	20,351	0,379	100,0	42,434	0,779	100,0
H ₂ O, вес. %		0,57			0,31	
pH		7,72			8,06	
Общая минерализация, вес. %		2,7			5,7	

дия отделена от кварц-карбонатной образованием даек диабазовых перфиринов и штоков диоритов. Они пересекают золоторудные жилы и нередко содержат ксенолиты жильного кварца. В свою очередь, штоки и дайки зачастую интенсивно карбонатизированы и пересечены сериями жилок и прожилков кварц-карбонатного состава.

Ранняя стадия характеризуется развитием зоны слабо золотосных метасоматических кварцитов субширотного простирания мощностью 20—30 м, которая состоит из ряда отдельных линзообразных тел. Падение зоны кюжное, под углами 30—40°. Основным минералом, слагающим тела кварцитов, является плотный кварц серого или темно-серого цвета. В небольших количествах присутствует серицит, из рудных минералов — арсенопирит и пирит.

Ввиду чрезвычайно малых размеров включений (менее 0,001 мм) в метасоматическом кварце последний исследовался методом декрепитации. Растрескивание кварца проявлено слабо. Температура начала растрескивания 350—330°С.

Вторая — продуктивная стадия представлена системами золото-кварцевых жил, приуроченных к межпластовым и кососекущим по отношению к слоистости трещинам сколового типа. Жилы вытянуты в запад-северо-западном или субширотном направлении с падением на юг преимущественно под углами 25—35°. Они имеют мощность чаще всего 0,2—0,4 м и прослеживаются на расстоянии 50—200, иногда 500—700 м.

Вещественный состав руд сравнительно однообразен и прост. Преобладающим минералом, слагающим 96—98% жильной массы, является кварц. Из других минералов присутствуют карбонаты, реже серицит и хлорит. Рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, шеелитом и золотом; значительно реже встречаются галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, блеклая руда (Моисеенко, 1965).

дения Токур

	Обр. И-600			Обр. И-665			Обр. О-37		
	г/кг H ₂ O	г-экв/кг H ₂ O	экв. %	г/кг H ₂ O	г-экв/кг H ₂ O	экв. %	г/кг H ₂ O	г-экв/кг H ₂ O	экв. %
	11,433	0,497	64,5	5,793	0,252	69,3	10,648	0,463	66,4
	4,452	0,114	14,9	3,057	0,078	21,4	4,460	0,114	16,3
	0,316	0,026	3,5	0,000	0,000	0,0	0,133	0,011	1,5
	2,627	0,131	17,1	0,659	0,033	9,3	2,213	0,111	15,8
	18,823	0,763	100,0	9,509	0,363	100,0	17,459	0,699	100,0
	0,000	0,000	00,0	0,000	0,000	00,0	0,000	0,000	00,0
	4,281	0,120	15,6	1,903	0,054	15,2	5,704	0,160	21,9
	31,161	0,511	66,6	16,636	0,274	77,4	27,830	0,456	62,9
	0,339	0,005	0,7	0,101	0,001	0,3	0,519	0,007	0,9
	6,300	0,131	17,1	1,216	0,025	7,1	5,013	0,104	14,3
	42,131	0,767	100,0	19,911	0,354	100,0	39,066	0,727	100,0
		0,41			0,59			0,29	
		8,15			8,32			8,05	
		5,7			2,9			5,4	

Выделяются три разновидности кварца: 1) плотный кварц серого, реже светло-серого цвета с матовым, иногда жирным блеском; 2) крупно-, средне- и мелкозернистый кварц светло-серого, белого, реже молочно-белого цвета, преимущественно призматического, иногда шестоватого или гребенчатого сложения, с жирным блеском; 3) мелкие кристаллики белого, полупрозрачного или прозрачного кварца в друзовидных пустотках. В пределах отдельных жил существуют постепенные взаимопереходы кварца первой разновидности во вторую, второй — в третью, что указывает на генетическую общность их образования в условиях, связанных с различной степенью приоткрывания трещин. В жилах преимущественно развит крупно- и среднезернистый кварц призматического сложения; резко подчиненное положение занимает друзовидный кварц.

Кварц продуктивной стадии содержит большое количество жидких, газово-жидких и существенно газовых включений размером в тысячные, реже сотые доли миллиметра. В подавляющем большинстве это газово-жидкие включения с объемом газовой фазы 10—15%. Жидко-газовые и существенно газовые включения присутствуют в подчиненных количествах. Обычно они располагаются совместно с газово-жидкими включениями, образуя небольшие скопления. При этом наблюдается непрерывный ряд включений от газово-жидких до существенно газовых с различными (аномальными) объемами газовой фазы. Присутствие подобных семейств включений свидетельствует о «вскипании» гидротерм и кристаллизации кварца из растворов, находящихся в двухфазовом состоянии (Ермаков, 1950; Калужный, 1965).

Весьма редко встречаются многофазовые включения — газово-жидкие с твердой фазой и жидко-газовые с углекислотой. Газово-жидкие включения с твердой фазой наблюдались только в кристалликах из дру-

зовидных пустот. Твердая фаза представлена радиально-лучистыми агрегатами со слабым зеленоватым оттенком. Жидко-газовые включения с углекислотой обычно располагаются совместно с включениями с аномальными объемами газовой фазы и, вероятно, также образуются при «выкипании» растворов.

В кварце продуктивной стадии присутствуют включения самых разнообразных морфологических типов. Особенно распространены включения неправильной и уплощенной формы, нередко обладающие «рваными» или «заливчатыми» краями. Значительно реже встречаются изометричные, трубчатые, а также расшнурованные включения. В друзовом кварце отмечены включения, имеющие различно ограненные или негравитные формы кристаллов.

По генетическим признакам включения разделяются на первичные, первично-вторичные и вторичные. Последние в кварце продуктивной стадии занимают подчиненное положение, располагаясь в трещинках, пересекающих зерна или кристаллики кварца. Гомогенизация газовой-жидких включений происходит по первому типу: первичных и первично-вторичных — в интервале температур 220—165° С, вторичных — 135—120° С.

Значительное распространение в золоторудных жилах кварца шестоватого и даже гребенчатого сложения, особенно на верхних горизонтах месторождения, развитие друзовых текстур, а также явлений периодической гетерогенизации растворов позволяет предположить существование сравнительно небольших давлений в момент формирования кварцевых жил. Это дает возможность при определении температур минералообразования не включать поправку на давление из-за ее малой величины.

В заключительную стадию произошло образование маломощных (до 0,1 м), коротких (до 20 м) жилок и прожилков кварц-карбонатного и карбонатного состава. Количество кварца обычно не превышает 5%. Из рудных минералов в незначительных количествах присутствует пирит.

Включения в кальците и кварце имеют очень малые размеры, редко достигающие тысячных долей миллиметра. Единичные определения температур гомогенизации включений показали 120—100° С.

Для характеристики химизма минералообразующих растворов отобраны четыре пробы кварца продуктивной стадии с различных горизонтов месторождения (обр. И-651 — гор. 540 м; обр. И-656 и И-600 — гор. 640 м; обр. И-665 — гор. 800 м), а также одна проба (О-37) с восточного фланга рудного поля (участок Секур). Как видно из табл. 3, результаты весьма близки как по общей минерализации растворов (2,7—5,7 вес. %), так и по химическому составу.

Во всех пробах среди катионов преобладает Na^+ (53,4—71,9 экв. %), среди анионов — HCO_3^- (62,9—77,4 экв. %). В существенных количествах присутствуют K^+ , Ca^{2+} , Cl^- и SO_4^{2-} . Таким образом, растворы включений из кварца золоторудных жил принадлежат к ярко выраженному бикарбонатно-натриевому типу с умеренной минерализацией.

На этом общем фоне выявляются определенные флуктуации химического состава и концентрации солей в растворе. Судя по данным анализов, минерализация растворов заметно возрастает (с 2,7—2,9 до 5,7 вес. %) в средней (по вертикали) части рудной зоны (обр. И-656, И-600), что приводит к увеличению концентрации всех ионов и особенно Na^+ , HCO_3^- и SO_4^{2-} . Вместе с тем для растворов наиболее глубокого горизонта (обр. И-651) характерно повышенное содержание Mg^{2+} , а для растворов верхнего горизонта — существенное снижение концентрации Cl^- .

Возрастание общей минерализации растворов включений в средней по вертикали части месторождения связано, видимо, с понижением давления вследствие хорошо выраженного приоткрывания трещин и обусловленного этим «выкипания» гидротерм с образованием повышен-

но минерализованной жидкой фазы. Более подробно эти явления будут рассмотрены ниже, на примере Лифудзинского оловорудного месторождения, где они выражены несравненно сильнее.

Несколько отличный тип растворов включений определен рядом исследователей в некоторых золоторудных месторождениях Восточного Забайкалья, расположенных в пределах Ундино-Даинской депрессии. Здесь образование руд малосульфидной (Балейское месторождение), а также умеренно-сульфидной кварц-турмалиновой формации протекало из сложных гидротермальных растворов бикарбонатно-кальциево-магниевого состава с высоким содержанием HSiO_3^- .

Лифудзинское оловорудное месторождение

Лифудзинское оловорудное месторождение, находящееся в Кавалеровском рудном районе Приморья, хорошо известно в литературе благодаря работам О. Д. Левицкого, А. Г. Теремецкой, Е. А. Радкевич. В последние годы специальное изучение рудной минерализации проводилось здесь М. М. Николаевым, Т. В. Забаринной и И. Н. Кигаем. Последним опубликовано монографическое описание этого характернейшего, в классификации Е. А. Радкевич, представителя касситерит-силикатной формации.

Месторождение залегает в крыле антиклинальной складки, сложенной толщей переслаивающихся песчаников, алевролитов и глинистых сланцев раннемелового возраста и секущими дайками различных изверженных пород (дацитов, гранодиоритов, фельзитов, порфиритов) позднемелового — третичного возраста. Рудные тела представлены сравнительно маломощными крутопадающими кварцевыми жилами, а также линзообразными и жильными метасоматическими телами турмалиновых и хлоритовых пород, формировавшимися в связи с развитием трещин на фоне интенсивного контактово-регионального метасоматоза (Говоров, 1967). По И. Н. Кигаю (1968), в сложении рудных тел участвуют минералы пяти стадий: I — касситерит-турмалин-кварцевой;

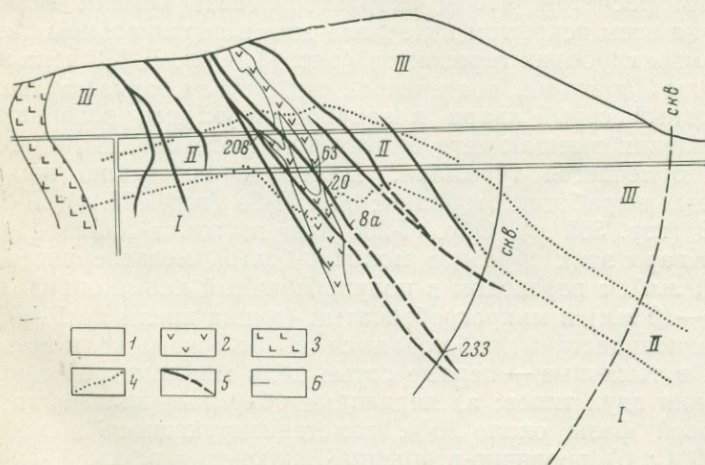


Рис. 1. Схематический разрез по профилю I Лифудзинского оловорудного месторождения (по М. М. Николаеву, Б. А. Хилику, И. Н. Говорову)

I — песчанико-сланцевая толща;
2 — фельзиты;
3 — дациты;
4 — граница зон контактово-регионального метасоматоза (I — мусковит-биотитовой,

II — турмалин-мусковит-хлоритовой, III — серицит-кальцит-хлоритовой);
5 — рудные кварцевые жилы;
6 — места отбора образцов жильного кварца для водных вытяжек

Таблица 4

Результаты химического анализа водных вытяжек из кварца Лифудзинского оловорудного

Компоненты	Обр. Л-233			Обр. Л-8а		
	г/кг Н ₂ О	г-экв/кг Н ₂ О	экв. %	г/кг Н ₂ О	г-экв/кг Н ₂ О	экв. %
Na ⁺	4,378	0,188	44,9	12,051	0,247	46,5
K ⁺	5,077	0,123	30,5	4,527	0,055	10,4
Mg ²⁺	0,223	0,018	4,3	0,000	0,000	0,0
Ca ²⁺	1,713	0,035	20,3	9,713	0,229	43,1
Σ _{кат}	11,391	0,419	100,0	26,291	0,531	100,0
F ⁻	0,446	0,023	6,5	0,489	0,012	2,3
Cl ⁻	8,756	0,243	63,5	5,419	0,072	13,6
HCO ₃ ⁻	5,462	0,038	24,8	56,573	0,436	82,4
SO ₄ ²⁻	0,000	0,000	0,0	0,616	0,006	1,1
HSiO ₃ ⁻	0,061	0,001	0,2	0,425	0,030	0,6
Σ _{ан}	14,725	0,355	100,0	63,527	0,529	100
H ₂ O, вес. %	0,99			0,47		
pH	8,15			8,42		
Общая минерализация, вес. %	2,50			8,24		

II — арсенипирит-пирротин-халькопиритовой; III сфалерит-галенитовой; IV — кварц-карбонатной; V — диксит-марказитовой.

Для термогеохимических исследований нами при содействии геолога Лифудзинского рудника Б. А. Хилика были взяты пробы кварца первой продуктивной по олову стадии из жил Оловянной и Узловой. Образцы отбирались с таким расчетом, чтобы охарактеризовать химизм включенных растворов на всем вскрытом интервале жил в вертикальном разрезе, начиная с самых глубоких горизонтов (рис. 1). Обр. Л-233 взят из корневой части жилы Оловянной, подсеченной скв. 8022 на горизонте около 130 м. Это плотный серый кварц мозаичной структуры, развивающийся путем замещения вмещающего биотитового роговика. В парагенезисе с кварцем отмечается турмалин. Далее по восстанию жилы Оловянной из горных выработок отобраны: обр. Л-8а (гор. 425 м), Л-20 (гор. 520 м), Л-63 (гор. 562 м). Обр. Л-208 взят из жилы Узловой на горизонте 644 м. Кварц этих образцов молочно-белый, мелкозернистый (размер зерен до 1 мм), с переходом в полупрозрачный короткопризматический (длина 5—10 мм) и микрогребенчатый (длина призм до 1 мм). В кварце всех разновидностей наблюдаются в большом количестве мелкие (размером в тысячные — первые сотые доли миллиметра) газо-жидкие включения двух типов: а) первичные объемные включения с содержанием газовой фазы около 20%, гомогенизирующиеся в жидкость при 285—320°С; б) первично-вторичные включения плоской формы с объемом газовой фазы около 16—15%, гомогенизирующиеся при 140—180°С. Установленные температуры гомогенизации отвечают, очевидно, нижней границе температурного диапазона минералообразования. С учетом поправок на давление и концентрацию растворов температуру кристаллизации кварца первой генерации следует оценивать в 350—400°С.

месторождения

Компоненты	Обр. Л-20			Обр. Л-63			Обр. Л-208		
	г/кг Н ₂ О	г-экв/кг Н ₂ О	экв. %	г/кг Н ₂ О	г-экв/кг Н ₂ О	экв. %	г/кг Н ₂ О	г-экв/кг Н ₂ О	экв. %
Na ⁺	48,640	0,305	52,2	9,293	0,215	63,9	13,241	0,16	60,4
K ⁺	19,012	0,070	11,9	4,036	0,055	17,6	4,557	0,033	12,5
Mg ²⁺	7,563	0,091	15,6	0,000	0,000	0,0	0,000	0,000	0,0
Ca ²⁺	16,306	0,118	20,3	1,577	0,042	13,5	5,167	0,072	27,1
Σ _{кат}	91,521	0,584	100,0	14,906	0,312	100,0	22,965	0,265	100,0
F ⁻	0,203	0,002	0,4	0,000	0,000	0,0	0,533	0,003	3,7
Cl ⁻	7,424	0,030	6,0	0,374	0,006	2,5	6,136	0,048	22,1
HCO ₃ ⁻	161,324	0,381	76,2	25,458	0,222	91,4	32,151	0,147	67,7
SO ₄ ²⁻	28,032	0,034	16,8	1,039	0,012	4,9	2,031	0,012	5,5
HSiO ₃ ⁻	1,457	0,003	0,6	0,374	0,003	1,2	0,533	0,002	1,0
Σ _{ан}	193,445	0,500	100,0	27,295	0,243	100,0	41,444	0,217	100,0
H ₂ O, вес. %	0,14			0,53			0,28		
pH	6,75			8,00			8,04		
Общая минерализация, вес. %	22,5			4,05			6,05		

Сравнение анализов водных вытяжек из кварца (табл. 4, рис. 2) указывает на существование четко выраженной вертикальной зональности в изменении химизма минералообразующих растворов первой стадии. Как видно по результатам анализа вытяжки из обр. Л-233, первоначальные растворы, входящие в трещинную полость, характеризуются калиево-натриево-хлоридным составом и низкой минерализацией (2,5 вес. %). Выше по каналу циркуляции происходит постепенное увеличение минерализации (8,24% на горизонте 425 м) с повышением концентрации Na⁺, Ca²⁺ и HCO₃⁻ и снижением концентрации K⁺ и Cl⁻.

На горизонте 520 м, характеризующемся максимальным приоткрытием жильных полостей и обогащенностью руд ранним колломорфным касситеритом, выявляется резкое увеличение минерализации растворов (до 22,5%) с повышением концентрации всех ионов, особенно бикарбонатного, за исключением фтора и хлора. Выше, на горизонтах 562 и 644 м минерализация растворов падает, и продолжается относительное уменьшение концентрации хлора.

Вследствие происшедших изменений в средней и верхней частях жильной полости растворы приобретают кальциево-натриево-бикарбонатный характер.

Вертикальная зональность в химизме минералообразующих растворов в процессе их восходящего движения связана, очевидно, с изменениями давления в жильной полости вследствие неравномерного приоткрывания трещин, а также с интенсивным ионным обменом, происшедшим между раствором полости и поровыми растворами боковых пород. Анализ баланса вещества при околорудном метасоматозе первой стадии, проделанный И. Н. Кигаем (1968), показывает неуклонный вынос кальция и уголекислоты из околорудной зоны. Одновременно с миграцией этих компонентов в раствор, заполнявший жильную полость,

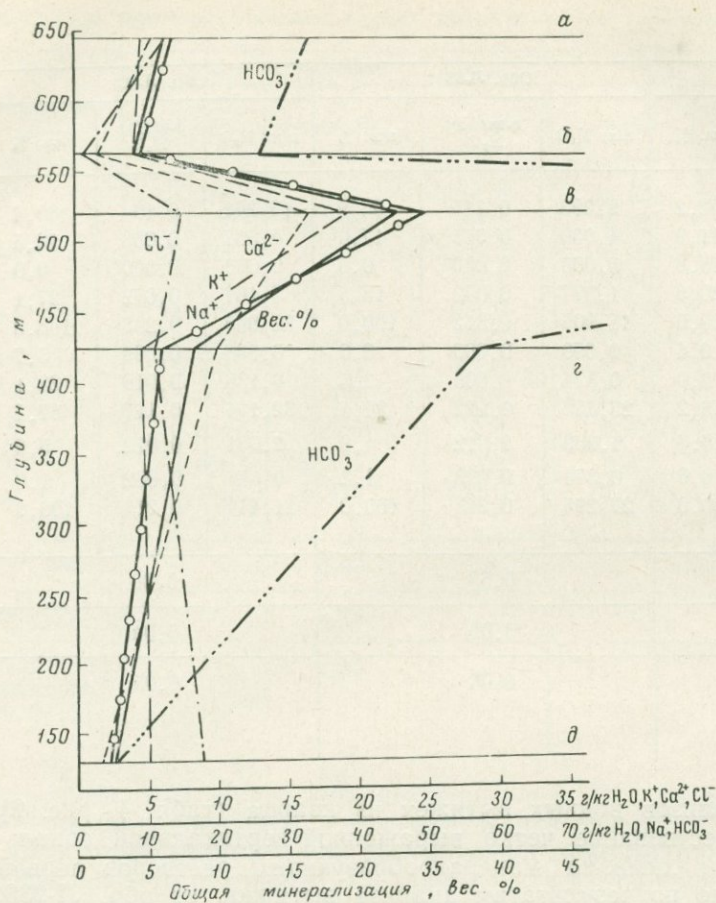


Рис. 2. Изменение минерализации и химизма растворов первой стадии Лифуджинского месторождения в вертикальном разрезе

Номера образцов: а — Л-208, б — Л-63; в — Л-20, г — Л-8а, д — Л-233

происходил диффузионный вынос ионов хлора в поровые растворы боковых пород.

Особенно интенсивно явления обмена минеральным веществом должны были протекать на участках резкого расширения жильной полости и падения давления в системе, где могло происходить как бы «засасывание» бикарбонатных поровых растворов в жильную полость. В то же время, как следует из экспериментов Сорираяна и Кеннеди (Souvirajan, Kennedy, 1962), здесь осуществлялось «вскипание» гидротерм с резким увеличением валовой концентрации солей в жидкой фазе и отделением слабо минерализованного водного газа. Последнее приводило, по-видимому, к пересыщению жидкой фазы сравнительно слабо растворимыми соединениями олова и образованию коллоидных растворов, а затем и гелевых осадков. Именно с этим процессом было связано, очевидно, отложение колломорфных скоплений касситерита, характерных для продуктивных горизонтов Лифуджинского месторождения.

Прогрессирующее вытеснение ионов хлора бикарбонатом по мере восходящего движения растворов в жильной полости приводило к повышению их щелочности. В конечном счете это должно было препятствовать осаждению олова в верхних слабо приоткрытых частях жил, так как гидроксогалоидные комплексы олова, в форме которых предполагается перенос этого элемента в данной обстановке (Барсуков, 1957),

устойчивы в щелочных растворах и распадаются при их нейтрализации. Таким образом, полученные данные по вертикальной зональности столба минералообразующих растворов первой стадии хорошо объясняют закономерности локализации и минеральные формы богатого оловянного оруднения, а также другие особенности вертикальной зональности оловянных месторождений Кавалеровского рудного района, установленные геологами-разведчиками (Сапрыкин, 1962; Антушевич и др., 1967).

Заключение

Опубликованные ранее и полученные авторами новые данные по химизму растворов включений в минералах из различных месторождений Дальнего Востока позволяют выделить пять следующих типов рудоносных гидротерм (рис. 3).

1. Наиболее высокотемпературные (600—400° С) растворы калиево-натриевого хлоридно-бикарбонатного состава с относительно высокой (15—6%) минерализацией (см. рис. 3, а, поле А). Эти растворы непосредственно связаны с кристаллизующейся гранитной магмой и, отделяясь от нее в процессе ретроградного кипения и магматической дистилляции, вызывают микроклинизацию и альбитизацию затвердевших частей гранитоидных интрузивов. С микроклином нередко ассоциируют акцессорные минералы редких земель и циркония, а альбититы сопровождаются рассеянной минерализацией ряда редких элементов (колумбит, касситерит и др.). По химизму и происхождению растворы этого типа близки к пегматитообразующим, для которых также характерно высокое содержание калия наряду с натрием и нередкое преобладание бикарбонатного иона над галогенами (Захарченко, Москалюк, 1968). Как уже указывалось (Говоров, 1964), эти особенности химизма растворов находят объяснение при теоретическом рассмотрении процесса отделения летучих и легкорастворимых соединений от силикатного расплава.

2. Высоко- и среднетемпературные (500—250° С) слабощелочные и слабокислые хлоридно-натриевые растворы с первоначально невысокой минерализацией (0,5—5%), формирующие касситеритовые, вольфрамитовые, молибденитовые и другие месторождения кварцево- жильно-грейзеновой формации, а также месторождения касситерит-силикатной формации. На треугольной диаграмме рис. 3, а составы растворов этого типа занимают центральное поле Б, тяготеющее к углу Na^+ , а на диаграмме рис. 3, б они рассредоточены вдоль стороны $\text{F}^- + \text{Cl}^- - \text{HCO}_3^-$. Как отмечалось при описании Лифудзинского месторождения, минерализация растворов этого типа может сильно возрасти, а состав измениться в сторону обогащения бикарбонатом и кальцием вследствие падения давления в жильной полости и ионного обмена между жильным и поровым растворами.

Гидротермы типа Б могли возникать в результате конденсации газовых дистиллятов кислотной стадии (грейзеновые месторождения) или представляли собой межзерновую остаточную жидкость, обессобившуюся после раскристаллизации расплава (месторождения кварцевой и касситерит-силикатной формаций). Как в первом, так и особенно во втором случае могло происходить смешение магматогенных гидротерм с растворами иного происхождения — глубинными (трансмагматическими) и вадозовыми, сопровождавшееся падением общей минерализации и увеличением содержания бикарбоната и кальция.

3. Среднетемпературные (400—250° С) кислые и слабокислые фторидно-натриево-калиевые растворы с подчиненным содержанием хлора

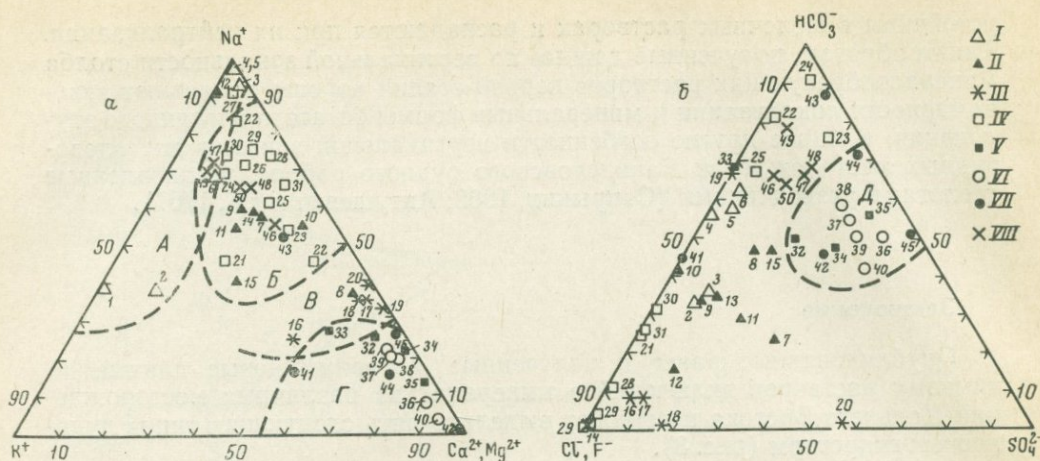


Рис. 3. Диаграммы соотношений катионов (а) и анионов (б) в составе водных вытяжек из минералов эндогенных месторождений Дальнего Востока

- I — высокотемпературные микроклиниты и альбититы (1—5 — по Говорову и др., 1968; 6 — см. табл. 1);
 II — месторождения кварцево-жильно-грейзеновой формации (7—8 — см. табл. 1; 9—13 — по Говорову и др., 1968; 14—15 — по Сущеской и др., 1966);
 III — месторождения апокарбонатных грейзенов (16—20 — по Говорову и др., 1968);
 IV — месторождения касситерит-силикатной формации (21—25 — см. табл. 4; 26—30 — по Сущеской и др., 1966; 31 — по Говорову и др., 1968);

- V — месторождения касситерит-сульфидной формации (32—35 — по Говорову и др., 1968);
 VI — скарново-сульфидно-шеелитовое месторождение Восток-2 (36—40 — см. табл. 2);
 VII — скарново-полиметаллические месторождения (41—45 — по Говорову и др., 1968);
 VIII — кварцево-золоторудное месторождение Токур (46—50 — см. табл. 3)

и бикарбонат-иона и довольно высокой минерализацией (до 10%), связанные со специализированными фтороносными интрузиями и формирующие слюдисто-флюоритовые и турмалин-флюоритовые грейзены в карбонатных породах и скарнах. На диаграмме рис. 3, а, составы гидротерм этого типа занимают поле В, промежуточное между полем растворов кварцево-жильно-грейзеновой и касситерит-силикатной формаций (после Б) и полем растворов сульфидных формаций (Г), что обусловлено повышенным содержанием кальция, заимствованного гидротермами типа В из замещаемых пород.

4. Средне- и низкотемпературные (400—150° С) щелочные и слабокислые растворы натриево-кальциевого, сульфатно-бикарбонатного состава с подчиненным содержанием хлора, незначительным содержанием калия и варьирующей в широких пределах минерализацией (от 0,05—5 до 20%). С деятельностью растворов этого типа связаны месторождения касситерит-сульфидной формации, скарново-сульфидно-шеелитовые месторождения, полиметаллические месторождения скарнового и гидротермального типов. Примечательно, что богатство данных гидротерм кальцием, бикарбонатным и сульфатным ионами, благодаря чему они резко выделяются на обеих диаграммах (см. рис. 3, поле Г), прямо не связано с литологией вмещающих пород, а обусловлено, по-видимому, как особой специализацией первичного источника, так и влиянием низкотемпературных метаморфогенных вод. Следует учесть, что большинство месторождений указанных типов находится на большом удалении от крупных интрузивных тел; в то же время холодные минеральные источники Дальнего Востока имеют преимущественно гидрокарбонатно-кальциевый состав (Говоров, Ефимова и др., 1968).

5. Низкотемпературные (250—150° С) щелочные растворы бикарбонатно-натриевого состава с относительно невысокой минерализацией (2—6%), формирующие малосульфидные месторождения золото-кварцевой формации. По химизму гидротермы типа Д близки к современным азотным термам Дальнего Востока, которые, по нашему мнению, образовались при участии растворов глубинного происхождения (Говоров, Ефимова и др., 1968).

Таким образом, установленные физико-химические особенности рудообразующих растворов свидетельствуют о том, что месторождения различных рудных формаций (типы А—Д) не представляют единого генетического ряда понижающейся температуры рудообразования, но, формируясь примерно в одинаковых температурных условиях, связаны с деятельностью специализированных различных по составу гидротерм. Вместе с тем общая минерализация и состав растворов во многом зависят от особенностей их взаимодействия с вмещающими породами и от режима давления и температуры в период минералообразования. В этом отношении большой не только теоретический, но и практический — поисковый интерес представляют исследования эволюции химизма растворов во времени (по стадиям минерализации) и в пространстве (в горизонтальном и вертикальном направлениях). Эта возможность важного практического применения результатов геохимического изучения включенных растворов делает необходимым дальнейшее расширение исследований, особенно с применением современных квантометрических методов тонкого анализа растворов в индивидуальных включениях.

Физико-химические условия минералообразования «продушин» месторождения Верхний Рудник

М. И. Ефимова, М. С. Гусев, Г. П. Василенко,
Т. Г. Филиппова, В. Н. Шабанов

Месторождение Верхний Рудник входит в группу широко известных скарново-полиметаллических месторождений Тетюхе, расположенных в юго-восточном Приморье. Главную часть площади месторождения составляют верхнемеловые эффузивы, из-под покрова которых выступают осадочные породы верхнепалеозойского и мезозойского возраста. Осадочные и эффузивные образования пересечены мелкими интрузивными телами различного состава, а также разнообразными дайками порфиров. Осадочные породы — песчаники, сланцы, известняки — смяты в крутые, сжатые складки. Известняки в процессе складчатости претерпевали значительные деформации, выжимаясь в виде линз и диапировых структур. На более позднем этапе, уже дизъюнктивных движений, известняки, как и породы песчаниково-сланцевой толщи, были смещены по сложным системам сбросов и сдвигов, благодаря чему образовались серии изолированных известняковых блоков и массивов.

По представлениям Е. А. Радкевич (Радкевич и др., 1962), месторождение Верхний Рудник локализовано в скрещении разрывных нарушений и приурочено к крупному массиву известняков. Основной рудоконтролирующей структурой является Главный разлом — мощная трещинная зона северо-восточного простирания, полого падающая к юго-востоку. Вдоль этого разлома располагается Главное рудное тело месторождения. В лежащем боку разлома наблюдается серия крутопадающих трещин северо-восточного простирания, которые сопрягаются с Главным разломом и являются структурами локализации рудных тел Запорфирового и Рудная нога.

Все рудные тела месторождения представляют собой трубчатые тела с более или менее изометрическими и линзовидными поперечными сечениями, а также сфалерит-галенитовыми жилами в кварцевых порфирах. Скарново-сульфидные трубы сложены в основном геденбергитом, сфалеритом, галенитом, кальцитом, кварцем и обладают рядом интересных особенностей внутреннего строения, к числу которых относятся своеобразное поясово-фестончатое строение руд, развитие гигантосферических выделений геденбергита, крайне неравномерный характер распределения сульфидов в скарнах и разнообразно минерализованные пустоты — «продушины» с друзами кристаллов прекрасной огранки. Процесс образования месторождения был длительным и происходил не менее чем в три стадии, разделенные тектоническими подвижками: скарново-сульфидную, сульфидную и карбонатную. Вслед за кристаллизацией основной массы геденбергита, который образовался метасоматически, с некоторым перекрытием кристаллизовались сфалерит и галенит, заместившие геденбергит вдоль лучистых образований, по концентрическим зонам и различно ориентированным трещинам. Значительная часть сфалерита и галенита выполняла интерстиционные полости между гигантосферическими скоплениями геденбергита.

Декрептометрические исследования сфалеритов и галенитов, проведенные Л. Н. Хетчиковым и П. С. Гарбузовым (1964), показывают, что интервалы декрепитации их лежат в пределах 210—277 для сфалеритов и 193—254°С для галенитов. Анализ водных вытяжек из сфалеритов и галенитов (табл. 1 и 2) трубчатых и жильных тел свидетельствует о том,

Таблица 1

Результаты химического анализа растворов водных вытяжек из сфалеритов
Верхнего Рудника*

Компоненты	Сфалерит трубчатого тела			Сфалерит жильного тела		
	мг/экв	г/кг Н ₂ О	экв. %	мг/экв	г/кг Н ₂ О	экв. %
Na ⁺	0,041	6,171	50,6	0,034	1,874	22,9
K ⁺	0,010	2,373	12,8	0,004	0,361	2,7
Mg ²⁺	0,000	0,000	0,0	0,000	0,000	0,0
Ca ²⁺	0,030	3,560	36,6	0,110	5,285	74,4
Σ _{кат}	0,035	12,104	100,0	0,148	7,520	100,0
F ⁻	0,000	0,000	0,0	0,000	0,000	0,0
Cl ⁻	0,009	1,893	11,1	0,021	1,801	13,7
HCO ₃ ⁻	0,072	26,048	88,9	0,079	11,434	50,9
SO ₄ ²⁻	0,000	0,000	0,0	0,054	6,246	35,4
SiO ₃ ²⁻	0,000	0,000	0,0	0,000	0,000	0,0
Br ⁻	0,000	0,000	0,0	0,000	0,000	0,0
Σ _{ан}	0,81	27,946	100	0,153	19,481	100

* Содержание Н₂О сфалерита трубчатого тела—168,53 мг/100 г, сфалерита жильного тела—416,29 мг/100 г. Общая минерализация, г/кг Н₂О:40,050, 27,00; рН 8,36, 8,65 соответственно.

Таблица 2

Результаты химического анализа водных вытяжек из галенитов Верхнего Рудника*

Компоненты	Галенит трубчатого тела			Галенит жильного тела		
	мг/экв	г/кг Н ₂ О	экв. %	мг/экв	г/кг Н ₂ О	экв. %
Na ⁺	0,011	1,202	16,9	0,036	16,738	53,7
K ⁺	0,006	1,202	9,2	0,010	8,096	14,9
Mg ²⁺	0,000	0,000	0,0	0,000	0,000	0,0
Ca ²⁺	0,043	4,568	73,9	0,021	8,795	31,4
Σ _{кат}	0,065	6,972	100	0,067	33,379	100
F ⁻	0,000	0,000	0,0	0,000	0,000	0,0
Cl ⁻	0,018	3,077	27,7	0,012	8,695	17,9
HCO ₃ ⁻	0,046	13,512	70,8	0,024	29,530	35,8
SO ₄ ²⁻	0,000	0,000	0,0	0,030	29,126	44,8
SiO ₃ ²⁻	0,001	0,192	1,5	0,001	0,465	1,5
Br ⁻	0,000	0,000	0,0	0,000	0,000	0,0
Σ _{ан}	0,065	16,781	100,0	0,067	67,816	100

* Содержание Н₂О для галенита трубчатого тела—207,96 мг/100 г, для галенита жильного тела—49,44 мг/100 г. Общая минерализация для галенита трубчатого тела—23,753; для галенита жильного тела—101,195. рН для галенита трубчатого тела—7,75; для галенита жильного тела—7,86.

что сульфиды образовались из слабощелочных и щелочных растворов гидрокарбонатно-кальциево-натриевого типа. После дробления рудоносных скарнов ранней стадии образовались сульфидные жилы с безвисмутовым галенитом, а также кальцитовые прожилки. В заключительную стадию возникали гелевидные обособления в пустотах.

Температурный режим формирования минеральных ассоциаций продушин был впервые изучен Н. П. Ермаковым (1950), который показал, что образование минералов происходило из гидротермальных растворов в интервале температур 220—180°С. Этому же мнения придерживаются авторы многочисленных работ, посвященных вопросам геологии и генезиса тетюхинских руд. В то же время существуют и другие представле-

ния о способах и причинах кристаллизации минералов продушин. Наиболее своеобразна так называемая коллоидная гипотеза (Анфилогов, 1958), согласно которой формирование большинства минералов и друз продушин происходило из холодных коллоидных масс, много времени спустя после образования скарна.

Анализ минеральных скоплений в продушинах Верхнего Рудника позволяет выделить не менее трех типов минерализации продушин, которые или пространственно разобщены, или встречаются совместно.

I. Рудная минерализация — образование кристаллов сфалерита, галенита, пирротина, халькопирита, пирита, арсенопирита.

II. Кристаллизация датолита, аксинита, апофиллита, дистена, барита, флюорита.

III. Выделение минералов как продуктов разложения скарнов — стильпномелана, гизенгерита, даннеморита, мангансидерита, палыгорскита.

Для всех трех типов минеральных скоплений в продушинах характерно присутствие кальцита и кварца в виде кристаллов разнообразной формы.

Для выяснения температурных условий возникновения минералов продушин нами применялся термометрический анализ методами декрепитации и гомогенизации включений растворов. Методом декрепитации исследовали в основном образцы сфалерита и галенита из друзовых скоплений. Метод гомогенизации применяли для выявления температурных условий образования прозрачных минералов — кварца, датолита и кальцита. В большинстве случаев массовое растрескивание включений в сфалеритах продушин начиналось при температурах 200—210° и заканчивалось при 250—260° С; максимум растрескиваний располагается в интервале температур 200—250° С. Кроме того, в некоторых образцах отмечаются зоны взрывов в области 150—170° С. Образцы галенита из трех продушин, располагающихся примерно на одном горизонте, дали следующие интервалы растрескивания: 150—160 и 205—210° С. Полученные результаты показывают, что температуры декрепитации сфалерита и галенита в продушинах несколько ниже температур декрепитации сфалеритов и галенитов, определенных Л. Н. Хетчиковым для метасоматических рудных тел.

Длиннопризматический полупрозрачный кварц, ассоциирующий с друзовыми образованиями сфалерита, был изучен методом гомогенизации. В зависимости от расположения включений по отношению к элементам роста кристалла в исследованных пластинках выделялись первичные и первично-вторичные включения. Первичные включения располагаются преимущественно в элементах роста кристаллов, а также спорадически. Формы вакуолей самые разнообразные: негативные, трубчатые, округленные и т. п. Все включения жидкие двухфазовые, иногда трехфазовые, когда кроме газа и жидкости наблюдаются твердые фазы в виде нерастворимых при нагревании лапчатых и ежиковидных образований. Отмечаются группы включений с разными степенями наполнения, которые гомогенизируются и по первому, и по второму типу при очень близких температурах. Первично-вторичные включения располагаются в залеченных трещинах и чаще приурочены к основаниям кристаллов. Формы включений разнообразные. Включения двухфазовые и реже трехфазовые (с твердой фазой). Вторичные включения приурочены к трещинкам, достигающим современной поверхности кристалла, обладают резко неправильной или вытянутой формой, бывают двух- и однофазовые (жидкие). Результаты замеров температур гомогенизации приведены в табл. 3.

Для определения концентрации растворов во включениях Н. М. Поповой были проведены опыты по криометрии (Долгов, 1968). Криогид-

ратная точка первичных включений в кварце — 16,5°C дает возможность оценивать содержание NaCl в 24% (Справочник..., 1953). Близкие этой криогидратные точки получены также при замораживании первично-вторичных включений. Расчет давления, согласно диаграмме фазового равновесия для системы NaCl—H₂O (Стырыкович, Хайбуллин, 1956), показывает величину 62 атм.

Таким образом, термометрические исследования парагенезиса друзовых образований сфалерит + галенит + кварц показали, что кристаллизация этого комплекса минералов происходила из высокоминерализованных растворов при температурах более низких, чем температуры формирования сульфидов в метасоматических рудных телах.

Таблица 3

Результаты термометрических исследований кварцев

Число замеров	Тип гомогенизации по Н. П. Ермакову	Гомогенизация включений растворов, °С		
		первичных	первично-вторичных	вторичных
Длиннопризматический кварц				
68	I	320—305	300—230	120—90
25	II	310—295	—	—
Ранний дипирамидальный кварц				
27	I	320—240	300—240	145—90
5	II	325—220	—	—

Наиболее характерным минералом второго типа минерализации друшин является датолит, кристаллы которого обладают разнообразной формой. Датолит бывает окрашен в зеленоватый цвет, и тогда он полупрозрачен, но наблюдаются и прозрачные кристаллы, почти лишенные включений. Термометрическому анализу был подвергнут светло-зеленый датолит с размерами кристаллов 3×5 см. Первичные включения в нем двухфазовые с газовой фазой 15—20°C. Все первичные включения гомогенизируются по первому типу в интервале 275—375°C. При их замораживании криогидрат возникает при температурах от —4 до —8°C, что соответствует концентрациям NaCl 7,5—12,59 и давлению 35 атм. Если учесть, что изученный датолит ассоциирует с пластинчатым пирротинном, то можно предполагать, что температурные условия кристаллизации этих двух минералов близки условиям формирования сульфидных руд в трубчатых залежах.

В ассоциации с минералами группы палыгорскита и вязкими гелевидными массами часто наблюдается в виде друз и отдельных кристаллов кварц дипирамидальной формы. Этот тетюхинский кварц впервые был описан С. С. Смирновым (1947) и отнесен к минералам низкотемпературного генезиса. Термометрические исследования дипирамидального кварца, проведенные Н. М. Ермаковым (1950), показали, что интервал кристаллизации этого кварца лежит в пределах 130—80°C. Нами было установлено, что различаются не менее двух генераций дипирамидального кварца: слабо прозрачный, крупнокристаллический с диаметром отдельных кристаллов до 4—5 см и прозрачный мелкокристаллический в виде друзовидных скоплений. В дипирамидальном кварце первой генерации наибольшее количество включений сосредоточено в центральной части кристаллов. Как и в длиннопризматическом кварце, ассоциирующем с сульфидами, в кварце дипирамидальном среди се-

мейств включений с разнообразным наполнением гомогенизация происходит в жидкой фазе при близких температурах (см. табл. 3).

Двухфазовые включения в позднем прозрачном мелкокристаллическом дипирамидальном кварце второй генерации гомогенизируются при более низких температурах — в интервале 90—140°С. Криогидрат в таких включениях при их охлаждении появляется при температурах, близких 0°С, что соответствует весьма незначительным концентрациям и низкому давлению (4,5 атм).

Почти постоянно в друзовых образованиях всех типов присутствует кальцит, имеющий разнообразные морфологические формы. По исследованиям Н. П. Ермакова (1950), кальцит является одним из показателей температур минералов продушин. Нами изучался послесульфидный ромбоэдрический кальцит из ассоциации с кварцем. Для него характерны первичные двухфазовые включения в форме отрицательного ромбоэдра, гомогенизирующиеся по первому типу в интервале 120—130°С, а также семейства плоских первично-вторичных включений с незначительным объемом газовой фазы, гомогенизирующихся по первому типу при температуре 120—125°С.

Изучение газовой-жидких включений в минералах продушин Верхнего Рудника и рассмотрение результатов термометрических исследований минералов Тетюхе, полученных другими авторами, позволяет сделать некоторые выводы о генезисе этих образований.

1. Месторождение Верхний Рудник, так же как и многие полиметаллические и оловянно-полиметаллические месторождения Приморья, локализовано в пределах мощной зоны нарушения пород, и поэтому весь ход минерализации тесно связан с периодически возобновлявшимися тектоническими движениями, которые открывали доступ струям скарнирующих и рудообразующих растворов. Вместе с тем месторождению Верхний Рудник, как и всем Тетюхинским полиметаллическим месторождениям, присуща одна важная особенность — наличие мелких и крупных (до нескольких кубических метров) пустот — продушин, которые связаны друг с другом тонкими порами и каналами. Такая сложная пространственная сеть продушин может быть рассмотрена как модель единой полостной системы.

2. Вслед за формированием скарнов происходило образование сульфидов с кварцем как метасоматически, так и путем кристаллизации в свободных полостях. Температурный разрыв, существующий между образованием сульфидов по скарнам и кристаллизацией сульфидов в продушинах, может быть связан с приращением объема в период трещинообразования за счет приращения отдельных звеньев полостной системы. Этап кратковременного вскипания растворов фиксируется по включениям с различной степенью наполнения, гомогенизирующихся в газ и жидкость. В этот период минералообразования отдельные звенья общей полостной системы, т. е. часть продушин, были «запечатаны» минералами ранней ассоциации и отключены от дальнейших процессов рудообразования. Некоторые продушины остались законсервированными на весь период рудообразования, другие же вскрывались на поздних стадиях и принимали новые порции растворов. Всякий раз растворы, попадая по вновь заложенным или повторно открытым трещинам в полостные пространства, испытывали скачкообразные понижения температур и давлений, фиксирующиеся по газовой-жидким включениям рудообразующей среды.

Фазовое состояние и состав последовательных выделений магматогенных флюидов, связанных с гранитами, и их роль в минерало- и рудообразовании (на основании изучения отвердевших и газовой-жидких включений)

А. И. Захарченко

Наиболее полно последовательность выделения и изменения фазового состояния и состав магматогенных флюидов удается проследить по включениям этих флюидов в минералах посторогенных гипабиссальных гранитоидных массивов и связанных с ними рудных тел (в основном камерных пегматитов, грейзенов, меньше скарнов, кварцево-жильных и других образований), формировавшихся в тектонически спокойных условиях. Такие массивы гранитоидов нередко являются многофазовыми, характеризующимися изменением состава от более основных и средних пород (диориты, гранодиориты) в ранних фазах к более кислым и субщелочным (лейкократовые и аляскитовые граниты). Последние часто сильно обогащены легкоплавкими и флюсующими веществами: кремнеземом, щелочами, такими летучими, как фтор, бериллий, литий и др., а также характеризуются повышенными кларковыми содержаниями в поздних фазах ряда таких редких металлов, как вольфрам, олово, молибден и др.

Поздние интрузивные фазы часто имеют округлую лакколитообразную форму с элементами кольцевого (чаще конического) строения, характерную для субплатформенных и платформенных плутонов. В таких массивах гранитов хорошо развиты контракционные трещины, образующие матрацевидную отдельность. Мелкозернистые разности поздних фаз и фаций оказываются сосредоточенными в верхних частях, чаще в виде штоков и пологих залежей, развитых вдоль контракционных трещин (рис. 1).

Формирование таких плутонов происходило путем поступления расплавов со значительных глубин из области больших литостатических давлений в области малых глубин и малых давлений, т. е. из области больших растворимостей летучих в гранитной магме в область малых их растворимостей (Vuzphan, Jahnis, 1945; Хитаров, 1960 и др.).

Экспериментами и определениями газонасыщенности устанавливается, что растворенные летучие концентрируются в верхних — апикальных частях гранитоидных массивов, особенно в пологих купольных выступках под экраном перекрывающих пород (рис. 2, 3). Характерно сосредоточение штоков и залежей более мелкозернистых гранитов, аплитов и камерных пегматитов (рис. 4) в апикальных частях массивов.

На примерах Коростеньского и Кентского гранитных массивов показано (рис. 5), что удельное газосодержание гранитов на глубинах около 500—800 м от апикальной части массивов равно 10—15 см³/кг, а в 200—300 м от верхнего контакта — уже 25, под камерными пегматитами 35—40, наконец, в кварце самих камерных пегматитов 100—110 см³/кг. Аплиты и многие мелкозернистые граниты очень богаты порами и миаролами от выделившихся летучих, и действительная газонасыщенность их расплава была значительно выше, чем расплава, из которого образовались окружающие их (вмещающие) более крупнозернистые граниты.

В генетически последовательных образованиях от гранитов через гранит-аплиты, аплиты, пегматиты, грейзены, скарны к гидротермаль-

ным кварцевым жилам и другим рудоносным образованиям, связанным с охарактеризованными посторогенными гранитными массивами, удастся наиболее полно и хорошо проследить и изучить включения всех последовательных выделений и изменения магматогенных флюидов — растворов.

На рис. 6 представлены основные типы агрегатных состояний включений последовательных выделений магматогенных растворов. Наиболее ранние первичные газиво-отвердевшие остатки былых расплаво-растворов (см. рис. 6, I) нам удалось обнаружить и исследовать в

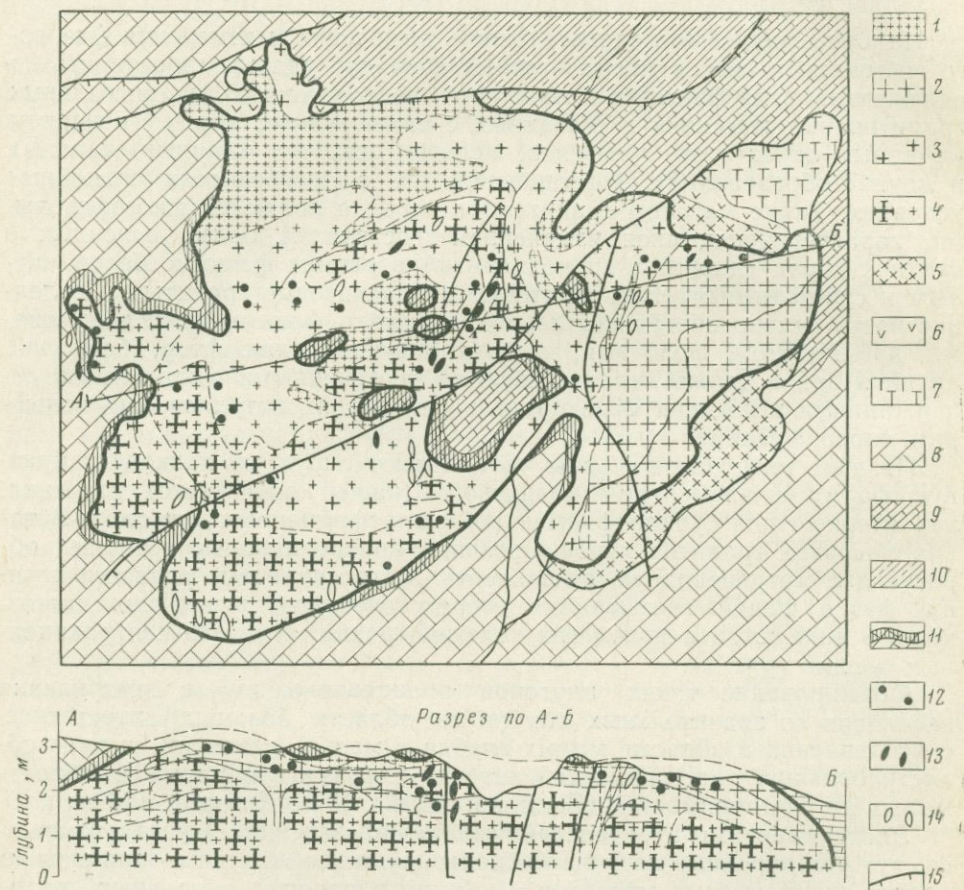


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Майдангалского гранитного массива (Тянь-Шань) и размещения в нем пегматитов, кварц-полевошпатовых и кварцевых жил. Составлена по материалам В. В. Козырева, Я. В. Кайдалова, А. С. Аделунга, Е. М. Головина и других и по наблюдениям А. И. Захарченко

- | | |
|---|--|
| 1-4 — интрузивный комплекс пермо-триасовый: | 6 — диориты, гранодиориты $\gamma^8 C_2$; |
| 1 — граниты мелкозернистые и аплиты в виде залежей штоков и жил $\gamma^4(P-T)$, | 7 — интрузивный комплекс ниже-среднекарбонный, сиенито-диориты, монциониты $e\delta C_1-2$; |
| 2 — граниты среднезернистые аляскитовые $\gamma^3(P-T)$; | 8 — известняки визейского и турнейского ярусов нижнего карбона. C_1 ; |
| 3 — граниты среднезернистые, порфирировидные роговообманково-биотитовые $\gamma^2(P-T)$, | 9 — известняки, мраморы верхнедевонские — нижекарбонные D_3-C_1 ; |
| 4 — граниты крупнозернистые роговообманково-биотитовые $\gamma^1(P-T)$; | 10 — песчаники, сланцы силура и нижнего и среднего отделов девона $S-D_1-2$; |
| 5-6 — интрузивный комплекс средне-верхнекарбонный: | 11 — скарны; |
| 5 — адамеллиты и лейкократовые граниты γC_{2-3} , | 12 — пегматиты камерные; |
| | 13 — кварц-полевошпатовые жилы; |
| | 14 — кварцевые жилы; |
| | 15 — тектонические разломы и зоны разломов |

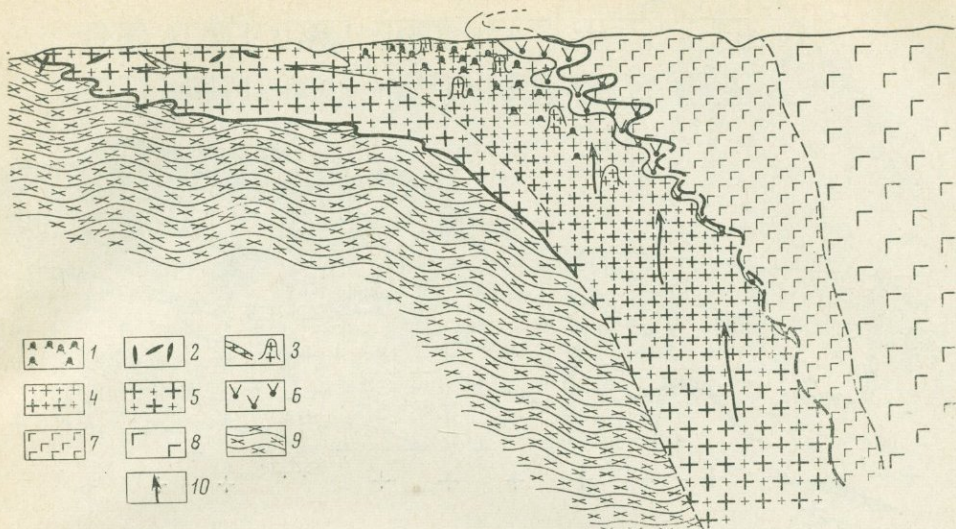


Рис. 2. Разрез через юго-западную часть Коростеньского интрузивного плутона (по Л. А. Приказчикову, Г. Т. Вадимову, И. Л. Личак и др.)

- 1 — пегматиты камерные;
2 — пегматиты жильные.

Коростеньский интрузивный комплекс:

- 3 — граниты мелкозернистые, часто аплитовидные (штоки и залежи) γ_3 ;
4 — граниты средне- и мелкоовоидные биотит-амфиболовые (пегматитоносные) γ_2Pt_2 ;
5 — граниты средне- и крупноовоидные γ_1Pt_2 ;

- 6 — граниты щелочные биотит-пироксеновые мелкозернистые (гибридные) γ_1Pt_2 ;
7 — монзониты, габбро-монзониты мелкозернистые с переходом в габбро и нориты (гибридные) γ_2Pt_2 ;
8 — габбро-анортозиты, анортозиты, крупнозернистые vPt_2 ;
9 — гнейсы и гранито-гнейсы биотитовые $gn\gamma$;
10 — направление движения и накопления выделяющихся из магмы растворов

зерна кварца крупно- и среднезернистых лейкократовых и аляскитовых гранитов поздних фаз, в аплитах, в ихтиоглиптах кварца графических зон пегматитов позднегерцинских гранитных массивов. Характерно, что зерна и ихтиоглипты кварца с большим количеством газотовердевших и газожидких включений (наиболее газонасыщенные) отличаются темно-дымчатым цветом. Отвердевшие включения расплаво-растворов встречаются и в других минералах гранитов и пегматитов (в полевых шпатах и др.), но здесь они обычно мельче и труднее поддаются изучению.

Последующие за газотовердевшими включениями первичные сухие газовые и существенно газовые включения (см. рис. 6, III—V) встречаются в основном в наиболее ранних высокотемпературных (выше 500—600°С) сомагматических и постмагматических образованиях, зачастую в наиболее ранних зонах кристаллов кварца в минерализованных полостях, ранних минералах грейзенов и частью скарнов. В качестве вторичных сухие газовые и существенно газовые включения встречаются в изобилии в так называемом «сотовом кварце», претерпевшем $\alpha \rightarrow \beta$ -трансформацию (обычно в кристаллах кварца свободного роста). Сухие газовые включения почти лишены минералов-узников или содержат их очень мало, а в существенно газовых включениях по мере увеличения роли жидкой водной фазы концентрация и разнообразие минералов-узников обычно увеличиваются.

Наконец, еще более поздние существенно жидкие включения в виде вторичных встречаются в минералах почти всех этапов эндогенного минералообразования (в гранитах, аплитах, пегматитах, грейзенах и в

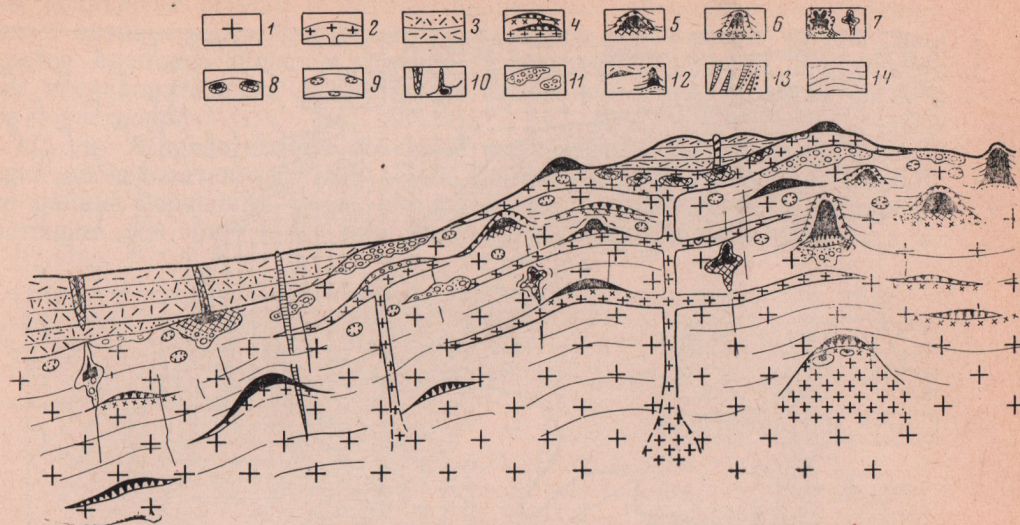
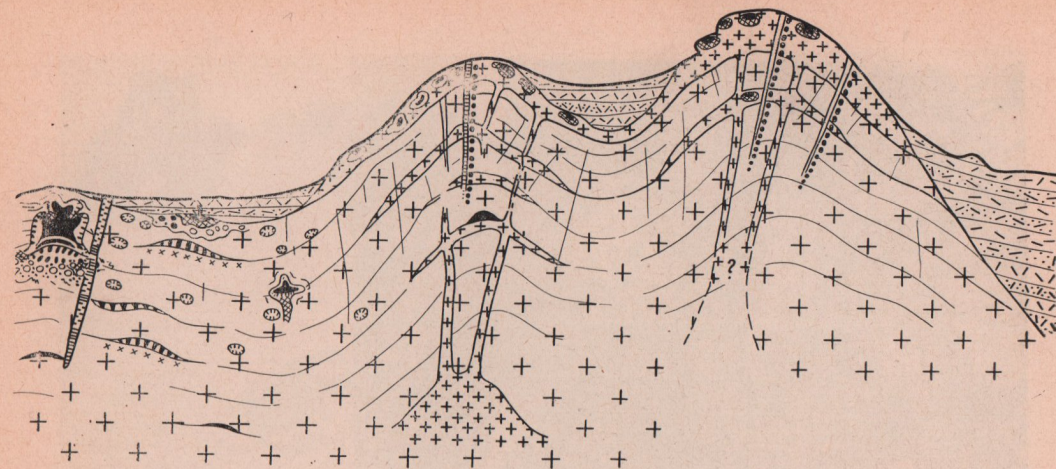


Рис. 3. Разрез Бектауатинского гранитного массива со схемой мест накопления, локалов (накопление в верхах пологих куполов гранитов)

- | | |
|---|--|
| 1 — граниты крупно- и среднезернистые, лейкократовые и аляскинтовые; | 3 — осадочно-эффузивные породы рамы (в основном лавы и туфы кислого и среднего состава); |
| 2 — аплиты и аплитовидные граниты (с переходами в более крупнозернистые); | 4—10 — пегматиты; |

типичных гидротермальных образований). В виде первичных они наблюдаются в регенерационных участках внутренних зон пегматитов, а главным образом в минералах полостей пегматитов, основной массы грейзенов и скарнов и, конечно, господствуют в минералах собственно гидротермальных жильных и других образований. В наиболее ранних существенно жидких включениях гидротерм концентрация твердых фаз в скарнах, в некоторых минералах пегматитов и наиболее ранних гидротермальных жил достигает 40—65% и даже более, а разнообразие фаз 15—20 минералов-узников (см. рис. 6, VI, VII). Такие включения при нагревании гомогенизируются в жидкую водную фазу лишь при температурах выше 400, иногда при 600°С. При таких сильных концентрациях температура существования гидротермальных растворов почти вплотную приближается к магматической.

Специальными исследованиями нам удалось установить соотношение легколетучих газов и водных растворов в последовательном ходе выделения магматогенных эманаций от наиболее ранних к поздним. Путем многократных вытяжек в вакууме и замораживания водных растворов в твердой углекислоте с этиловым спиртом (—72°С) в установке В. А. Кормушина (1965) выяснилось, что в наиболее ранних газовой-отвердевших и газовых включениях (а следовательно, и в ранних магматогенных эманациях) среди летучих преобладают не вода и водные растворы (как многие считают), а другие легколетучие газы. Роль водных растворов увеличивается до преобладающей лишь в последующих эманациях и при понижении температуры ниже 750—650°С. Среди многих сотен просмотренных газовой-отвердевших включений не удалось отметить наличия водной жидкой фазы. Это свидетельствует о том, что вместе с гранитной магмой в раннюю стадию сосуществуют и в ней растворены преимущественно легколетучие газовые, а не водные растворы. Это подтверждается интересными исследованиями А. А. Кадика (1965) и А. А. Кадика и Н. И. Хитарова (1966) о том, что вода при растворении в алюмосиликатных магматических расплавах типа гранитных интенсивно диссоции-



лизации и форм развития аплитовидных пород (штоки и дайки), пегматитов и грейзенов

- | | |
|-------------------------------|--|
| 4 — уплощенные, | 10 — жильные; |
| 5 — каравановидные, | 11 — грейзены, |
| 6—8 — штокообразные камерные, | 12 — существенно кварцевые тела (силекситы); |
| 9 — миаролы, | 13 — дайки средних и основных пород; |
| | 14 — трещины, преимущественно усадочные |

рует: при 650°С и давлениях 1000—1500 атм — на 25%, при 1000°С — на 85%, а при 1100—1200°С — полностью.

Важное значение для изучения магматогенных минерало- и рудообразующих эманаций (растворов) имеет определение состава последовательных выделений газовой-отвердевших, существенно газовых и газовой-жидких включений в минералах пород и рудных тел.

Как показали исследования включений расплавов-растворов (см. рис. 8, 9) в гранитах, аплитах и графических зонах пегматитов гранитного массива Кент (Центральный Казахстан) и в меньшей степени других массивов, наиболее ранние первичные газовой-отвердевшие включения состоят на 70—80 и 90% из полураскристаллизованных стекол и минералов-узников и на 10—30% из газов (1—3 пузырька). По данным оптических и спектральных исследований, полураскристаллизованные стекла (в скрещенных николях они поляризуют лишь участками) имеют изменчивые показатели преломления — от 1,42 до 1,50 (иногда 1,55) и состоят из частично кристаллических, а частично еще стекловатых алюмосиликатных, богатых кремнеземом и щелочами агрегатов, в которых фиксируется также наличие щелочноземельных элементов и даже галогенов. В настоящее время продолжается уточнение их состава.

Полностью раскристаллизованные фазы включений (рис. 8) представлены в основном кристаллами и агрегатами щелочных полевых шпатов (главным образом калиевых полевых шпатов и альбита) и слюдами типа мусковита, частью биотита и других минералов. Встречаются в значительно меньших количествах, но являются частыми и характерными флюорит и лепидолит или циннвальдит (с очень низкими показателями преломления), т. е. наблюдается явное накопление наиболее флюсующих элементов — фтора и лития. Еще меньше и реже встречаются мелкие кристаллики и зерна апатита, рудных минералов и берилла. А. В. Громов (1968) кроме того в газовой-отвердевших включениях в гранитах Кента отмечает наличие кристалликов и зерен сфена и циркона. Имеются зерна и других, еще не определенных минералов.

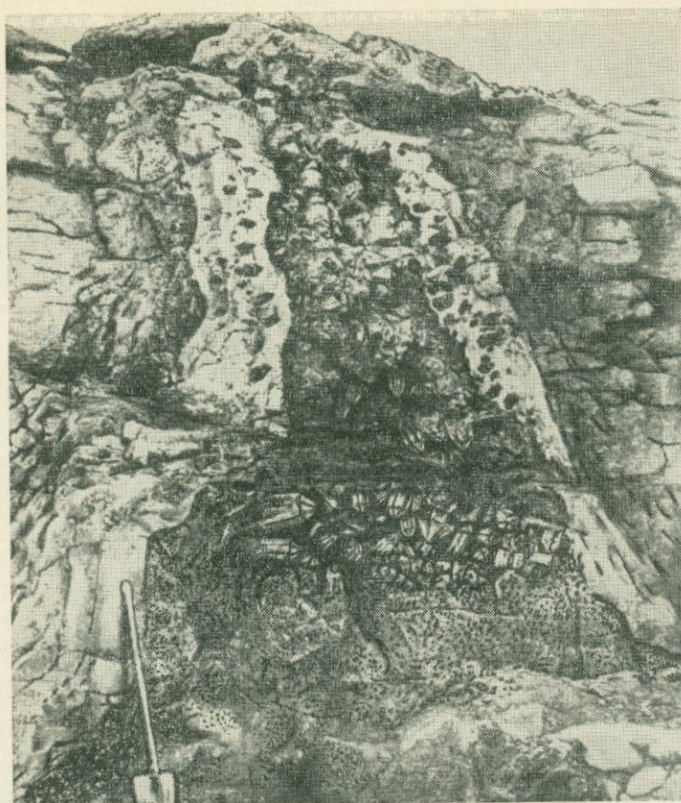


Рис. 4. Штокообразное пегматитовое тело, окаймленное аплитом с минерализованной полостью и грейзеном в донных частях

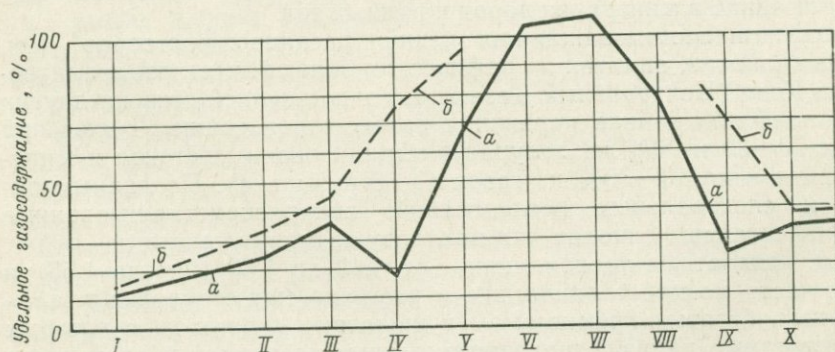


Рис. 5. График удельного газосодержания постороженных гранитов и различных зон пегматитов (пробы *a*, *б* взяты последовательно снизу вверх из подстилающих гранитов и пегматита; см. рис. 4)

I — на глубине гранитного массива;
 II — верх гранитного массива;
 III — гранит под пегматитами;
 IV — зона аплита;
 V — зона грейзена;

VI — полость минерализации;
 VII—VIII — кварцевое ядро: VII — низ; VIII — верх;
 IX — зона аплита;
 X — граниты над пегматитами

Вероятно, часть из них была включена в газовой-отвердевшие включения при спонтанной кристаллизации расплавов в твердом виде. При прогревании газовой-отвердевших включений под микроскопом до 500—600°С почти никакие изменения не наблюдались. При 700°С наблюдалось начало плавления полураскристаллизованных фаз, а выше 750—800°С — и

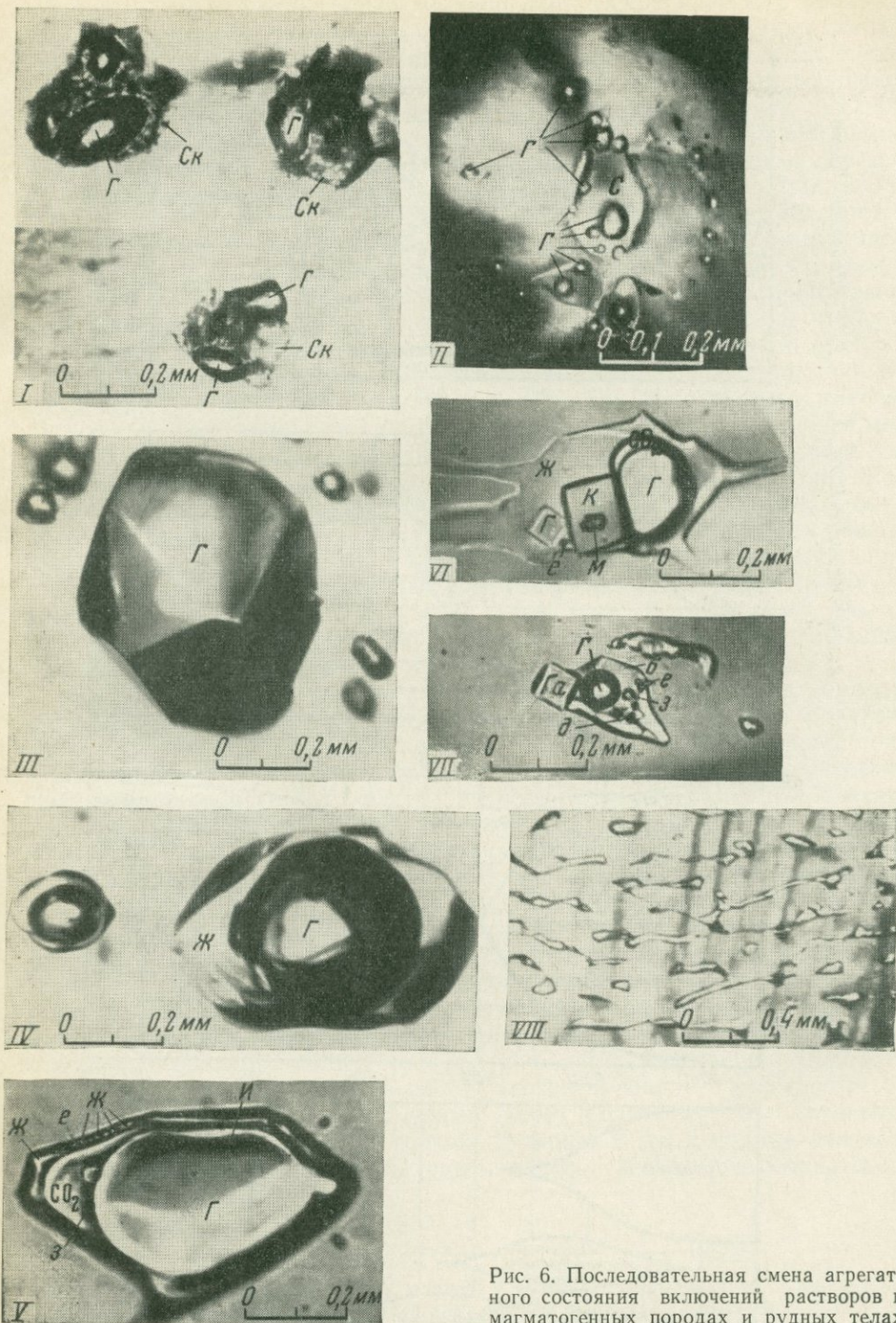
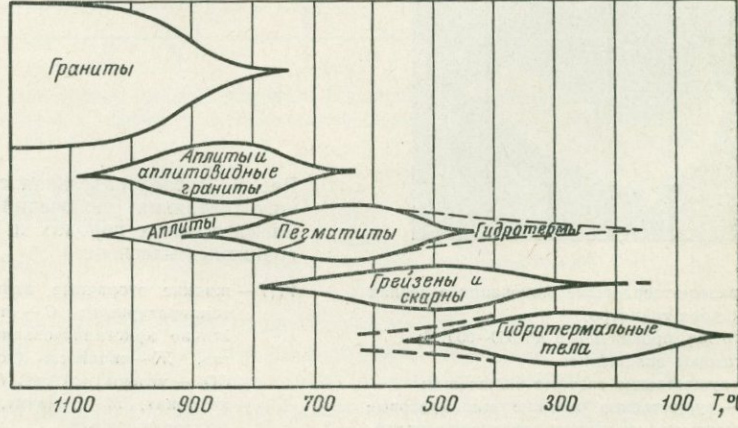
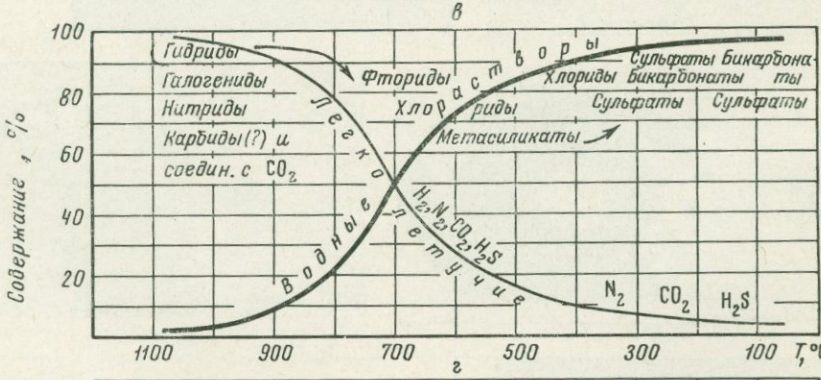
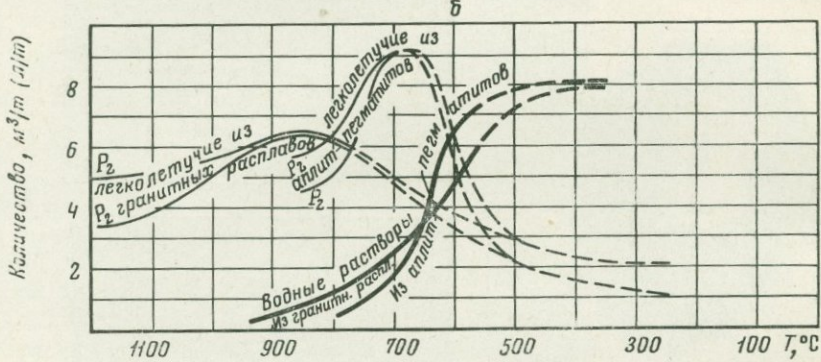
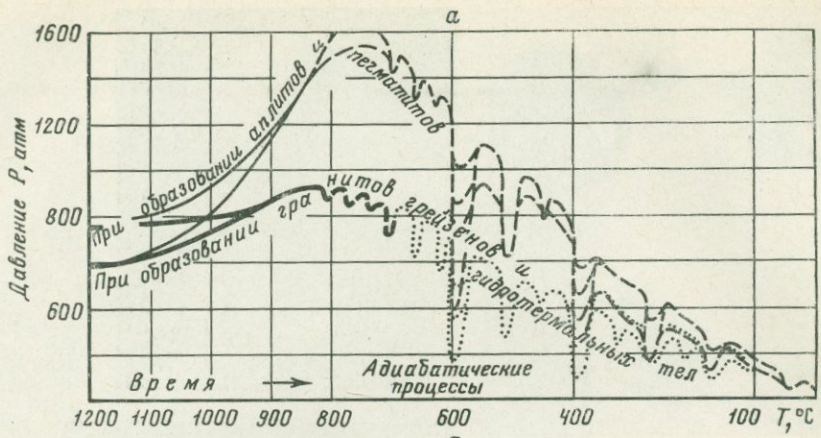


Рис. 6. Последовательная смена агрегатного состояния включений растворов в магматогенных породах и рудных телах гранитных массивов

- I — газо-отвердевшие включения в зернах кварца гранитов;
 II — то же, прокаленные до 850—900° С;
 III — газовое включение;
 IV—V — существенно газовые включения;
 VI—VII — существенно жидкие многофазовые включения высокотемпературных гидротерм (видны минералы-узники);

- VIII — жидкие вторичные включения (низкотемпературные): С — стекло, Ск — частично кристаллизованное стекло; Г — газ, Ж — жидкость (водный раствор), CO₂ — углекислый газ, Га — галит, К — карбонат, М — гематит, д, е, з, и — минералы-узники



остальных фаз с интенсивным растворением газовой фазы в образующемся расплаве. Эксперименты по плавлению вещества крупных газовой-отвердевших включений нам пришлось проводить в автоклавах с давлением 1000—2000 атм при разных интервалах температур с выдержкой при заданной температуре в течение 2—4 час и с дальнейшей закалкой.

Как видно на фотографиях (рис. 9), при 700—750°С вначале происходит плавление полураскристаллизованных агрегатов преимущественно около газовых (флюсующих) компонентов включений. При 800°С (см. рис. 9, В) процесс плавления отвердевших фаз резко усиливается. При выдержке в течение 2—4 час остаются недорасплавленными лишь 30—50% твердых фаз; начинают оплавляться кварцевые стенки вакуолей. При 850—900°С в течение 2 и особенно 4 час наблюдается полное плавление твердых фаз и значительное оплавление кварцевых стенок — получается алюмосиликатный расплав, богатый кремнеземом (вакуоли приобретают округлые формы). Характерно, что на последних двух фотографиях (см. рис. 9, Г) вместо 1—3 первоначально крупных газовых пузырьков после такого прогрева и закалки образуется много более мелких пузырьков. Это свидетельствует об интенсивном и часто полном растворении первоначальных газовых фаз в образующихся расплавах. Растворимость газов в расплавах, по-видимому, составляет 20—30% с образованием очень газонасыщенных и очень подвижных гомогенных расплаво-растворов. При закалке такой расплав-раствор как бы вскипает с образованием стекол, богато насыщенных мелкими газовыми пузырьками, вплоть до образования пеноподобных масс. К сожалению, отдельных экстракций и анализов газовой фазы только из газовой-отвердевших включений пока произвести не удалось.

Экстрагирование и анализы легколетучих газов по нашим образцам проводились в ИГЕМ АН СССР специалистами по газовым анализам М. Г. Гуревич, И. М. Овчинниковым и М. М. Элинсон в вакуумных мельницах — микродегазаторах. Экстракция и анализы газов проводились преимущественно из проб, взятых из различных зон камерных пегматитов, грейзенов, рудных жил и вмещающих их гранитов посторогенных плутонов. Именно здесь от зоны к зоне наблюдается наиболее спокойная и закономерная смена различных последовательных типов включений растворов, характеризующих последовательную смену магматогенных эманаций от преимущественно газовой-отвердевших и существенно газовых до существенно жидких и жидких (водных), максимальное скопление которых наблюдается в поздние стадии минерализации полостей в пегматитах, в грейзенах и в различных гидротермальных образованиях. Пробы отобраны под микроскопом с удалением тех, в которых присутствовали в больших количествах другие типы включений, включения явно вторичные и аномальные. Экстрагирование проводилось в основном по методике М. М. Элинсон (1965) в вакууме $1 \cdot 10^{-3}$ атм и выше путем измельчения проб до тонкой фракции. Вода и водные растворы вымораживались и удалялись; определялось удельное газосодержание.

Рис. 7. Графики физико-химических условий и режимов формирования посторогенных гипабиссальных гранитов, связанных с ними разных по составу растворов и рудных тел

а — режимы температур и давлений при образовании гранитов и связанных с ними аплитов, пегматитов, грейзенов и других рудных тел;

б — соотношение и относительное время выделения из гранитных и аплит-пегматитовых расплаво-легколетучих и водных растворов;

в — соотношение и составы выделяющихся из гранитных расплаво-легких и водных растворов и их изменения по мере падения температур;

г — последовательность и температурные режимы формирования гранитов, аплитов и связанных с ними рудных тел

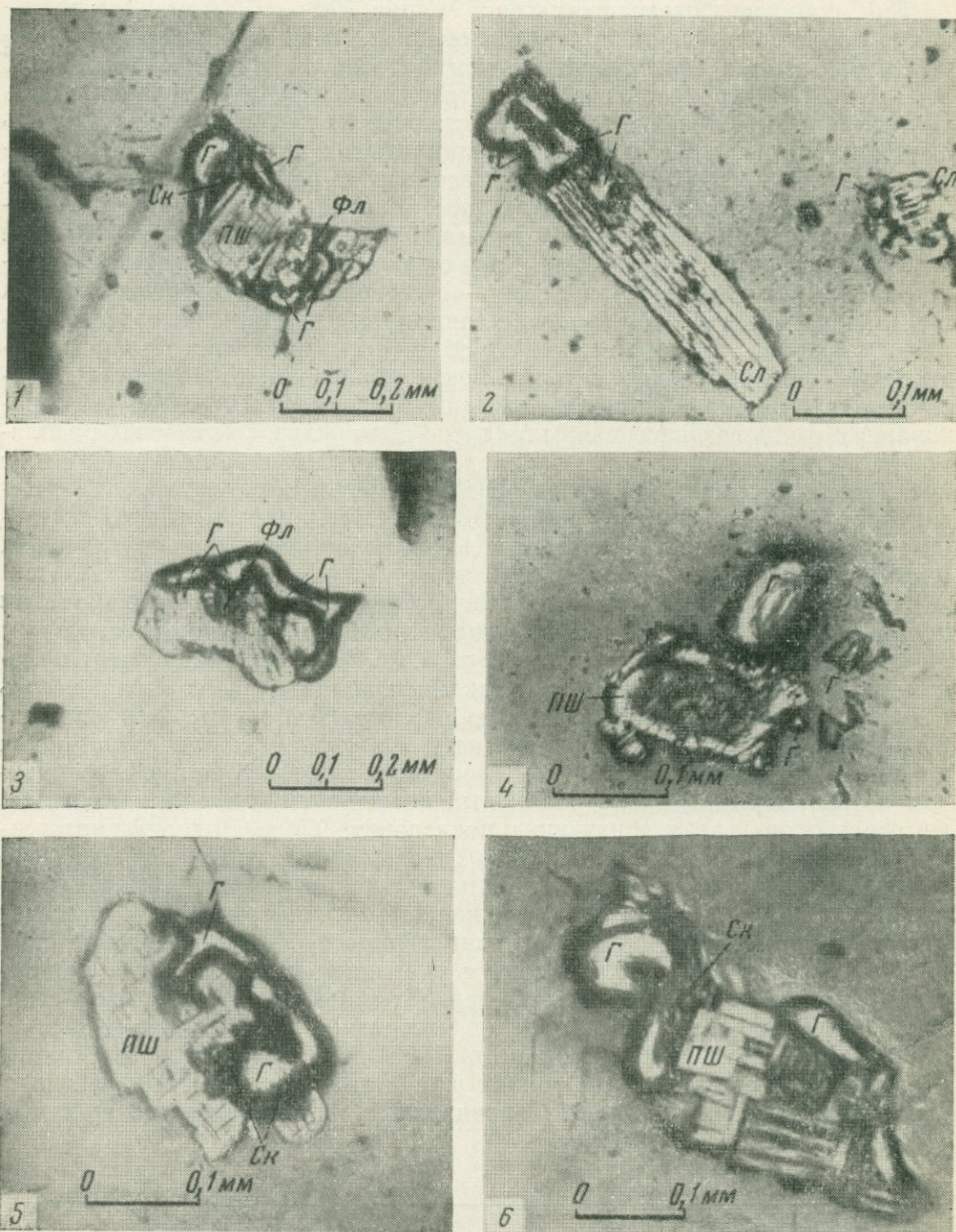


Рис. 8. Газово-отвердевшие (раскристаллизованные) включения (1-6) в зернах кварца гранитов и аплитов Кентского массива (Центральный Казахстан)

Г — газовая фаза; ПШ — полевые шпаты (преимущественно калиишаты и альбит); Сл — слюды (мусковит, литиевый мусковит и лепидолит); Фл — флюорит; Ск — остатки полукристаллизованных стекол

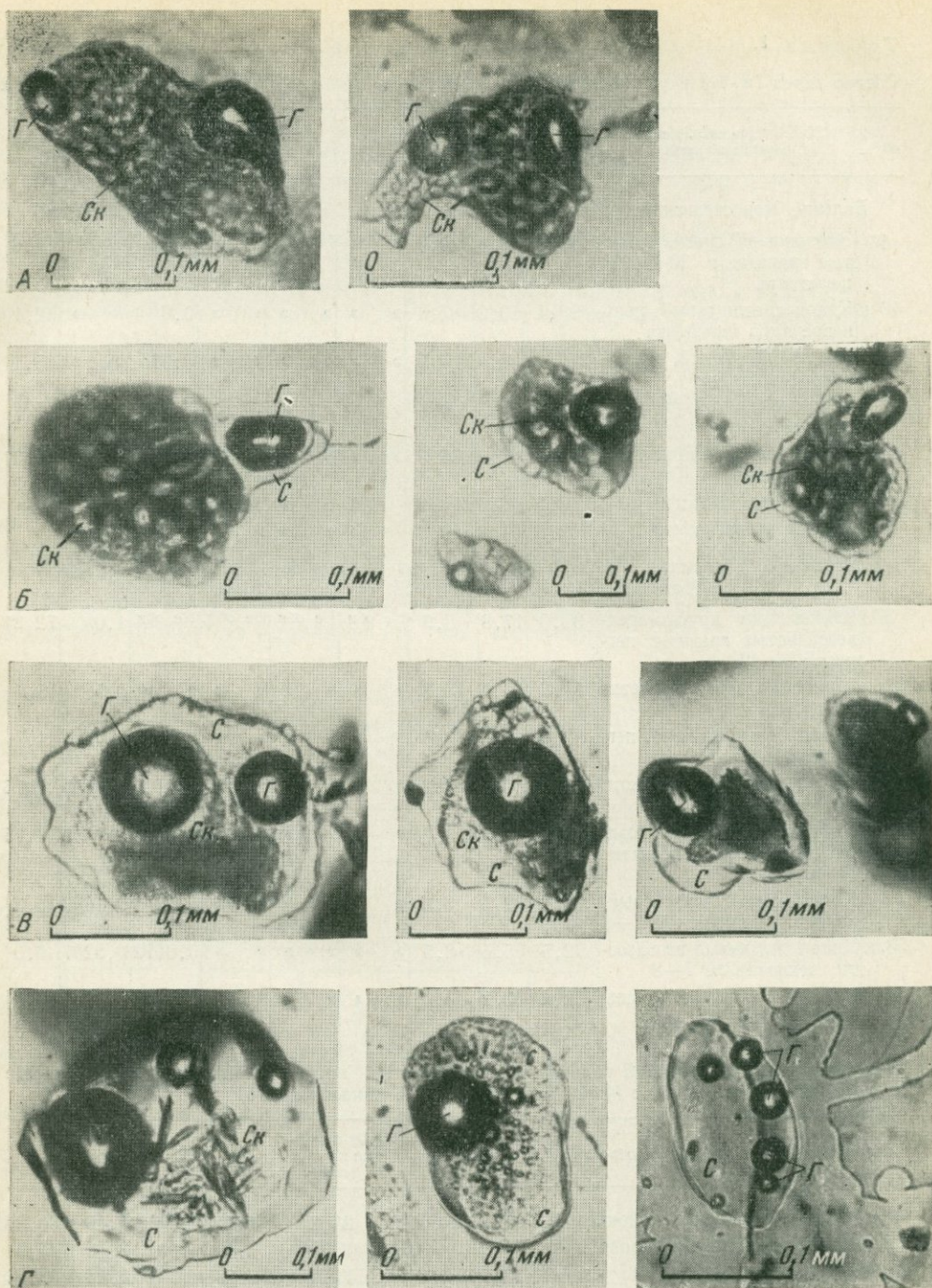


Рис. 9. Газово-отвердевшие включения в кварце гранитов и аплитов Кентского массива около пегматитов и грейзенов

А — естественные (не прогретые) состоят из полураскристаллизованных стекол (СК) и газовых пузырьков;

Б — прокаленные при 750° С — началось плавление (С — стекла) преимущественно около газовых пузырьков и по периферии включений;

В — прокаленные при 800° С — отвердевшие

фазы большею частью оплавлились с образованием стекла (при закалке);

Г — прокаленные при 850—900° С — почти полное и полное плавление твердых фаз с образованием стекол, оплавливание кварцевых стенок вакуолей, выделение многих газовых пузырьков при вскипании (закалке)

Таблица 1

Состав газов (в %) в различных зонах пегматитов, грейзенов и вмещающих их гранитах

№ обр.	Характеристика, место взятия образца	V, см ³ /кг	H ₂	CO ₂ и другие кислые газы	O ₂	CO	CH ₄	He+Ne	Ar+Kr	N ₂
Волынь. Коростеньский гранитный массив. Пегматит № 351 (данные М. М. Элинсон)										
46	Вмещающие среднезернистые граниты в 30 м от пегматита	54,15	48,4	20,0	He обн.	He обн.	He обн.	0,08	He обн.	31,6
46-и	Кварц светло-серый, кварцевое ядро пегматита	96,1	50,0	7,6	»	»	»	0,3	»	42,1
6-к	Кварц дымчатый, низ кварцевого ядра	212,2	7,1	77,2	»	»	»	0,075	»	15,7
46-н	Кварц морион (кристалл), верх полости	206,5	9,3	86,1	»	»	»	0,087	0,5	4,1
46-л	Кварц морион (кристалл), низ полости	165,07	5,3	94,5	»	»	»	0,042	—	0,2
46-о	Топаз, низ полости	60,1	46,0	46,0	8,0	»	»	0,08	—	—
46-г	Берилл из пегматита	62,5	54,0	46,0	He обн.	»	»	»	»	»
Центральный Казахстан. Гранитный массив Кент (первые два анализа М. М. Элинсон, остальные М. Г. Гуревич и И. М. Овчинникова)										
30	Вмещающие крупно-среднезернистые граниты, пегматит № 10	38,0	17,8	8,9	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	1,09	72,21
32-ж	Аплитовая зона, пегматит № 10	18,3	76,6	18,3	»	»	»	»	0,5	5,1
56-д	Кварц белый из ядра, пегматит № 10	82,8	85,1	3,1	»	»	»	0,0023	0,0535	11,8
56-ж	Кварц морион из полости, пегматит № 10	59,8	80,0	6,25	»	»	»	0,0135	0,0149	13,75
56-з	Кварц бесцветный, поздний из полости, пегматит № 10	40,4	77,5	3,75	»	»	»	0,0185	0,0852	18,75
58-е	Кварц серый (сиреневый) из ядра, пегматит № 7—8	79,2	82,5	3,3	»	»	»	0,0038	0,1462	14,2
58-ж	Кварц дымчатый из полости, пегматит № 7—8	72,5	85,5	8,5	»	»	»	0,0172	0,0207	6,0
56-х	Грейзен с морионом, пегматит № 18—20	52,4	80,2	4,0	»	»	»	0,0190	0,0096	15,8
Тянь-Шань. Майдантальский горный массив. Граниты, пегматиты, кварц-полевошпатовые и кварцевые жилы (данные М. М. Элинсон и В. С. Польшковского)										

Характеристика, место взятия образца	V, см ³ /кг	H ₂	CO ₂ и другие кислые газы	CH ₄	He	Ar	N ₂
Гранит вмещающий крупнозернистый	92,50	11,2	25,2	1,4	He обн.	1,40	60,8
Гранит вмещающий порфиоровидный	159,50	6,3	3,0	3,4	»	2,80	84,9
Аплит, пегматит № 21	159,6	He обн.	31,0	0,43	»	0,43	68,14
Полевой шпат, пегматит № 21	113,8	4,7	7,3	He обн.	0,002	0,70	87,3
Кварц сотовый из полости, пегматит № 21	60,30	2,3	20,9	»	0,0096	1,25	75,75
Кварц сотовый из полости, пегматит № 29	623,0	40,84	20,6	»	0,042	0,90	37,66
Кварц дымчатый из полости, пегматит № 29	163,0	3,7	10,2	10,75	0,0037	0,95	74,40
Аметист из полости, пегматит № 21	370	0,74	3,0	He обн.	0,0023	0,015	95,30
Цитрин из кварцевых полевых шпатов и кварцевые жилы	406,0	2,60	7,8	»	He обн.	He обн.	89,6

Устанавливалось наличие и количество CO_2 и других кислых газов, особенно H_2S , а также H_2 , O_2 , CO , углеводородов, группы инертных газов ($\text{He} + \text{Ne}$ и $\text{Ar} + \text{Kr} + \text{Xe}$), а по разности определялось содержание N_2 . Для контроля проводились повторное дробление и анализы и экстрагирование газов из одинаковых проб на различных установках. Результаты анализов по наиболее типичным сериям проб приведены в табл. 1 и на графиках (рис. 10).

Как видно из данных анализов, среди магматогенных летучих в больших количествах присутствуют H_2 , CO_2 и другие кислые газы (сероводород), N_2 ; в увеличенных количествах по сравнению с атмосферным фиксируются инертные газы, особенно аргон; иногда отмечается наличие углеводородов (Майдантал); очень редко и в очень небольших количествах — кислорода (по данным В. А. Калюжного, в коростеньских гранитах и пегматитах). Судя по обилию галогенидных солей в газожидких включениях, акцессорных галогенидных минералов в гранитах, а также скоплениях флюорита и топаза в камерных пегматитах и грейзнах среди магматогенных летучих, несомненно, большую роль играли галогены и их галогенидные соединения. Фтор и фториды более характерны для существенно натриево-калиевых гранитов и их производных — рудоносных тел, а хлор и хлориды — для плагиогранитов и более основных магматических пород и их постмагматических рудоносных тел.

Дискуссию вызывают значительные, иногда даже преобладающие количества водорода среди газов во включениях. Ю. А. Долгов и

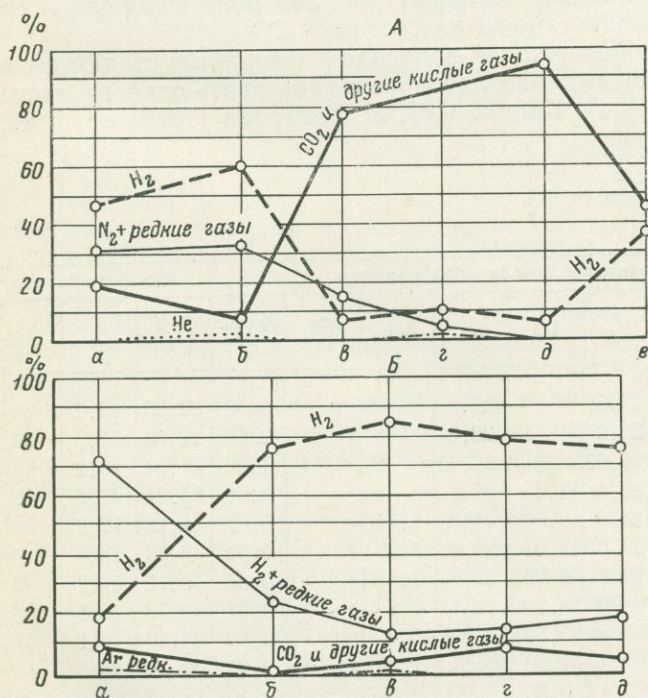


Рис. 10. Графики содержаний и изменения соотношения газовых компонентов во включениях растворов в минералах (кварце, топазе)

А — камерные пегматиты (Коростеньский массив): а — кварц вмещающих гранитов (обр. 46); б — кварцевое ядро (верх, обр. 46-и); в — кварцевое ядро (низ, обр. 46-к); г — минерализованная полость; з — кварц из верха, обр. 46-н; д — кварц, низ полости, обр. 46-л; е — топаз, низ полости, обр. 46-о.

Б — Кентский гранитный массив: а — кварц вмещающих гранитов (обр. 30); б — зона аплита (обр. 32-ж); в — кварц ядра (обр. 56-д); г — д — минерализованная полость; з — кварц ранний (обр. 56-ж), д — кварц поздний (обр. 56-з)

Н. А. Шугурова (1966) изучали состав газов в тех же гранитах и пегматитах, но только в отдельно взятых включениях методом высвобождения их в инертную жидкость (глицерин) путем раздавливания зерен минералов с включениями и затем поглощения разных газов различными реактивами — метод В. Т. Славянского (1957). Эти авторы получили иные результаты в отношении водорода. По их данным, количество водорода в газовых и газовой-жидких включениях в кварце даже тех объектов, где по нашим данным, было его много, колеблется лишь в пределах десятых долей процента и не превышает 2—4%. Большое содержание водорода, получаемое в вакуумных мельницах, они объясняют лишь побочным его выделением при дроблении проб в металлических мельницах. В отношении получения побочного водорода М. М. Элинсон (1965) установила, что вакуумные мельницы с силитовыми шарами, а тем более давяльные установки (дегазаторы) совершенно не выделяют побочного водорода. Проверка проводилась многократно; большие содержания водорода подтверждались. Характерно, что высокие содержания водорода в гранитах и гранитных пегматитах (до нескольких десятков процентов) подтверждаются и анализами других исследователей (Калужный, 1964; Ковалишин, 1966; Goguel, 1963 и др.). Наконец, высокие содержания водорода и особенно его гидридных соединений, а также углекислоты и азота в магматогенных газах подтверждаются анализами ранних вулканических газов — высокотемпературных, выделяющихся непосредственно из еще жидких лав (Башарина, 1963). Как видно из табл. 2, по мере падения температуры лав роль водорода и его галоидных соединений падает, но возрастает роль CO_2 .

Объяснение высоких содержаний водорода в начальные стадии выделения летучих из гранитных расплавов вытекает опять-таки из экспериментальных данных А. А. Кадика и Н. И. Хитарова (1966) об интен-

Таблица 2

Состав газов кратера Белянкина (в %) (по Л. А. Башариной)

Дата взятия пробы	Т, °С	Вулканические газы без воды и воздуха								Фумарольные газы		
		HCl	HF	H ₂	CO	CO ₂	SO ₂	NH ₃	сумма, л	N ₂ и другие	O ₂	H ₂ O
1953 г.	630	35,00	3,0	26,2	He обн.	25,8	He обн.	He обн.	3,30	82,50	14,2	86
1953 г.	650	50,00	4,0	26,0	» »	20,0	» »	» »	2,50	82,50	14,5	50
1953 г.	430	45,03	3,7	16,05	8,55	23,65	» »	» »	1,88	81,92	16,2	69
1954 г.	360	31,45	1,2	25,0	11,25	31,1	» »	» »	0,86	81,54	17,6	45
1954 г.	320	24,85	He обн.	25,0	18,00	31,0	1,15	» »	0,81	81,25	17,95	69
1954 г.	295	11,30	» »	29,0	25,01	29,0	5,7	» »	0,52	80,73	18,8	He обн.
1954 г.	240	7,30	» »	29,0	30,00	25,5	7,5	» »	0,33	79,72	19,95	90
1955 г.	210	4,15	» »	He обн.	78,20	8,1	9,5	» »	0,37	80,73	18,8	85
1955 г.	220	5,00	» »	» »	85,00	He обн.	10,0	» »	0,40	81,40	18,2	61
1956 г.	235	1,00	» »	» »	97,00	4,7	1,5	» »	0,21	81,30	18,5	46
1956 г.	155	He обн.	» »	» »	0,05	He обн.	He обн.	» »	0,50	79,95	20,05	26

Газы лавового потока

1953 г.	650	40,5	2,0	25,0	3,75	18,5	6,9	2,25	1,35	83,6	15,05	42
1953 г.	500	48,0	0,65	16,6	6,51	19,7	5,25	3,28	1,52	82,6	16,02	36
1953 г.	350	22,0	He обн.	22,0	12,2	31,6	7,36	4,85	2,05	79,75	18,40	44
1954 г.	50	He обн.	» »	He обн.	0,25	He обн.	He обн.	He обн.	0,25	79,75	20,00	46
1955 г.	25—20	» »	» »	» »	0,03	» »	» »	» »	He обн.	79,85	20,05	51

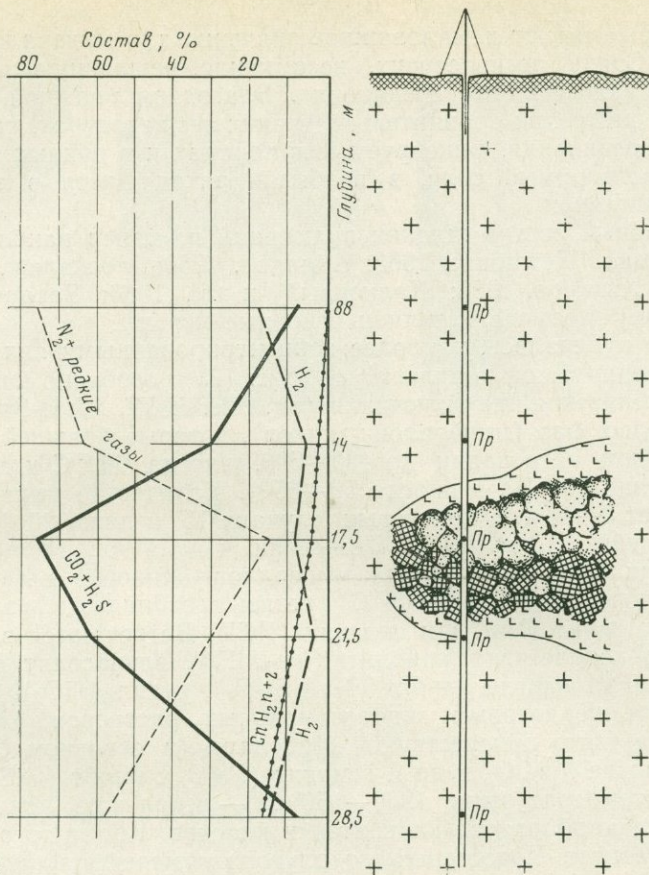


Рис. 11. Изменение состава газовых компонентов в пегматитовом теле (Волянь, Украина) с глубиной (по З. И. Ковалишину)

сивной диссоциации воды в алюмосиликатных расплавах. Из ингридирующих и кристаллизующихся гранитных расплавов выделяется прежде всего не молекулярная вода, а кислород и водород и его гидридные соединения. Метод поглощения газов, которым пользовались Ю. А. Долгов и Н. А. Шугурова, доказывающие ничтожную роль водорода в газовых и газовой-жидких включениях, как оказалось, является далеко не совершенным.

Как видно из табл. 1 и графиков (см. рис. 10, 11), несмотря на ряд отклонений в количествах и роли различных газов по мере их выделения из гранитных расплавов и при формировании камерных пегматитов все же наблюдаются определенные закономерности. Обычно роль водорода и его гибридных соединений, а также азота и его нитридных соединений убывает, но зато возрастает роль углекислоты и других кислых газов.

В гранитных массивах и их рудных телах, где среди газов много CO_2 и H_2 , например, на Майдантальском массиве (см. табл. 1), иногда в значительных количествах появляются углеводороды (10,75% в дымчатом кварце в пегматите). Наличие углеводородов отмечено В. А. Калужным (1964) и З. И. Ковалишиным (1966) также в пегматитах Коростеньского плутона. Здесь углеводороды, несомненно, являются продуктами химических реакций.

Таким образом, в наборе магматогенных летучих, их взаимоотношениях и изменениях во времени наблюдаются определенные закономерности

ности, которые имеют немаловажное значение для минерало- и рудообразования. Среди легколетучих, несомненно, решающую роль играли галогены и галогенидные соединения. Благодаря большой химической активности, даже при сравнительно низких температурах, они дали минеральные соединения, фиксируемые в породах и в рудных телах, и более легкорастворимые соли, в изобилии находящиеся в существенно жидких включениях.

Минеральный состав жидких включений изучался наиболее детально и длительно (Newhouse, 1963; Ермаков, 1950; Москалюк, 1961; Маслова, 1961; Хитаров, 1965; Калюжный и др., 1966; Захарченко и др., 1966), поэтому здесь сделаем лишь основные выводы.

Как уже отмечалось, наиболее концентрированными являются поздние существенно газовые включения (рис. 12) и особенно наиболее ранние существенно жидкие включения (см. рис. 6, VI, VII). Здесь концентрация твердых фаз (минералов-узников), которые большей частью растворяются при нагревании до 400—500, иногда 600°С и даже более, достигает чаще 20—30, а иногда 50—65%. Количество минералов-узников достигает 3—6, а в некоторых случаях 15 и даже 20 (Калюжный, 1960; Леммлейн, Клия, 1952; Леммлейн и др., 1962; Мельников, 1965 и др.). Среди легкорастворимых минералов-узников в высокотемпературных включениях (400—600°С) резко преобладают галогениды — максимально галит (NaCl) и сильвин (KCl). Встречаются в значительно меньших количествах криолит (Na_3AlF_6), эльпасолит (K_2NaAlF_6) флюорит (CaF_2), иногда альбит ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), рутил (TiO_2). Во включениях среднетемпературных гидротермальных растворов (300—200°С) кроме галита часто присутствуют карбонаты (в основном CaCO_3 , значительно меньше MgCO_3 и др.), гематит (Fe_2O_3), пирит (FeS_2) и в наиболее низкотемпературных (250—150°С) — небольшие количества галита, изредка карбонатов (кальцита) и квасцов. Кроме того в позднем кварце пегматитов Коростеньского плутона отмечены водные хлориды железа ($\text{FeCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), водные карбонаты магия и др. Некоторые минералы остаются не диагностированными. Таким образом, уже по минералам-узникам видно, что в высокотемпературных пневматолитово-гидротермальных и гидротермальных растворах (600—350°С) ведущую роль играют галогениды — хлориды натрия и калия, и хотя в очень небольших количествах, но характерны фториды щелочных и щелочноземельных элементов. При средних температурах (350—200°С) кроме хлоридов начинают играть большую роль карбонаты, а при низких температурах — хлориды. Солевой состав самих жидких (водных) растворов включений, определявшийся по зонам камерных пегматитов и других рудных тел и из вмещающих гранитов, приведен в табл. 3—5, а также представлен в виде графиков (рис. 13). Как видно из таблиц и графиков, среди солей в водных растворах изначально (в высокотемпературных выделениях) ведущую роль играют галогениды (хлориды) щелочных элементов.

В более поздних выделениях (при минерализации полостей и образовании средне- и низкотемпературных минералов) наблюдаются, наоборот, падение роли галогенидов, сильный рост роли гидрокарбонатов и некоторое повышение роли щелочноземельных элементов, особенно кальция. Растворы вместо хлоридных и фторидно-хлоридных становятся сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридными, а затем (к концу выделения и миграции) хлоридно-сульфатными и гидрокарбонатными. Это хорошо увязывается и с данными газовых анализов, и с характером минералов-узников. Вначале в более ранние стадии выделения растворов и формирования рудных тел среди эманаций большую роль играли водород, галогены и их соединения, а затем постепенно — углекислота, сульфаты, гидрокарбонаты и их соединения.

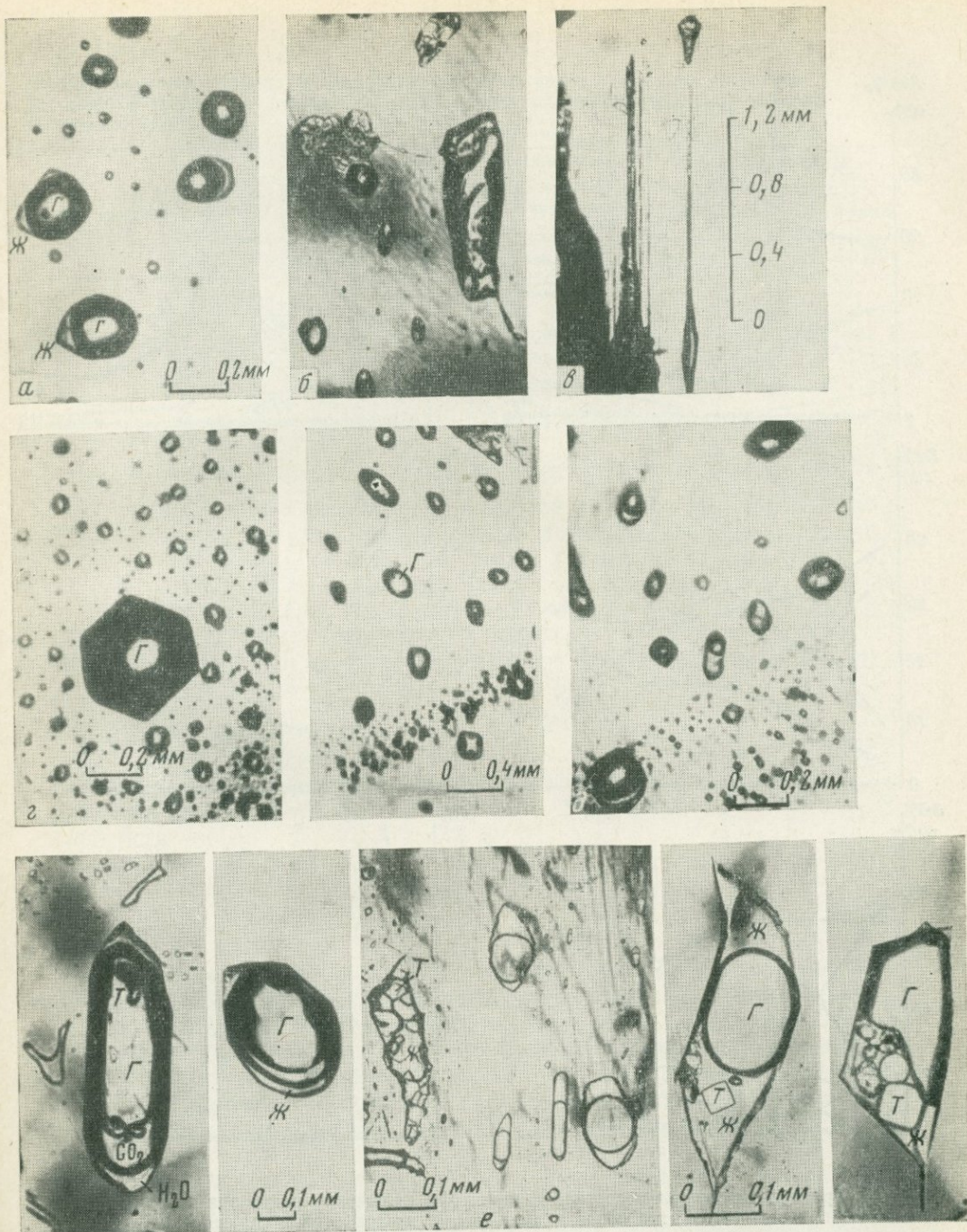


Рис. 12. Включения растворов в минералах камерного пегматита Коростеньского массива

- а — существенно газовые и газовые ранние включения в кварце из верха полости (обр. 46-и);
 б — существенно газовые и газовые включения, иногда переполненные твердыми фазами (обр. 3г);
 в — трубчатые газовые включения в берилле, верх полости (обр. 3м);
 г — сотовый кварц с газовыми и существенно газовыми включениями из основания кристалла кварца (обр. 3з);
 д — существенно газовые и газожидкие

- включения в морионе, кристалл внизу полости (обр. 46^а);
 е — существенно газовые и высокотемпературные существенно жидкие многофазовые включения в топазе с большим количеством и набором минералов-узников (обр. 46^б);
 Г — газовая фаза;
 Ж — жидкая фаза;
 Ж и CO₂ — жидкая углекислота;
 Т — твердые фазы различных минералов-узников

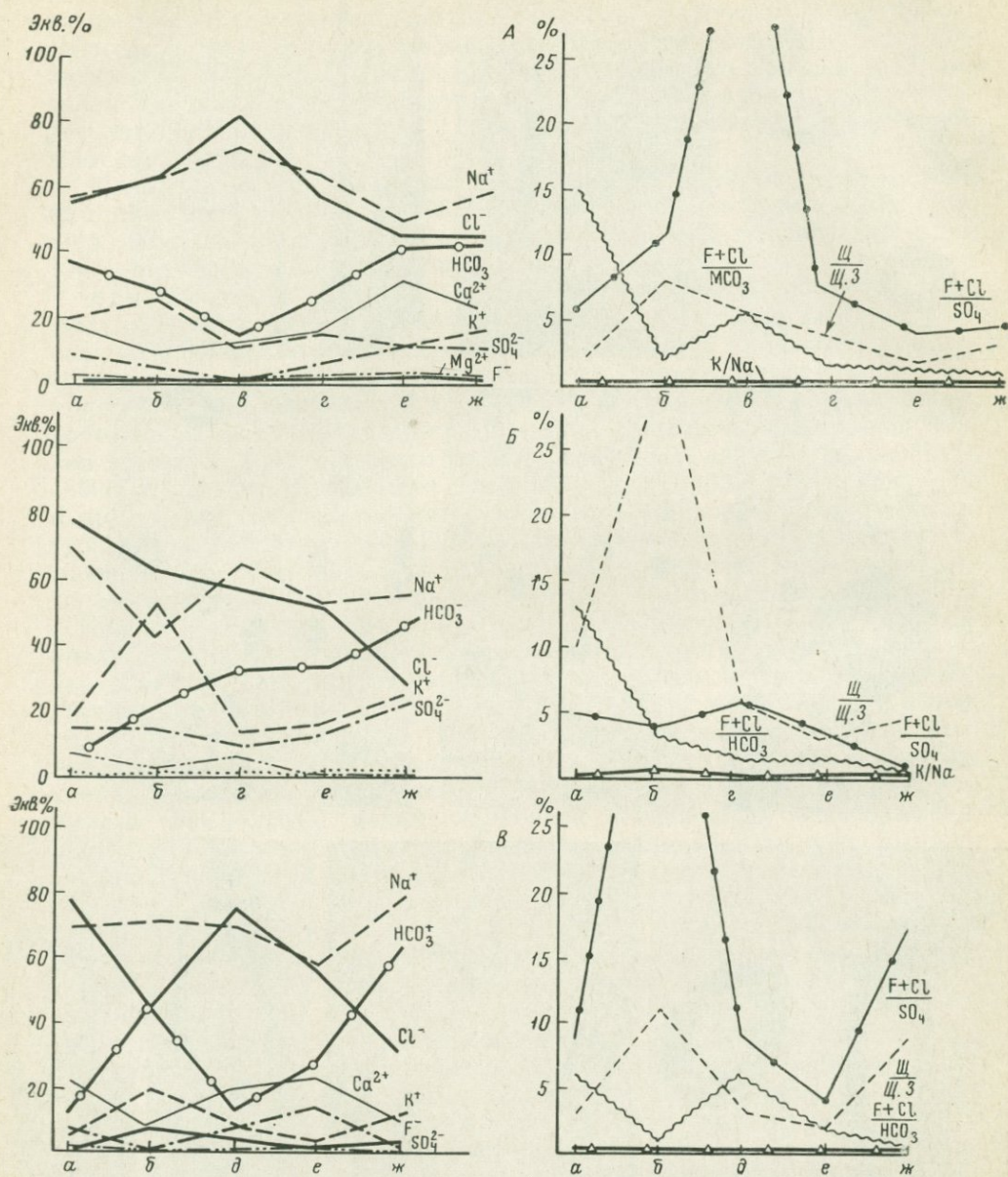


Рис. 13. Графики химического состава жидких фаз включений растворов из различных зон камерных пегматитов, грейзенов и вмещающих их гранитов и соотношение химических компонентов включений растворов по зонам пегматитов

А — среднее по восьми пегматитам разных районов и подстилающим их грейzenам;
 Б — по пегматитовому телу № 351 Коростеньского массива;
 В — по пегматитовому телу и грейzenам Кентского массива.
 Места взятия проб:
 а — кварц вмещающих гранитов;

б — кварц, верх кварцевого ядра;
 в — кварц, середина кварцевого ядра;
 г — кварц, низ кварцевого ядра;
 д — кварц ядра;
 е — кварц, верх полости;
 ж — кварц, низ полости (грейзеновый кварц)

Таблица 3

Средние значения результатов химических анализов водных вытяжек включений растворов в кварцах по основным зонам камерных пегматитов различных районов Советского Союза

Компоненты	Кварц вмещающих гранитов		Кварц различных зон пегматитов (по вертикали)						Кварц грейзеновый			
			верх кварцевого ядра		середина кварцевого ядра		низ кварцевого ядра		верх полости		низ полости	
	экв. %	г/л	экв. %	г/л	экв. %	г/л	экв. %	г/л	экв. %	г/л	экв. %	г/л
SiO ₂	—	—	—	10,1	—	2,9	—	4,5	—	2,0	—	10,5
Cl ⁻	54	—	69	46,7	82	29,1	40	15,4	53	26,6	44	21,7
F ⁻	Не обн.	—	1	0,3	1	0,2	Не обн.	0,03	2	0,5	1	0,3
SO ₄ ²⁻	7	—	5	3,5	1	0,2	9,0	4,6	10	7,6	5	3,6
HCO ₃ ⁻	39	—	25	29,1	16	8,8	51,0	34,6	35	28,1	50	42,8
Сумма	100	—	100	89,7	100	43,2	100	69,1	100	64,8	100	78,9
K ⁺	13	—	22	14,4	11	5,2	16	0,13	4	2,4	20	10,5
Na ⁺	65	—	64	25,4	73	16,3	64	17,1	64	19,0	54	15,8
Li ⁺	1	—	1	0,1	2	0,2	1	0,1	4	0,1	1	0,1
Mg ²⁺	2	—	1	0,1	—	—	3	0,4	4	0,1	4	0,5
Ca ²⁺	19	—	11	4,2	14	2,9	16	3,9	24	6,3	22	5,4
Сумма	100	—	100	44,2	100	24,6	100	28,1	100	27,9	100	22,3
pH	6,8	—	6,9	—	6,3	—	7,0	—	6,7	—	6,6	—
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Соотношения различных компонентов												
(Cl+F); SO ₄	6	—	11	—	84	—	88	—	4	—	4,5	—
(Cl+F); HCO ₃	15	—	2	—	5,6	—	1,5	—	1	—	1	—
(K+Na+Li); (Ca+Mg)	2,3	—	8	—	5,6	—	4	—	2	—	3	—
K; Na	0,3	—	0,4	—	0,1	—	0,2	—	0,2	—	0,2	—

Среди катионов в жидких фазах основную роль играли щелочи, особенно натрий, а в ранние стадии также и калий, далее щелочноземельные — в основном кальций и меньше магний. Значительную роль среди эманаций рассматриваемых гранитов при формировании пегматитов и других рудных тел играли литий, иногда рубидий и цезий, присутствовавшие в небольших абсолютных количествах. Кроме того спектральными анализами улавливаются 0,001% Sn, нередко 0,001—0,003% Ag, W, Be, Cu и др.

Общая концентрация растворов при водных вытяжках с весовым соотношением дистиллированной воды к пробе (Ж:Т), равном 3:1, достигает 70—130 г/л, т. е. является значительной. Концентрация водородных ионов (pH) водных вытяжек и непосредственно образованных жидких растворов включений близка к нейтральной, чаще слабокислая, а к концу нейтральная или иногда даже слабощелочная.

Характер и состав последовательных выделений магматогенных растворов играют решающую роль при общем минерало- и рудообразовании. Во-первых, накапливающиеся в расплавах и выделяющиеся из них при кристаллизации растворы, особенно ранние, богатые галогенами (Cl, F) и галогенидами, водородом и гидридами, щелочами (Na, K, особенно Li), да и сама вода, как показывают экспериментальные исследования (Хитаров и др., 1963; Willie, Tuttle, 1964 и др.), являются

Таблица 4

Результаты химических анализов водных вытяжек включений растворов в кварце, топазе и берилле из разных зон пегматитового тела № 351 (Волянь)

Компоненты	Кварц вмещающих гранитов		Кварц различных зон пегматита (по вертикали)								Топаз, низ полости		Берилл низ полости	
			серый, верх кварцевого ядра		дымчатый, низ кварцевого ядра		морион, верх полости		морион, низ полости		экв. %	г/л	экв. %	г/л
	экв. %	г/л	экв. %	г/л	экв. %	г/л	экв. %	г/л	экв. %	г/л				
SiO ₂	Не обн.	—	—	3,74	—	—	—	—	—	2,20	—	5,49	—	8,64
Cl ⁻	78	25,77	63	14,72	57	14,30	52	42,17	29	5,90	4	1,03	Не обн.	—
F ⁻	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	26	2,19	Сл.	—
SO ₄ ²⁻	16	6,82	15	4,48	10	3,58	14	15,91	23	6,40	4	1,09	»	—
HCO ₃ ⁻	6	3,50	22	8,93	33	14,60	34	48,54	43	17,10	66	15,60	100	26,44
Сумма	100	36,09	100	31,92	100	32,48	100	103,62	100	31,60	100	25,46	100	34,86
K ⁺	19	6,91	53	14,42	14,0	4,40	17	16,40	27	5,40	20	4,56	25	7,17
Na ⁺	70	16,86	44	6,72	70	12,30	53	29,44	56	6,40	46	6,04	75	12,85
Li ⁺	1	0,09	—	—	1	0,130	4	0,61	2	0,11	3	0,18	Не обн.	—
Mg ²⁺	8	0,85	3	0,29	7	1,44	—	—	—	—	14	0,91	»	—
Ca ²⁺	2	0,23	—	—	8	1,11	23	12,36	14	1,23	16	1,83	Сл.	—
Fe ³⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Сл.	—	Не обн.	—
Сумма	100	24,99	100	21,43	100	20,55	100	59,31	100	12,14	100	13,52	100	20,02
pH	7,10		6,80		6,80		6,60		6,50		6,2		6,2	
H ₂ O	—		—		—		—		—		—		—	
Соотношения различных компонентов														
(Cl+F); CO ₃	5		4		6		3,5		1		7,5			
(Cl+F); HCO ₃	13		3		1,5		1,5		0,6		0,5			
(K+Na+Li); (Ca+Mg)	10		32		61		3		6		2			
K: Na	0,25		2		0,2		0,3		0,5		0,5			

Таблица 5

Результаты химических анализов водных вытяжек включений растворов в кварце (из разных зон пегматитового тела № 7—8 (Кент, Центральный Казахстан)

Компоненты	Кварц вмещающих гранитов		Кварц различных зон пегматита (по вертикали)									
			аметист, верх кварцевого ядра		фиолетовый, бок кварцевого ядра		белый, ядро		морион, верх полости		фиолетовый, низ полости	
	экв. %	г/л	экв. %	г/л	экв. %	г/л	экв. %	г/л	экв. %	г/л	экв. %	г/л
SiO ₂	—	—	—	5,5	—	3,7	Сл.	—	Сл.	—	—	7,8
Cl ⁻	78	—	45	19,6	16	13,0	75	24,47	56	30,4	31	13,9
F ⁻	—	—	8	2,2	—	—	4	0,8	2	0,4	4	1,0
SO ₄ ²⁻	9	—	2	1,1	10	14,8	8	4,1	14	10,3	2	1,1
HCO ₃ ⁻	13	—	45	33,8	74	101,7	13	7,9	23	26,1	62	48,1
Сумма	100	—	100	62,2	100	133,2	100	40,27	100	67,2	100	71,9
K ⁺	6	—	20	11,4	2	1,85	10	3,87	4	0,13	1,3	6,5
Na ⁺	69	—	71	22,7	20	9,6	69	16,02	57	19,25	77	23,1
Li ⁺	—	—	—	—	Сл.	—	—	—	8	0,35	Сл.	—
Mg ²⁺	2	—	Не обн.	—	20	5,3	1	0,03	1	0,14	Не обн.	—
Ca ²⁺	23	—	9	2,2	53	25,9	20	4,30	23	6,84	10	2,6
Fe ³⁺	—	—	Не обн.	—	—	—	—	—	7	4,30	Не обн.	—
Сумма	100	—	100	33,3	100	42,65	100	24,27	100	31,51	100	32,2
pH	6,80		6,80		7,30		6,60		6,0		6,30	
H ₂ O	6,80		6,80		7,30		6,60		6,0		6,30	

Соотношения различных компонентов

(Cl + F); SO ₄	9	53	1,6	9	4	9,5
(Cl + F); HCO ₃	6	1	0,2	6	2	0,15
(K + Na + Li); (Ca + Mg)	3	11	0,25	3,5	2	37
K; Na	0,07	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1

сильными плавнями и способствуют интенсивной дифференциации самих расплавов.

При высоких магматических и близмагматических температурах среди летучих наряду с галогенидами, нитридами и другими соединениями, по экспериментальным данным (Шефер, 1964; Краускопф, 1966 и др.), весьма активными являясь водород и его гидридные соединения. В присутствии этих сильных восстановителей тяжелые металлы почти не растворяются и не переносятся даже весьма активными галогенидами. В эти ранние стадии в основном переносятся и дифференцируются петрогенные компоненты и минералы.

По мере понижения температур и увеличения роли воды (см. рис. 7, б, в) водород и гидриды теряют активность. В период наступающего обилия в растворах галогенидов тяжелые металлы начинают активно растворяться, переноситься и концентрироваться преимущественно в виде галогенидных комплексных соединений. Как показали исследования В. Л. Барсукова и Г. Е. Курильчиковой (1966), О. В. Брызгалова (1967), В. В. Щербины (1966), К. Ф. Краускопфа (1966) и др., именно хлоридно-фторидные растворы, богатые щелочами и особенно калием, способствуют мобилизации и концентрации таких редких металлов, как вольфрам, олово, молибден. Такого состава растворы, как

уже отмечалось, характерны для периода перехода пневматолитовых растворов в пневматолито-гидротермальные и высокотемпературные гидротермальные растворы (температуры порядка 500—350° С). Основные зоны пегматитов, формирующиеся из расплавов-растворов и при участии ранних газовых растворов (еще богатых активным водородом) в относительно закрытых системах, в отношении тяжелых металлов являются практически безрудными. Последние концентрируются здесь только при интенсивной альбитизации и более низкотемпературной гидротермальной наложенной минерализации при условии широкой и интенсивной циркуляции растворов. Вот почему камерные пегматиты, формирующиеся в замкнутой системе, несмотря на интенсивную заключительную гидротермальную минерализацию лишены промышленных скоплений тяжелых металлов, хотя иногда наряду с кристаллами кварца, полевых шпатов, флюорита и др. они содержат уникальные по величине и формам кристаллы касситерита, вольфрамит, молибденита и других минералов, образованных в относительно спокойных условиях камер.

Позже, при смене хлоридно-фторидных растворов на хлоридные существенно натриевые и на хлоридно-гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные происходят преимущественная мобилизация и образование месторождений полиметаллов (Pb, Zn, Cu и др.). Обилие таких растворов присуще плагиигранитным и более основным магмам, с которыми нередко и связаны полиметаллы.

Таким образом, изучение агрегатного состояния, состава и термодинамического режима последовательных выделений магматических флюидов-растворов по включениям имеет важное значение для выяснения физико-химических условий образования месторождений многих эндогенных полезных ископаемых.

Режим образования гранитных пегматитов Южного Урала по данным термометрических исследований

М. И. Куровец

Несмотря на то, что гранитные пегматиты являются объектом многолетних исследований, вопросу изучения агрегатно-температурного режима по включениям пегматитообразующей среды до середины нашего века не уделялось достаточного внимания (Ермаков, 1950—1965; Грушкин, Быков, 1952; Калужный, 1960; Долгов, 1965 и др.). Это объясняется тем, что методика их исследований была разработана лишь в последние два десятилетия. Кроме того изучение включений затрудняется большим многообразием проявления их количественных и качественных свойств, а также трудностью их исследования. Обычно остатки минералообразующей среды, законсервированные в вакуолях включений, в жильных гранитных пегматитах имеют крайне незначительные размеры. Это затрудняет их диагностику, за исключением камерных пегматитов с прозрачными кристаллами топаза, кварца, флюорита и др. минералов.

При изучении жильных гранитных пегматитов Южного Урала термометрическому исследованию подвергались слюдоносные, редкоземельные, редкоземельно-ториевые, редкоземельно-редкометалльные и редкометалльные типы пегматитов замещения. При этом главное внимание уделено восстановлению природы пегматитообразующей и преобразующей среды в процессе становления наиболее сложных полно дифференцированных пегматитовых тел.

Исследование агрегатно-температурного режима минералообразующей среды проводилось как визуальным методом гомогенизации, так и методом декрепитации, что представило возможность изучить прозрачные и непрозрачные минералы различных частей пегматитовых тел: кварц, микроклин, альбит, ксенотим, циркон, флюорит, кальцит и ряд других минералов.

В минералах гранитных пегматитов Южного Урала установлены группы твердых, затвердевших, газовых и жидких включений, объединяющие ряд видов и типов.

Твердые включения характерны в основном для кварца, микроклина и слюд приконтактных частей или зон как недифференцированных, так и полно дифференцированных пегматитовых тел всех типов пегматитов. Такие включения располагаются в центральных частях зерен кварца, микроклина и слюд по зонам их роста и представлены иглообразными и столбчатыми кристалликами шерла, ильменита, рутила, циркона, апатита, а также прямоугольными и эллипсоидальными — ортита, магнетита и магнезиально-железистых слюд. При больших увеличениях в этих включениях обнаруживается зональное строение. Особо интенсивное развитие твердых включений свойственно пегматитовым телам, сформировавшимся в мраморизованных известняках.

Затвердевшие включения в гранитных пегматитах были обнаружены нами в нескольких препаратах, изготовленных из образцов аплитовой зоны и зоны пегматоидного гранита как зональных, так и незональных пегматитовых тел. Характерно, что затвердевшие включения располагаются чаще в зонах эпигенетических пегматитов, формирующихся в прикупольных частях или в зонах экзоконтактов материнских гранитов.

Затвердевшие включения имеют неправильную и реже каплеобразную форму и сложены твердой изотропной и газообразной фазами, при-

чем содержание газообразной фазы всегда меньше 20—22%. Твердая изотропная фаза представлена стеклом, являющимся реликтом пегматитового расплава. Нагревание включений этого типа до температуры 750°С не приводило к расплавлению затвердевшей фазы, что говорит о высокой температуре их консервации.

Кристалло-газовые включения в гранитных пегматитах Южного Урала распространены сравнительно широко. Они присутствуют в кварце и полевых шпатах промежуточных частей и зон как структурно однородных, так и полно дифференцированных пегматитовых тел почти всех типов пегматитов и характеризуются наличием твердых фаз (в виде хорошо ограненных кристаллов) и газовой фазы. Как показал ряд замеров, содержание газовой фазы составляет до 48—57% общего объема вакуолей.

Наличие кристалло-газовых включений в редкоземельно-ториевом, редкоземельно-редкометальном и редкометальном типах пегматитов позволяет считать, что первоначальный пегматитовый расплав, из которого происходило формирование этих типов пегматитов, в отличие от остаточного расплава мусковитовых и редкоземельных пегматитов был более насыщен легколетучими соединениями ряда редких и других элементов. Присутствие кристалло-газовых включений в пегматоидной зоне свидетельствует о том, что в магматическую стадию пегматообразования происходило не только формирование краевых зон (пегматоидного гранита, аплитовой и графической), но частично и промежуточных зон (пегматоидная мелко- и среднезернистая). Наличие 50—60% газовой фазы в вакуолях включений указывает на то, что пегматитовый расплав, из которого происходит формирование пегматоидных мелко- и среднезернистых зон, был в значительной степени насыщен газовой составляющей. Особый интерес представляют кристалло-газовые включения с 5—8% жидкой фазы, установленные в кварце пегматоидной зоны Нижне-Ушкаттинского и Уйтасского пегматитовых полей. Температура гомогенизации таких включений колеблется около 675—672 для первого пегматитового поля и около 684—679°С для другого.

Газовые включения в значительных количествах встречаются в кварце, гранате, рутиле и цирконе пегматоидной и блоковой зон. Этот тип включений содержит около 85—90% газовой и 10—15% жидкой фаз. Форма включений неправильная, иногда трубчатая. Гомогенизация их происходит в газовую фазу при температурах 580—520°С.

Газово-жидкие включения относятся к числу наиболее распространенных. Они развиты в кварце, цирконе, пироклоре, топазе и в ряде других минералов. Включения, как правило, расположены в периферических частях зерен и кристаллов перчисленных выше минералов, входящих в состав промежуточных зон большинства пегматитовых тел. Форма включений трубчатая или в виде отрицательных кристаллов. Соотношение газовой и жидкой фаз колеблется в пределах 83—65% газа и 35—17% жидкости. Гомогенизация этих включений происходит при температурах порядка 558—510°С в газовую фазу, что указывает на пневматолитовый характер минералообразующей среды при процессах замещения.

Жидкие включения в минералах гранитных пегматитов Южного Урала распространены наиболее широко. Однако необходимо отметить, что эти включения наиболее свойственны лишь полно дифференцированным пегматитовым телам с хорошо обособленной кварцевой зоной. Распространенность жидких включений в структурно однородных пегматитовых телах региона значительно ниже. В последнем типе пегматитовых тел жидкие включения обнаруживаются лишь в прожилковом кварце, формирование которого связано с заключительными этапами становления и изменения пегматитовых тел. Жидкие включения пред-

ставлены следующими типами: а) кристалло-газово-жидкими; б) двух-фазовыми; в) многофазовыми с углекислотой; г) существенно-жидкими.

Кристалло-газово-жидкие включения в пегматитовых телах приурочены к минералам промежуточных и центральных зон полно дифференцированных и частично к центральным частям слабо дифференцированных пегматитовых тел и устанавливаются в блоковом кварце и цирконе. В них присутствуют один — два кристалла различного состава, занимающие до 35% общего объема вакуоли, а также жидкая и газовая фазы. Содержание последней в данном типе включений по объему не превышает 35%. Из минералов-узников установлены кварц, рутил, флюорит и хлориды щелочей. Ряд минералов из-за их предельно малых размеров не диагностированы. По характеру гомогенизации среди кристалло-жидких включений различаются включения, гомогенизирующиеся в газовую и в жидкую фазы.

Кристалло-газово-жидкие включения, гомогенизирующиеся в газовую фазу, приурочены в основном к кварцу и другим минералам пегматоидной крупнозернистой, блоковой и микроклиновой зон полно дифференцированных пегматитовых тел. Пределы их гомогенизации для каждого пегматитового поля и отдельного пегматитового тела неодинаковы и имеют определенные температурные интервалы (см. таблицу).

Гомогенизация монокристалло-жидких включений в полно дифференцированных пегматитах Южного Урала (по кварцу)

Пегматитовое поле	№ пегматитового тела	Зона	Тип пегматитов	$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$
Джарбутакское	I	Пегматоидная	Редкоземельные	580—562
		Блоковая	»	485—442
Уйтасское	VIII	Пегматоидная	Редкоземельно-ториевые	571—540
		Блоковая	»	480—410
		Кварцевое ядро	»	348—320
Тикбутакское	I	Блоковая	Редкоземельно-редкометалльные	502—488
		Кварцевое ядро	»	410—399
Баймуратское	V	Пегматоидная	Редкометалльные	542—533
		Блоковая	»	448—433
Нижне-Ушкаттинское	XI	Пегматоидная	»	558—542
	VIII	Блоковая	»	449—433
		Кварцевое ядро	»	375—312

Кристалло-жидкие включения, гомогенизирующиеся в жидкую фазу, развиты крайне незначительно и приурочены к минералам блоковой зоны и кварцевого ядра. Для этих включений характерно незначительное количество газовой фазы (меньше 25%). Температурные интервалы гомогенизации для разных пегматитовых полей различные, но всегда ниже 380°C (Нижне-Ушкаттинское поле, жила XI, 375—312, $290—260^\circ\text{C}$; Уйтасское поле, жила VIII — 348—320 и $280—260^\circ\text{C}$; Джарбутакское поле — 333—311 $^\circ\text{C}$).

Двухфазовые включения содержат около 57—80% жидкой и 20—43% газовой фаз. Они устанавливаются в кварце, флюорите и некоторых других минералах всех типов пегматитов. Форма двухфазовых включений в большинстве случаев неправильная, трубчатая и реже типа отрицательных кристаллов.

В зависимости от температуры гомогенизации эти включения разделены на два вида, каждый из которых отвечает определенному этапу

минералообразования: высокотемпературные, расположенные в центральных частях зерен и кристаллов, и среднетемпературные, расположенные в периферических частях. Интервалы температур гомогенизации высоко- и среднетемпературных включений для различного типа пегматитов неодинаковы:

Тип пегматитов	Пегматитовое поле	$T_{\text{гом}}$ включений, °C	
		высокотемпературных	среднетемпературных
Редкоземельные	Джарбутакское	335—305	280—265
Редкоземельно-ториевые	Уйтасское	350—320	280—260
Редкоземельно-редкометалльные	Тикбутакское	302—295	272—232
Редкометалльные	Нижне-Ушкаттинское	342—312	290—260
Слюдоносные	Карасайское	359—343	—

Жидкие двухфазовые включения гомогенизируются в жидкую фазу, что указывает на гидротермальный характер минералообразующей среды на данном этапе формирования пегматитов.

Жидкие многофазовые включения с углекислотой в гранитных пегматитах Южного Урала распространены довольно широко, но присутствуют главным образом в полно дифференцированных пегматитах редкоземельно-ториевого, редкоземельно-редкометалльного и редкометалльного типов. В структурно однородных пегматитовых телах этих включений практически нет.

Включения этого типа содержат две жидкие и одну газовую фазы. Иногда в них обнаруживается и четвертая, твердая фаза, представленная кубическими кристаллами хлоридов и октаэдрическими — флюорита.

По характеру гомогенизации среди многофазовых включений с углекислотой выделены высокотемпературные и среднетемпературные. Высокотемпературные включения обычно приурочены к центральным частям зерен и кристаллов кварца и торит-оранжита промежуточных крупнозернистой пегматоидной и блоковой кварц-полевошпатовой зон наиболее дифференцированных пегматитовых тел слюдоносных, редкоземельных, редкоземельно-ториевых, редкоземельно-редкометалльных и редкометалльных пегматитов. Их гомогенизация происходит в жидкую фазу при следующих температурных интервалах для различных пегматитовых тел:

Тип пегматитов	Пегматитовое поле	$T_{\text{гом}}$, °C	Давление
			(по углекислоте), атм
Слюдоносные	Карасайское	343—328	622
Редкоземельные	Джарбутакское	345—325	601
Редкоземельно-ториевые	Уйтасское	341—322	590
Редкоземельно-редкометалльные	Тикбутакское	311—298	497
Редкометалльные	Нижне-Ушкаттинское	338—310	498

Как видно из приведенных данных, консервация данного вида включений происходила в начальный высокотемпературный гидротермальный этап становления пегматитовых тел при сравнительно высоких температуре и давлении, определенном по углекислоте. При этом наблюдается некоторое падение температуры и давления при их консервации от слюдоносных пегматитов к редкометалльным.

Среднетемпературные включения с углекислотой обычно приурочены или к краевым частям зерен и кристаллов кварца и торит-оранжита

пегматоидной и блоковой зон, или к центральным частям зерен кварца, берилла и монацита кварцевых ядер. Их гомогенизация происходит в жидкую фазу при следующих температурах:

Тип пегматита	Пегматитовое поле	$T_{\text{гом}}$, °C	Давление (по угле- кислоте), ати
Слюдоносные	Карасайское	290—275	388
Редкоземельные	Джарбутакское	279—252	392
Редкоземельно- ториевые	Уйтасское	270—262	490
Редкоземельно- редкометалльные	Тикбутакское	269—242	346
Редкометалльные	Нижне-Ушкаттинское	290—260	349

Таким образом, консервация многофазовых включений с углекислотой происходила в высоко- и среднетемпературный гидротермальные этапы при значительном перепаде давлений.

Существенно жидкие вторичные включения относятся к числу наиболее обычных и связаны с метасоматозом. Они свойственны почти всем измененным породообразующим редкометалльным и второстепенным минералам центральных и частично промежуточных зон полно дифференцированных пегматитов всех установленных типов. Особенно широко данный тип включений развит в минералах заключительных этапов пегматитогенеза: кварце, флюорите, кальците, в которых они являются первичными.

Существенно жидкие включения имеют больше размеры, трубчатую или неправильную форму. Их гомогенизация в целом происходит в жидкую фазу при довольно низких температурах: в слюдоносных (Карасайское поле) — 190—182°С; в редкоземельных (Джарбутакское поле) — 182—179; в редкоземельно-ториевых (Уйтасское поле) — 210—180; в редкоземельно-редкометалльных (Тикбутакское поле) — 192—168 и в редкометалльных (Нижне-Ушкаттинское поле) — 180—140°С.

Анализируя полученные результаты, можно сделать вывод, что формирование гранитных пегматитов Южного Урала имело сложную схему развития и происходило в четыре фазы: 1) магматическую, 2) «флюидную», 3) пневматолитовую, 4) гидротермальную, объединяющиеся в две стадии: собственно пегматитовую и стадию метасоматического замещения.

Магматическая фаза пегматитообразования является ранней. Она начинается вслед за внедрением «пегматитовой магмы» в трещины вмещающих пород и выражается в образовании зон пегматоидного гранита, аплита и письменного гранита в полно дифференцированных пегматитах или однородно структурных пегматитовых тел письменного строения и ортотектитов.

Выделение минералов в эту фазу происходит из расплава, в значительной степени обогащенного легколетучими соединениями. На это указывает наличие в минералах краевых зон затвердевших кристаллогазовых включений.

«Флюидная» фаза формирования пегматитовых тел как следствие понижения температуры пегматитообразующей среды начинается вслед за собственно магматической и выражается в образовании промежуточных письменных и пегматоидных зон полно дифференцированных пегматитовых тел. Выделение минералов во флюидную фазу происходит из пегматитового расплава, сильно насыщенного галоидами и газообразными соединениями, на что указывает наличие в минералах письменных и пегматоидных зон пегматитов, кристаллогазово-жидких включений,

гомогенизирующих при высоких температурах. При этом температурные интервалы гомогенизации флюидной фазы для различных типов пегматитов неодинаковы: для редкоземельных пегматитов — 648—630° С; для редкоземельно-ториевых — 684—590; для редкоземельно-редкометалльных — 600—500; для редкометалльных — 675—575° С. Следовательно, намечается некоторое понижение температурных интервалов флюидной фазы от редкоземельных к редкометалльным пегматитам.

Пневматолитовая фаза пегматитообразования является естественным продолжением флюидной фазы и связана с отделением от последней летучих компонентов. К этой фазе приурочено формирование промежуточных зон полно дифференцированных пегматитовых тел, а также начало интенсивной метасоматической перекристаллизации. Минералообразование в пневматолитовую фазу происходит из высоконасыщенных и предельно плотных близкритических пневматолитовых растворов. В пневматолитовой фазе установлены ранний и поздний этапы.

Ранний этап проявляется почти во всех типах пегматитов. С этим этапом связано формирование промежуточных блоковых и крупнозернистых пегматитовых зон и начало интенсивного метасоматического выделения ряда минералов тантала, ниобия, редких земель и тория, а также мусковита, альбита и некоторых других минералов. Температурные интервалы гомогенизации различных типов пегматитов близки: для редкоземельных пегматитов — 580—562° С; для редкоземельно-ториевых — 571—540; для редкоземельно-редкометалльных — 502—488; для редкометалльных — 558—533° С. В слюдоносных пегматитах температурные интервалы этапа ниже — 498—480° С (Карасайское поле).

Позднепневматолитовый этап устанавливается во всех типах пегматитов. С ним связано интенсивное выделение большинства редкометалльных и редкоземельных минералов, а также альбита. Включения остатков минералообразующей среды, консервирующиеся в этот этап становления пегматитов, обычно приурочены к краевым зонам и частям кварца. Содержание жидкой фазы во включениях данного типа увеличивается до 35%. Увеличивается и содержание углекислоты. Температурные интервалы гомогенизации в позднем этапе значительно ниже: в редкоземельных пегматитах — 458—442° С; в редкоземельно-ториевых — 480—410; в редкоземельно-редкометалльных — 410—399; в редкометалльных — 499—433° С. В слюдоносных пегматитах — 410—396° С.

Гидротермальная фаза, установленная во всех без исключения типах пегматитов, развита сравнительно ограниченно и свойственна главным образом полно дифференцированным телам. С этой фазой связаны окварцевание, а также замещение полевых шпатов альбитом и выделение ряда минералов редких элементов и мусковита.

Гидротермальная фаза представлена высокотемпературным, среднетемпературным и низкотемпературным этапами. Высокотемпературный этап минералообразования следует за поздним пневматолитовым с незначительным температурным разрывом. К этому этапу приурочены формирование метасоматических существенно кварцевых зон, а также выделение альбита, флюорита и некоторых других минералов. Температурные интервалы высокотемпературного этапа в различных типах пегматитов близки: в редкоземельных пегматитах — 333—305° С; в редкоземельно-ториевых — 348—320; в редкоземельно-редкометалльных — 302—295; в редкометалльных — 375—312; в слюдоносных пегматитах — 333—312° С.

Среднетемпературный этап по существу является заключительным этапом становления гранитных пегматитов региона. В этот этап окончательно формируются существенно кварцевые зоны, а также достают минералы редких земель, тория, тантала и ниобия. Температурные интервалы этапа в различных типах пегматитов следующие: в редкоземель-

ных пегматитах—279—252° С; в редкоземельно-ториевых—280—260; в редкоземельно-редкометалльных—269—242; в редкометалльных—290—260° С. В слюдоносных пегматитах данный этап практически отсутствует.

Низкотемпературный этап наиболее четко выражен в полно дифференцированных пегматитовых телах Нижне-Ушкаттинского и Уйтасского пегматитовых полей. Температурные интервалы этапа колеблются: в слюдоносных пегматитах—190—182° С; в редкоземельных—182—179; в редкоземельно-ториевых—210—180; в редкоземельно-редкометалльных—192—168; в редкометалльных—180—140° С. В данный этап залеживаются трещины в ранее сформировавшихся минералах низкотемпературным кварцем, а также выделяются флюорит, кальцит, халцедон, ряд сульфидов, гипс и некоторые другие минералы.

Таким образом, формирование жильных гранитных пегматитов Южного Урала происходило в несколько стадий и этапов вначале из остаточного магматического расплава, сильно обогащенного газообразными компонентами, затем из «флюида» и, наконец, из гидротермальных растворов, в значительной степени обогащенных углекислотой. Переход одного качественного состояния пегматитообразующей среды в другое в большинстве случаев сопровождался разрывом во времени. При этом более низкотемпературная минералообразующая среда изменяла ранее сформированные части пегматитовых тел, производя частичную их переработку с образованием новых минеральных ассоциаций. Особенно интенсивный процесс переработки ранее сформировавшихся частей пегматитовых тел происходит в заключительный этап пневматолитовой и в высоко- и среднетемпературный этапы гидротермальной стадий.

О физико-геохимических условиях образования грейзенов и кварц-вольфрамитовых жил Западного Тянь-Шаня

М. М. Элинсон, В. С. Польшковский, В. Б. Шувалов

Изучение особенностей локальной зональности рудных тел и месторождений позволяет осветить многие вопросы их генезиса, что имеет важное значение для познания процессов рудоотложения и может оказать существенную помощь при прогнозно-перспективной оценке отдельных объектов (Смирнов, 1965). В этом плане большую ценность представляют сведения, полученные при исследованиях минералообразующих растворов во включениях (Ермаков, 1968).

В настоящей работе рассматриваются некоторые аспекты проблемы зональности, выявленные при изучении химического и газового состава грейзенов и кварц-вольфрамитовых жил, расположенных на Западном Тянь-Шане.

Грейзены с кварц-вольфрамитовыми жилами приурочены к среднезернистым порфировидным роговообманково-биотитовым и биотитовым

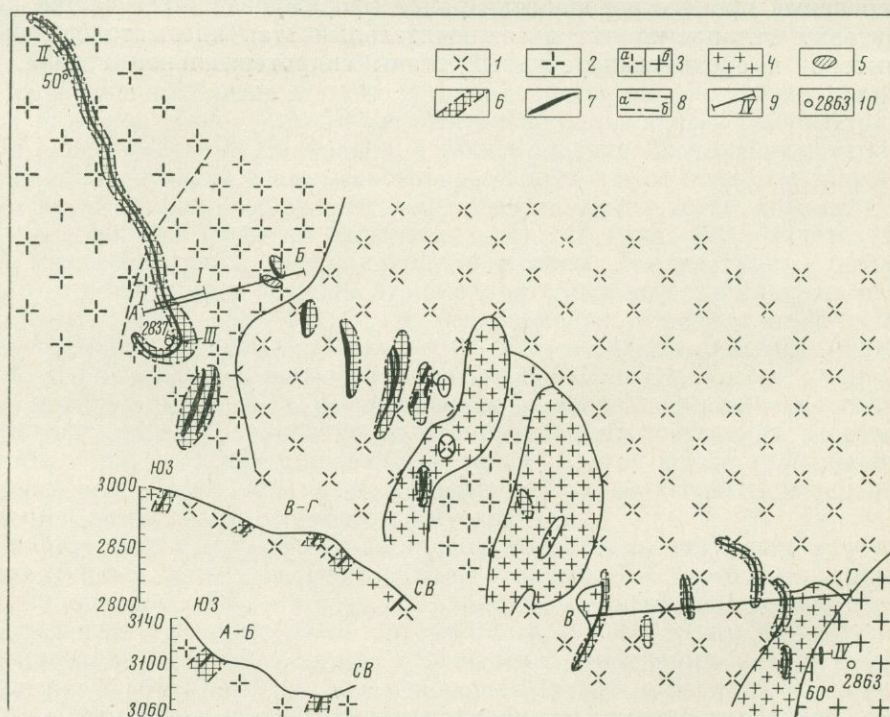


Рис. 1. Схема размещения грейзеновой минерализации на Аюторском рудном поле. Центральный участок (по В. С. Польшковскому и В. Б. Шувалову)

- | | |
|---|---|
| 1 — роговообманково-биотитовые адамеллиты; | 7 — кварцевые жилы; |
| 2 — роговообманково-биотитовые среднезернистые граниты главной интрузивной фации; | 8 — фациально-петрографические переходы интрузивных (а) и метасоматических (б) пород; |
| 3 — роговообманково-биотитовые (а) и биотитовые (б) граниты фации эндоконтакта; | 9 — номер минералого-петрографического разреза; |
| 4 — аплитовидные граниты; | 10 — номер пробы |
| 5 — пегматиты; | |
| 6 — грейзены; | |

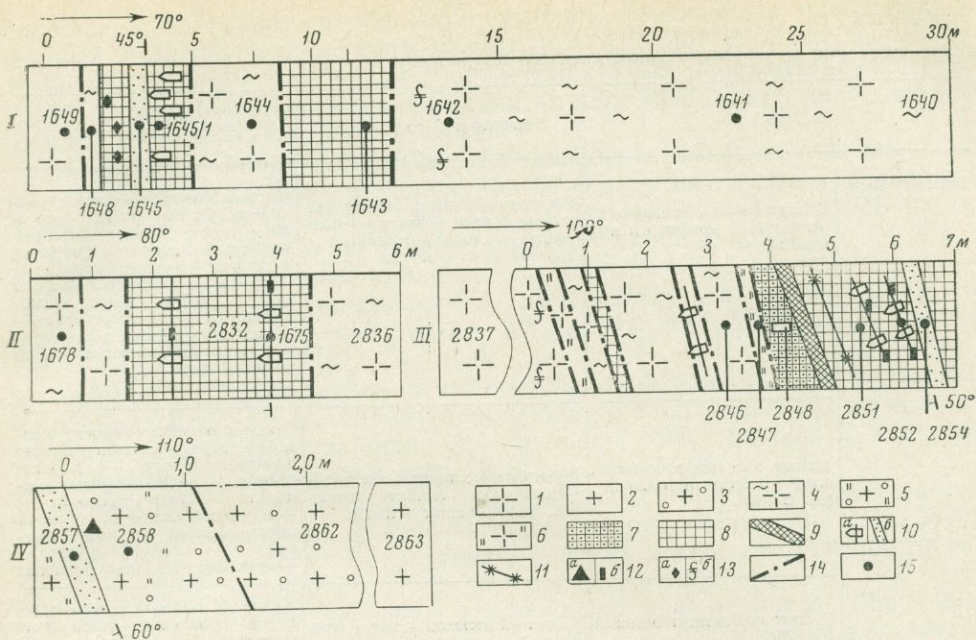


Рис. 2. Строение грейзеновых тел на Аукторском рудном поле (Центральный участок)

Граниты:

- 1 — роговообманково-биотитовые,
 - 2 — биотитовые,
 - 3 — альбитизированные и слабо грейзенизированные,
 - 4 — хлоритизированные, слабо грейзенизированные,
 - 5 — интенсивно альбитизированные и грейзенизированные,
 - 6 — грейзенизированные;
- грейзены:
- 7 — кварц-мусковитовые,
 - 8—9 — мусковит-кварцевые:

- 8 — мелко-среднезернистые (заместившие мелко-среднезернистые граниты),
- 9 — мелкозернистые (образовавшиеся при замещении жилы аплита),
- 10 — кварцевые прожилки (а) и кварцевые жилы (б);
- 11 — кварцево-рудная брекчия;
- 12 — молибденит (а) и вольфрамит (б);
- 13 — пирит (а) и зона дробления (б);
- 14 — фациально-петрографические переходы метасоматических пород;
- 15 — места отбора проб

гранитам пермо-триасового интрузивного комплекса (рис. 1) и контролируются крутопадающими тектоническими нарушениями субмеридионального направления, оперяющими крупный разлом широтного простирания.

Благодаря эрозионному срезу кварц-грейзеновые тела прослеживаются по склону на глубину до 500 м. В коренных частях месторождения (нижний горизонт, разрез IV) мощность этих тел 1—2 м. Затем она увеличивается на среднем горизонте (разрезы I и III) до 30 м, а в верхней части месторождения (разрез II) вновь уменьшается до 6 м. На среднем горизонте мощность измененных пород лежащего бока в 5—6 раз больше мощности измененных пород висячего бока (рис. 2).

Грейзеновые тела имеют зональное строение, наиболее полно проявленное в средней части месторождения (разрезы I и III). Здесь была установлена следующая зональность от неизменных пород к жиле: роговообманково-биотитовый гранит — хлоритизированный слабо грейзенизированный гранит — грейзенизированный гранит — кварц-мусковитовый грейзен — мусковит-кварцевый грейзен — кварцевая жила, выполненная белым безрудным кварцем, прожилки серого кварца с вольфрамитом (табл. 1).

В верхней части месторождения (разрез II) мощность зон резко уменьшается; при этом из разреза выпадают зоны грейзенизированного гранита, кварц-мусковитового грейзена и кварцевой жилы. Вместо послед-

Схема строения метасоматической колонки по разрезу II — III

Зона	Минеральный состав зоны	Реакция замещения	
Внешние зоны	Гранит роговообманково-биотитовый порфиридоидный (пр. 2837)	Роговая обманка + биотит мелкошешуйчатый + биотит + олигоклаз + альбит + калиевый полевой шпат + кварц	Роговая обманка ← биотит мелкошешуйчатый + рудные минералы + топаз; биотит мелкошешуйчатый ← хлорит; биотит ← хлорит + рудные минералы + топаз; калиевый полевой шпат ← альбит + кварц мелкозернистый + топаз; олигоклаз ← альбит + мусковит; альбит ← кварц мелкозернистый + мусковит + топаз
	Гранит хлоритизированный, слабо грейзенизированный (пр. 2846)	Мусковит + хлорит + биотит + олигоклаз + альбит + калиевый полевой шпат + кварц	Роговая обманка ← биотит мелкошешуйчатый + альбит; биотит мелкошешуйчатый ← хлорит; биотит ← хлорит + рудные минералы + альбит + флюорит + мусковит; калиевый полевой шпат ← альбит + топаз; олигоклаз ← альбит + эпидот + мусковит; альбит ← мусковит
	Гранит грейзенизированный (пр. 2847)	Калиевый полевой шпат + мусковит + кварц	Калиевый полевой шпат ← мусковит + флюорит + кварц мелкозернистый; альбит ← мусковит + флюорит + кварц мелкозернистый
Внутренние зоны	Грейзен кварц-мусковитовый (пр. 2848)	Кварц + мусковит	
	Грейзен мусковит-кварцевый (пр. 2851)	Мусковит + кварц	Мусковит ← кварц мелкозернистый
	Кварцевая жила (пр. 2854)	Кварц	
	Кварцевый прожилок с вольфрамитом (пр. 2852)	Кварц + вольфрамит	

ней присутствуют более поздние кварцевые прожилки, сложенные серым метасоматическим кварцем с вкрапленностью кристаллов вольфрамита.

В корневой части месторождения (разрез IV) вместо хлоритизации, развитой на среднем и верхнем горизонтах, интенсивно проявлен процесс альбитизации вмещающих пород, а кварц-грейзеновому телу свойственно следующее строение: биотитовый гранит — альбитизированный слабо грейзенизированный гранит — интенсивно альбитизированный и грейзенизированный гранит с топазом и молибденитом — кварцевая жила с молибденитом (табл. 2). Зоны кварц-мусковитового и мусковит-кварцевого грейзенов отсутствуют (см. рис. 2).

Проведенные исследования химического состава¹ отдельных зон кварц-грейзеновых тел позволяют отметить характерные их особенности, проявляющиеся на уровнях различных горизонтов изученного месторождения (рис. 3).

В породах нижнего горизонта (разрез IV) отмечается преимущественный привнос² кремния — от 2,7 (альбитизированный, слабо грейзе-

¹ Химические анализы выполнены в ЦЛ МГ УзбССР под руководством Е. П. Стрельниковой.

² При расчете баланса привноса-выноса элементов по отношению к неизменным гранитам использован атомно-объемный метод. Здесь и далее цифры выражают относительно разницу количества атомов на 10 000 Å³ по сравнению с исходной породой.

низированный гранит, проба 2862) до 6,3% (интенсивно альбитизированный и грейзенизированный гранит, проба 2858). В то же время на среднем горизонте во внешних зонах, сложенных хлоритизированными, слабо грейзенизированными породами (пробы 2846, 2836), наблюдался даже слабый (1—2%) вынос кремния.

Алюминий в корневой части месторождения выносится из внешних зон (пробы 2862, 2858) в количестве 5—6%, а на среднем горизонте привнос его составляет 6,5—8% (пробы 2846, 2847). В верхней части месторождения (разрез II) снова происходит вынос алюминия.

В связи с изложенным меняется и отношение Si/Al. На нижнем горизонте это отношение составляет 5,4 (проба 2862) — 5,7 (проба 2858), а на среднем и верхнем горизонтах — 3,8 (пробы 2846, 2847) и 4,6 (проба 2836).

Натрий при грейзенизации выносится. Только на нижнем горизонте при образовании зоны альбитизированного слабо грейзенизированного гранита (проба 2862) наблюдается привнос (+9%) натрия. В дальнейшем он выносится до 38% (проба 2858).

Поведение натрия в породах внешних зон среднего и верхнего горизонтов характеризуется резким выносом его от 6—27 (пробы 2846, 2836) до 90% (проба 2847). Во внутренних зонах вынос натрия достигает 97% (пробы 2851, 2832).

Поведение калия в зонах грейзеновых тел является обратным. В корневой части месторождения отмечается вынос калия в количестве от 2 до 64% (пробы 2862, 2858). В то же время на среднем и верхнем горизонтах при образовании внешних зон грейзеновых тел калий привносится от 3—22 (пробы 2846, 2836) до 48% (проба 2847).

В связи с этим различием в поведении натрия и калия отношение Na/K на нижнем горизонте меняется от 1,12 (альбитизированный слабо грейзенизированный гранит, проба 2862) до 1,74 (интенсивно альбитизированный и грейзенизированный гранит, проба 2858). На среднем и верхнем горизонтах величина отношения Na/K падает 1,04 (хлоритизированный слабо грейзенизированный гранит, проба 2846) до 0,08 (грейзенизированный гранит, проба 2847). В грейзенах отмечается снижение величины отношения Na/K до 0,06, что указывает на значительное преобладание в данных породах калия над натрием. Приведенные дан-

Таблица 2

Схема строения метасоматической колонки по разрезу IV

Зона	Минеральный состав зоны	Реакция замещения	
Внешние зоны	Гранит биотитовый (пр. 2863)	Биотит + олигоклаз + альбит + кварц + калиевый полевой шпат	Биотит ← хлорит + рудные + мусковит; олигоклаз ← альбит + хлорит + мусковит + флюорит; калиевый полевой шпат ← альбит + кварц мелкозернистый; альбит ← мусковит
	Гранит альбитизированный, слабо грейзенизированный (пр. 2862)	Мусковит + олигоклаз + альбит + калиевый полевой шпат + кварц	Биотит ← мусковит; олигоклаз ← альбит + мусковит + кварц мелкозернистый; калиевый полевой шпат ← альбит + мусковит + кварц мелкозернистый; альбит + мусковит + кварц мелкозернистый
	Гранит интенсивно альбитизированный и грейзенизированный (пр. 2858)	Топаз + мусковит + альбит + кварц	Альбит ← кварц мелкозернистый + мусковит + топаз; мусковит ← топаз + кварц мелкозернистый; топаз ← кварц мелкозернистый
Внутренняя зона	Кварцевая жила (пр. 2857)	Кварц	

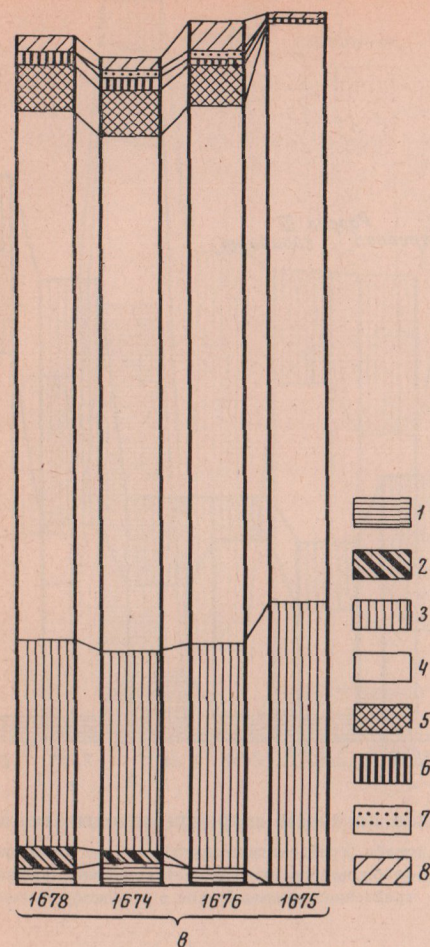
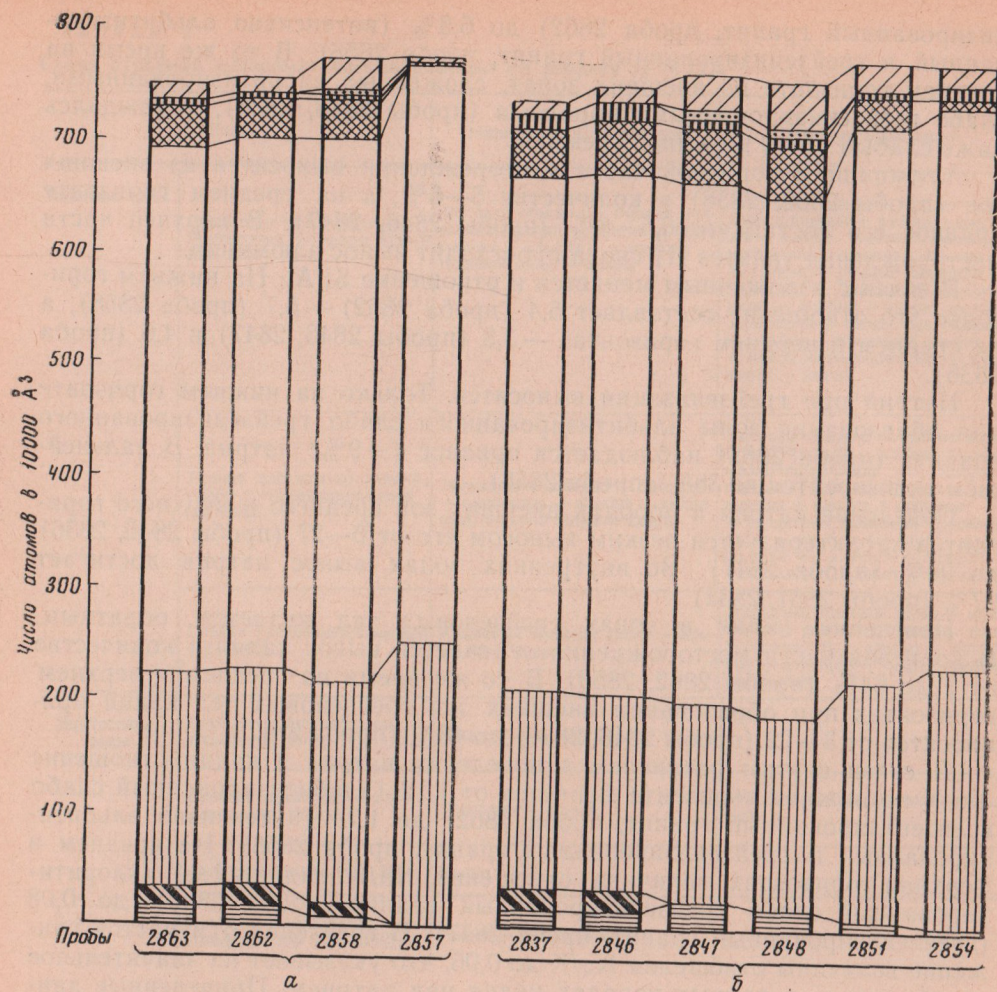


Рис. 3. Диаграмма миграции элементов (из расчета на стандартный геометрический объем в $10\,000\text{ \AA}^3$) в процессе грейзенизации на Аюторском рудном поле (Центральный участок)
 Горизонты: а — нижний; б — средний; в — верхний;
 пробы: 2863 — биотитовый гранит; 2837 и 1678 — роговообманково-биотитовые граниты; 2862 — альбитизированный, слабо грейзенизированный гранит; 2846 и 1674 — хлоритизированные, слабо грейзенизированные граниты; 2858 — интенсивно альбитизированный и грейзенизированный гранит; 2847 — грейзенизированный гранит; 2848 — кварц-мусковитовый грейзен; 2851 и 1676 — мусковит-кварцевые грейзены; 2857 и 2854 — кварцевые жилы; 1675 — кварцевый прожилок с вольфрамитом;
 элементы: 1 — калий; 2 — натрий; 3 — кремний; 4 — кислород; 5 — алюминий; 6 — сумма магния, кальция, титана, марганца, железа двух- и трехвалентного; 7 — фтор; 8 — водород

ные свидетельствуют о том, что процесс грейзенизации в корневой части месторождения проявлен слабо, в то время как в средней и верхней частях месторождения — весьма интенсивно.

Кальций из нижнего горизонта привносится во внешние зоны кварц-грейзеновых тел. При этом с увеличением интенсивности грейзенового процесса величина его привноса уменьшается от 84 (проба 2862) до 17% (проба 2858). На среднем (разрез III) и верхнем (разрез II) горизонтах отмечается смена привноса кальция (+27%, проба 2846) его выносом в количестве от —17,7 (проба 2836) до —53% (проба 2847).

Весьма интересно проследить изменение содержаний вольфрама и молибдена. Установлено, что отношение W/Mo в грейзенизированных гранитах на нижнем горизонте составляет 0,2—6,0, а на среднем и верхнем горизонтах — 0,7—223. Преобладание молибденовой минерализации в корневой части месторождения, а вольфрамовой — в средней и верхней подтверждается изучением минерального состава кварц-грейзеновых тел.

Согласно проведенным расчетам, фтор, участвующий в образовании всех кварц-грейзеновых тел, в большей степени концентрируется на верхнем горизонте, что отражено в повышенном содержании флюорита в породах этого горизонта. Можно предполагать, что фтор активно содей-

ствовал переносу редких и рудных элементов (Беус, Соболев, 1964). Поэтому вольфрам мог находиться в растворах в форме комплексных фторсодержащих соединений типа W_2O_7 , WOF_4 , $K_2W_2O_7$ (Щербина, 1966).

На основе проведенных расчетов для грейзенов установлено увеличение содержания связанного кислорода и водорода (см. рис. 3). Максимальные количества кислорода свойственны кварцевому прожилку с вольфрамитом верхнего горизонта (проба 1675), а водорода — кварц-мусковитовому грейзену среднего горизонта (проба 2848).

Таким образом, в процессе грейзенизации осуществлялся привнос кремния, фтора и некоторых других элементов. Одновременно происходили вынос из вмещающих пород натрия, алюминия, кальция, магния и других элементов, а также окисление двухвалентного железа. Это подтверждается результатами анализа жидкой фазы¹ газовой-жидких включений (табл. 3).

Главными компонентами изученной жидкости из мусковит-кварцевого грейзена верхнего горизонта (проба 1676) являются натрий, хлор,

¹ Исследования состава жидкости, извлеченной из включений по методу М. М. Элинсон (1968), проводились по методу эмиссионного микроспектрального анализа (Доломанова и др., 1969).

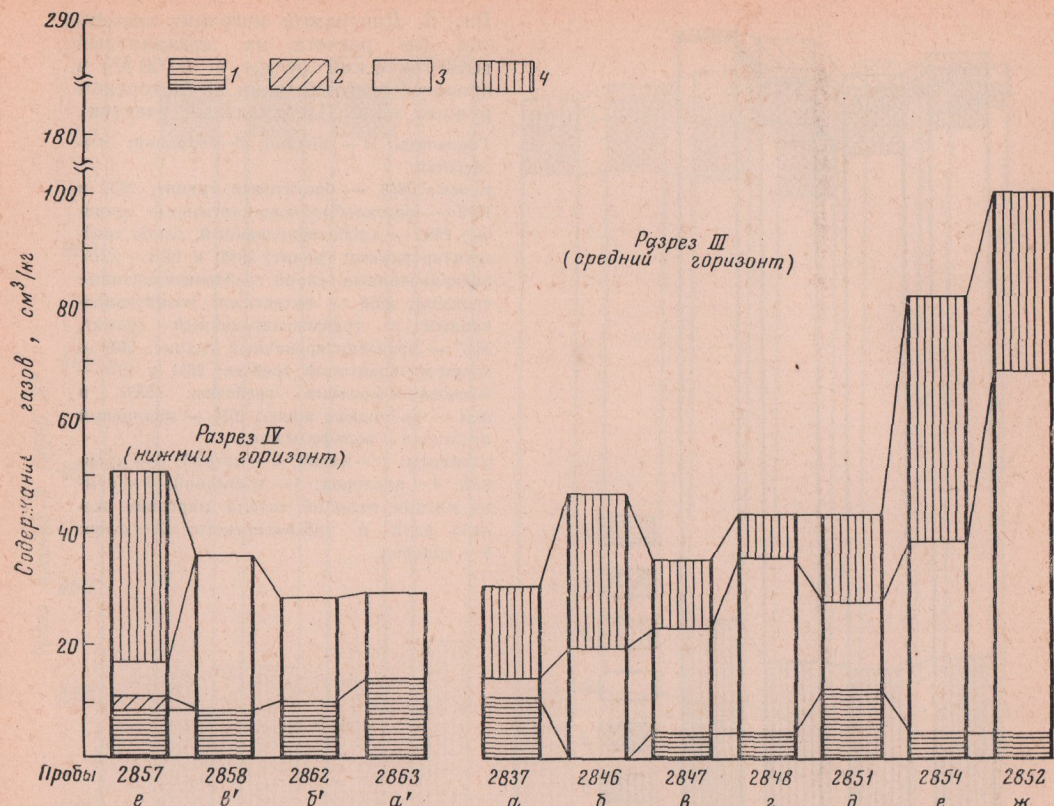


Рис. 4. Диаграмма изменения содержаний газов по зонам кварц-гнейсовых тел на Гранит: а' — биотитовый; а — роговообманково-биотитовый; б' — альбитизированный, слабо гнейсенизированный; б — хлоритизированный, слабо гнейсенизированный; в' — интенсивно альбитизированный и гнейсенизированный; в — гнейсенизированный; г — альбитизированный; д — мусковит-кварцевый; е — кварцевая жила; ж — кварцевый прожилок с вольфрамитом;

алюминий, кремний и бор. Содержания кальция и серы примерно в 2 раза меньше. Калий и фтор не обнаружены (см. табл. 3).

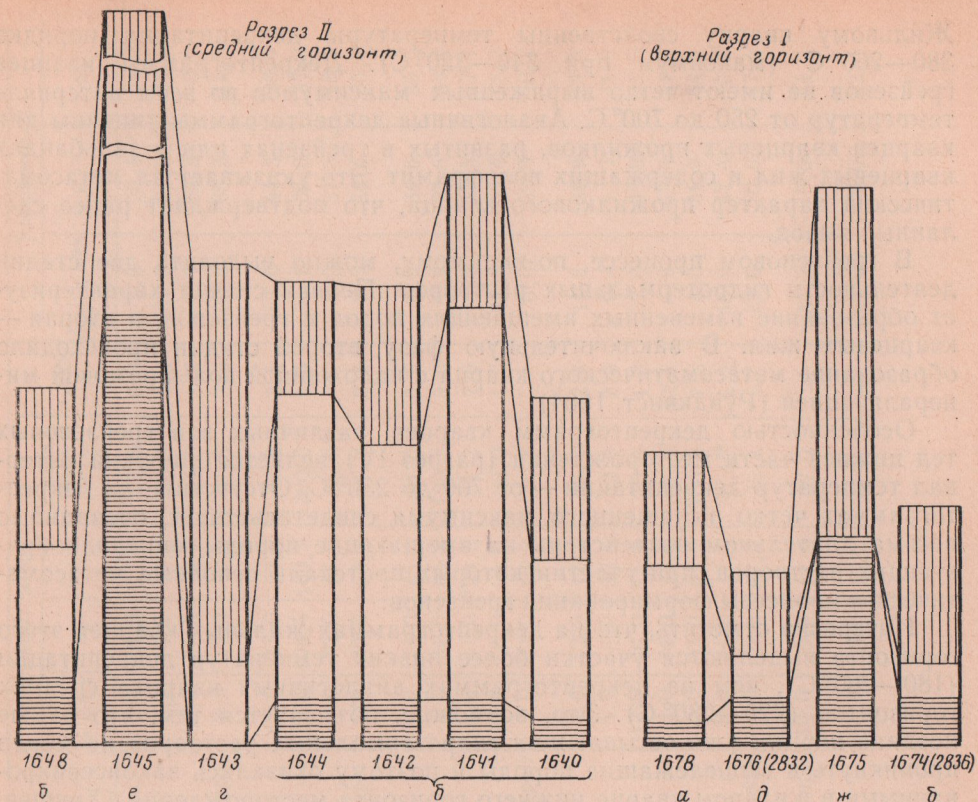
Отношения $Na/Ca-2$, $Cl/S-4$ близки к характеристике гидротермальных растворов, изученных Н. И. Хитаровым и С. Д. Маланиным (1958). Обогащенность жидкой фазы газовой-жидких включений натрием, алюминием, кальцием и магнием, по-видимому, обусловлена выщелачиванием этих элементов в растворы из вмещающих пород. В жидкой фазе вклю-

Таблица 3

Результаты исследования извлеченной из включений жидкости методом микроспектрального анализа

Элементы	Содержание, усл. ед. *		Элементы	Содержание, усл. ед. *	
	извлеченная жидкость	твёрдый образец		извлеченная жидкость	твёрдый образец
Si	0,1	1	K	—	0,03
Al	0,1	1,3	Cl	0,15	—
Na	0,15	0,29	S	0,05	0,05
Ca	0,05	0,05	B	0,1	0,06
Mg	сл.	0,3	F	—	0,16

* Количественная оценка дана по отношению интенсивности спектральных линий соответствующего элемента к кремнию.



Аюторском рудном поле (Центральный участок)

гнейзен: г — кварц-мусковитовый; д — мусковит-кварцевый; е — кварцевая жила; ж — кварцевый прожилок с вольфрамитом; газы: 1 — углекислый; 2 — кислород; 3 — азот; 4 — водород

чений калий и фтор не обнаружены, что можно объяснить или их полным удалением из растворов в процессе реакций с вмещающими гранитами, сопровождавшихся образованием фтор- и калийсодержащих минералов гнейсовых тел, или недостаточной чувствительностью методик, использованных для определения этих элементов.

Микроскопическими исследованиями, выполненными при увеличениих 2500, установлено, что газовой-жидкие включения присутствуют главным образом в кварце. Первичные включения представлены преимущественно негативными кристаллами. Вторичные включения имеют трубчатую, вытянутую, неправильную, каплевидную и другие формы.

Максимальные количества газовой-жидких включений установлены в кварцевой жиле среднего горизонта (проба 1645). Газовой-жидких включений, присутствующих в кварце верхней части жильного тела, выявлено меньше, а в гнейзенах — еще меньше. Для кварца неизмененных гранитов характерны минимальные содержания газовой-жидких включений.

Декрепитационный анализ кварцев¹ зон кварц-гнейсовых тел различных горизонтов изученного месторождения позволил установить следующее (рис. 4). На уровне среднего горизонта (разрезы III и I) кварцев гранитов и пород внешних зон гнейсовых тел характеризуются температурами декрепитации в интервале 700—420° С, причем главный максимум отмечается при 700—620, а дополнительный — при 520—480° С.

¹ Использовалась декрепитационная установка модели САИГИМС-2.

Жильному кварцу свойственны температуры декрепитации порядка 380—260°С (максимум при 340—320°С). Декрептограммы кварцев грейзенов не имеют четко выраженных максимумов во всем интервале температур от 250 до 700°С. Аналогичные декрептограммы типичны для кварцев кварцевых прожилков, развитых в грейзенах или в альбандах кварцевых жил и содержащих вольфрамит. Это указывает на метасоматический характер прожилкового кварца, что подтверждает ранее сделанный вывод.

В грейзеновом процессе, по-видимому, можно выделить две стадии деятельности гидротермальных растворов. Первая стадия характеризуется образованием измененных вмещающих пород и грейзенов, а вторая — кварцевых жил. В заключительную фазу второй стадии происходило образование метасоматического кварца с наложенной вольфрамовой минерализацией (Рундквист, 1964).

Особенностью декрептограмм кварцев различных зон грейзеновых тел нижней части месторождения (разрез IV) является широкий интервал температур декрепитации — от 700 до 230°С. Отсутствие на декрептограммах четко выраженного максимума свидетельствует, очевидно, о весьма длительном воздействии на вмещающие породы минералообразующих растворов, при участии которых протекали основные метасоматические процессы формирования грейзенов.

Интересно отметить, что на декрептограммах жильных кварцев этого горизонта выделяются участки более низких температур декрепитации (180—260°С), чем на декрептограммах аналогичных кварцев средних горизонтов (220—280°С). Это, возможно, объясняется тем, что самые поздние порции уже остывающих гидротермальных растворов не могли проникнуть в вышележащие породы и поэтому оказались законсервированными в жильном кварце нижнего горизонта месторождения (Хрущев, 1963).

Для определения ориентировочной величины давлений минералообразующих растворов, принимавших участие в формировании грейзенов рудного поля, были использованы результаты микроскопического изучения фазового состава газовой-жидких включений, результаты экспериментальных определений состава газовой и жидкой фаз этих включений, а также термометрические характеристики, полученные с учетом данных декрепитационного анализа. Расчеты были выполнены для мусковит-кварцевого грейзена (проба 1676) по следующей формуле:

$$P_{\text{ср}} = \frac{(Г:Ж)_{\text{извл}}}{(Г:Ж)_{\text{вкл}}} \cdot Z(1 + \alpha t) + P_{\text{H}_2\text{O}},$$

где $P_{\text{ср}}$ — ориентировочное среднее давление, атм; $(Г:Ж)_{\text{извл}}$ — соотношение газовой и жидкой фаз, полученное в результате их извлечения; $(Г:Ж)_{\text{вкл}}$ — соотношение газовой и жидкой фаз, полученное в результате микроскопических исследований нескрытых включений; Z — коэффициент сжимаемости реальных газов; α — коэффициент расширения газа при повышении температуры на 1°С — 1/273; t — температура минералообразования, °С.

Согласно приведенным микроскопическим исследованиям, объем газовой фазы включений, присутствующих в кварце упомянутого мусковит-кварцевого грейзена, составлял 30—40%. Объем извлеченного газа (в пересчете на 1 кг породы) равен 30 см³, а объем извлеченной жидкости — 0,2 см³. В этом случае соотношения фаз газа и жидкости во включениях составят от 30/70=0,43 до 40/60=0,67, а после извлечения 30/0,2=150.

Принимая, что наиболее интенсивное образование мусковит-кварцевого грейзена происходило в интервале 450—350°С, можно подсчитать

Таблица 4
Состав извлеченного газа

Горизонт	Разрез	№ пробы	Порода	Компоненты, см ³ /кг			Общий объем, см ³ /кг	Н ₂ /CO ₂	Компоненты, %		
				CO ₂ + к. г.*	Н ₂	N ₂			CO ₂ +к. г.**	Н ₂	N ₂
Верхний	II	1673	Гранит роговообманково-биотитовый	3,4	20,3	27,8	51,5	6,0	6,6	39,4	54,0
		1676(2832)	Грейзен мусковит-кварцевый	8,3	14,7	7,5	30,5	1,8	27,9	48,5	24,5
		1675	Кварцевый прожилок с вольфрамитом	36,5	61,5	0,0	93,0	1,7	36,7	63,3	0,0
		1675(2836)	Гранит хлоритизированный, слабо грейзенизированный	8,3	27,3	6,0	41,6	3,3	20,0	65,5	14,5
Средний	I	1648	То же	12,0	23,0	23,2	63,2	2,4	19,0	44,3	36,7
		1645	Кварцевая жила	75,8	104,4	109,8	290,0	1,4	26,1	36,0	37,9
		1643	Грейзен кварц мусковитовый	0,0	70,0	15,0	85,0	—	0,0	81,5	18,5
		1644	Гранит хлоритизированный, слабо грейзенизированный	8,0	20,0	53,8	81,8	2,5	9,8	24,4	65,8
		1642	То же	8,0	23,0	45,0	81,0	3,5	9,9	34,6	55,5
		1641	» »	8,0	24,0	63,8	100,8	3,0	7,9	23,8	63,3
		1640	» »	4,0	23,0	29,2	61,2	7,0	6,5	45,8	47,7
		2337	Гранит роговообманково-биотитовый	10,0	16,0	4,0	30,0	1,6	33,3	53,4	13,3
	III	2346	Гранит хлоритизированный, слабо грейзенизированный	0,0	23,0	18,8	46,8	—	0,0	59,8	40,2
		2347	Грейзенизированный гранит	4,0	12,0	18,4	34,4	2,8	11,6	34,9	53,5
		2348	Грейзен кварц-мусковитовый	4,0	8,0	30,8	42,8	2,0	9,4	13,7	71,9
		2351	Грейзен мусковит-кварцевый	12,0	16,0	15,4	43,4	1,3	27,6	33,9	35,5
		2354	Кварцевая жила	4,0	44,0	33,8	81,8	10,8	4,9	53,8	41,3
		2852	Кварцевый прожилок с вольфрамитом	4,0	32,0	64,2	100,2	7,8	4,0	31,9	64,1
Нижний	IV	2857	Кварцевая жила	8,0	34,0	5,4	50,4**	4,2	15,9	67,4	10,7
		2358	Гранит интенсивно альбитизированный и грейзенизированный	8,0	0,0	27,4	35,4	—	22,6	0,0	77,4
		2362	Гранит альбитизированный, слабо грейзенизированный	10,0	0,0	17,9	27,9	—	35,8	0,0	64,2
		2863	Гранит биотитовый	14,0	0,0	15,2	29,2	—	48,0	0,0	52,0

* к. г. — кислые газы.

** Содержание O₂ в пробе равно 3,0 см³/кг или 6,0 %.

ориентировочную величину давления для двух крайних случаев по приведенной выше формуле.

1. Температура образования 350°C . Соотношение газовой и жидкой фаз ($G:Ж$)_{вкл} = $30/70 = 0,48$. Давление пара над раствором NaCl при $t = 350^{\circ}\text{C}$, по данным справочника, $\approx 100\text{ атм}$; коэффициент сжимаемости CO_2 в присутствии водяных паров при $t = 400^{\circ}\text{C}$ и $P = 800\text{ атм}$, по данным Е. И. Франка, $0,9$.

2. Температура образования 450°C . Соотношение газовой и жидкой фаз $40/60 = 0,67$. Давление пара над раствором NaCl при $t = 450^{\circ}\text{C}$ 270 атм .

В первом случае давление будет:

$$P'_{\text{ср}} = \frac{150}{0,48} \cdot 0,9 \left(1 + \frac{350}{273}\right) + 100 = 781\text{ атм.}$$

Во втором случае давление будет:

$$P''_{\text{ср}} = \frac{150}{0,67} \cdot 0,9 \left(1 + \frac{450}{273}\right) + 270 = 810\text{ атм.}$$

Как видно при рассмотрении разных включений, расчетное давление изменяется незначительно.

Анализ газов. Методика извлечения газов из минералов и горных пород была описана ранее (Элинсон и др., 1969). В составе газа определялись: H_2 , CO_2 , O_2 , N_2 , Ar , He , CH_4 , H_2S , CO (табл. 4).

Общая газонасыщенность пород кварц-грейзеновых тел сначала возрастает от $35,4\text{ см}^3/\text{кг}$ на нижнем горизонте до $100\text{ см}^3/\text{кг}$ на среднем горизонте, а затем убывает до $55,4\text{ см}^3/\text{кг}$ на верхнем горизонте. Одновременно наблюдаются изменения и в качественном составе газа. На нижнем горизонте соотношение газов представляется следующим образом: $\text{N}_2 > \text{CO}_2 > \text{H}_2$. На среднем горизонте происходит изменение в соотно-

Таблица 5

Содержание газов в породах грейзеновых тел в целом по горизонтам

Горизонт	Разрез	Общий объем, $\text{см}^3/\text{кг}$	Компоненты, $\text{см}^3/\text{кг}$			Соотношение газов *
			$\text{CO}_2 + \text{к. г.}$	H_2	N_2	
Верхний	II	30,5 — 98,0 **	3,4 — 36,5	14,7 — 61,5	0,0 — 27,8	$\text{H}_2 > \text{CO}_2 > \text{H}_2$
		55,4 (4)	14,1	31	10,3	
		61,2 — 290,0	0,0 — 75,8	20,0 — 104,4	15,0 — 109,8	
Средний	I	109 (7)	16,5	43,2	49,3	$\text{N}_2 > \text{H}_2 > \text{CO}_2$
		30,0 — 100,2	0,0 — 12,0	8,0 — 44	4,0 — 64,2	
			54,1 (7)	5,4	22,3	
Нижний	IV	27,9 — 50,4	8,0 — 14	0,0 — 34,0	5,4 — 27,4	$\text{N}_2 > \text{CO}_2 > \text{H}_2$
		35,7 (4)	10	8,5	16,5	

* Газы расположены в порядке убывания их содержаний.

** В числителе приведены пределы колебаний, в знаменателе — среднее значение; в скобках указано число проб.

шениях газовых компонентов: $\text{N}_2 > \text{H}_2 > \text{CO}_2$ (разрезы III и I). На самом верхнем горизонте соотношение газов снова меняется: $\text{H}_2 > \text{CO}_2 > \text{N}_2$ (табл. 5). Таким образом, в составе растворов преобладающее значение сначала имел азот, а затем водород.

Можно предположить, что особенности вертикальной зональности в распределении газовых компонентов обусловлены различной способностью отдельных газов к миграции. Именно благодаря высокой миграци-

онной способности водород в большей степени, чем углекислый газ и азот, мог накапливаться в растворах верхних горизонтов, возможно также, что водород образуется в процессе грейзенизации.

Общая газонасыщенность пород по месторождению в направлении от неизменных гранитов к кварцевой жиле возрастает от 36,9 до 124,1 см³/кг (табл. 6). В связи с этим образование хлоритизированных,

Таблица 6

Содержание газов по зонам грейзеновых тел в целом по месторождению

Зоны	Порода	Общий объем, см ³ /кг	Компоненты, см ³ /кг			Соотношение газов ***
			CO ₂ + к. г.	H ₂	N ₂	
Внешние	Граниты (3) *	29,2 — 51,5**	3,4—14,0	0,0—20,3	4,0—27,8	N ₂ > H ₂ > CO ₂
		36,9	9,1	12,1	15,7	
	Граниты хлоритизированные, слабо грейзенизированные (8)	27,9 — 100,8	0,0—12,0	0,0—28,0	6,0—68,6	N ₂ > H ₂ > CO ₂
63,9		7,3	22,9	32,8		
Внутренние	Граниты грейзенизированные (2)	34,4 — 35,4	4,0—8,0	0,0—12,0	18,4 — 27,4	N ₂ > H ₂ > CO ₂
		34,9	6	6,0	22,9	
	Грейзены (4)	30,5 — 85,0	0,0—12,0	8,0—70,0	7,5—30,8	H ₂ > N ₂ > CO ₂
		50,4	6,1	27,2	17,2	
		Кварцевые жилы и прожилки с вольфрамитом (5)	50,4 — 290,0	4,0—75,8	32,0—104,4	
124,1	25,7		55,2	42,6		

* В скобках указано число проб.

** В числителе приведены пределы колебаний, в знаменателе — среднее значение.

*** Газы расположены в порядке убывания их содержаний.

слабо грейзенизированных и грейзенизированных гранитов происходило под воздействием растворов с минимальной газонасыщенностью. При этом в составе газовых компонентов ведущую роль играл азот: N₂ > H₂ > CO₂. Формирование же грейзенов и особенно кварцевых жил и прожилков с вольфрамитом связано с увеличением содержания газов в растворах, для которых характерно преобладание водорода H₂ > N₂ > CO₂ (см. табл. 5). Это подтверждает ранее сделанный вывод о закономерном изменении во времени и пространстве количественного и качественного состава газов минералообразующих растворов.

Сопоставление результатов анализа пород разрезов I и III (см. рис. 4, табл. 4) свидетельствует о большой газонасыщенности пород лежачего бока по сравнению с породами висячего бока.

Краткая характеристика поведения азота, водорода и углекислого газа, прослеженная по результатам выполненных исследований, приводится ниже.

Азот — ведущий компонент в неизменных и хлоритизированных, слабо грейзенизированных гранитах нижнего (разрез IV) и среднего (разрезы III и I) горизонтов (см. табл. 4). В породах указанных горизонтов общая газонасыщенность азотом в значительной степени возрастает по мере перехода от неизменных гранитов к слабо грейзенизированным гранитам, кварцевым жилам и прожилкам с вольфрамитом. Обратная тенденция была установлена для пород самого верхнего разреза, причем в прожилковом кварце (проба 1675) азот вообще не обнаружен (см. рис. 5, табл. 4).

Водород — более легкий и подвижный газ и в противоположность азоту преобладает в породах верхнего горизонта (см. табл. 4). Он концентрируется главным образом во внутренних зонах кварц-грейзеновых тел,

причем максимальное содержание его отмечено для кварцевых жил и прожилков с вольфрамитом (см. табл. 4). На нижнем горизонте водород обнаружен только в кварцевой жиле. Содержание водорода в породах среднего и верхнего горизонтов увеличивается при переходе от гранитов к кварцевым жилам и прожилкам с вольфрамитом. При этом наблюдается уменьшение его содержания в грейзенизированном граните (проба 2847) и в некоторых грейзенах (пробы 2848, 1676).

Углекислый газ в породах грейзеновых тел содержится в меньшем количестве, чем азот и водород. На нижнем горизонте в среднем по зонам углекислого газа меньше, чем азота, но больше, чем водорода ($N_2 > CO_2 > H_2$), в то время как на верхнем горизонте это соотношение обратное ($H_2 > CO_2 > N_2$). В породах среднего горизонта отмечались более низкие содержания углекислого газа, чем азота и водорода (см. табл. 5), что наблюдается также и в различных зонах грейзеновых тел в целом по месторождению (см. табл. 6).

Относительно малые количества углекислого газа в породах грейзеновых тел, возможно, обусловлены тем, что согласно Д. С. Коржинскому (1955), Н. И. Хитарову, С. Д. Малинину (1958), Р. М. Гаррелсу и Д. Х. Рихтеру (1960), углекислый газ пневматолитово-гидротермальных растворов, принимавших участие в разложении вмещающих гранитов и образовании грейзенов, в значительной степени оказался вынесенным в более высокие части интрузива. На это указывает уменьшение содержания углекислого газа на нижнем (разрез IV) и среднем (разрез III) горизонтах по направлению от неизмененных гранитов к грейзенам. Обратное явление наблюдается на среднем (разрез I) и верхнем горизонтах с максимальной концентрацией его в жилах и кварцевых прожилках с вольфрамитом.

Выводы

1. Формирование рудного поля характеризовалось двумя стадиями деятельности минералообразующих растворов.

2. На первой стадии под действием высокотемпературных растворов происходили процессы метасоматических изменений вмещающих гранитов, сопровождавшиеся выносом натрия, кальция, калия, алюминия при одновременном привносе кремния, фтора и серы, что и обусловило образование грейзенов. Для газового состава этих растворов характерно преобладание азота над водородом и углекислым газом.

3. Кварцевые жилы и метасоматические кварцевые прожилки с вольфрамитом образовались на второй стадии формирования рудного поля в результате деятельности относительно менее высокотемпературных растворов, которые, однако, обладали повышенной газонасыщенностью по сравнению с растворами ранней стадии. Для них характерно преобладание водорода над азотом и углекислым газом.

4. Общая газонасыщенность растворов сначала возрастает по мере их продвижения от корневых к средним частям месторождения, а затем несколько снижается на уровне самых верхних горизонтов. При этом происходят постепенные изменения в соотношениях газовых компонентов: $N_2 > CO_2 > H_2 \rightarrow N_2 > CO_2 > H_2 \rightarrow H_2 > CO_2 > N_2$.

Вертикальная зональность в распределении газов по горизонтам, выражающаяся в преобладании азота на нижнем, а водорода — на верхнем горизонтах месторождения, объясняется выносом водорода вверх вследствие его высокой миграционной способности.

5. Особенности распределения свободных газов в изученных породах свидетельствуют о том, что они были в основном привнесены пневмато-

литово-гидротермальными растворами. Кроме того можно предполагать, что некоторое количество свободных газов (прежде всего, по-видимому, водород) образуется при геохимических реакциях, сопровождающих процессы грейзенизации.

Насыщенность пневматолитово-гидротермальных растворов газовыми компонентами, очевидно, способствовала переносу вольфрама и других рудных и редких элементов в виде комплексных соединений со фтором и другими газами.

6. Предварительные определения давлений, которые были свойственны растворам, принимавшим участие в формировании изученных грейзенов, характеризуются величинами порядка 700—800 *атм.*

Особенности локальной зональности, выявленные в процессе изучения физико-геохимических условий образования грейзенов и кварц-вольфрамитовых жил Западного Тянь-Шаня, могут быть широко использованы при поисках скрытой эндогенной минерализации в данном регионе.

Кварц-касситеритовый парагенезис и температурные условия образования оловоносных зон Комсомольского района

А. М. Кокорин, Д. К. Кокорина

Открытый сравнительно недавно Комсомольский оловорудный район необычайно насыщен минерализованными зонами, которые при общем сходстве имеют и существенные различия. Оловоносные зоны обычно представлены линейно вытянутыми крутопадающими телами кварцевых турмалинитов, окруженных чехлами боковых метасоматических изменений и рассеченных продольными жилами и прожилками кварца с касситеритом, реже вольфрамитом, шеелитом и арсенопиритом. Более поздними в составе зон являются прожилки и жилы сульфидов, среди которых преобладают халькопирит, пирротин, марказит, арсенопирит, сфалерит, галенит, станнин, буланжерит и пирит.

В целом выдержанные по мощности линейные зоны кварц-турмалиновых метасоматитов по простиранию и падению осложнены раздувами, пережимами, расщеплениями и т. д. В плане пережимы и расщепления зон обычно наблюдаются вблизи широтных (поперечных к рудоконтролирующим) разломов, в приконтактной части массивов гранитоидов, в некоторых наиболее плотных разновидностях вулканогенных и осадочных пород, а также на участках изменения направления складок.

В разрезе мало эродированные зоны имеют линзовидную форму в центральной части и более сложную морфологию в головной и корневой частях. При этом в зависимости от особенностей строения вещественный состав зон закономерно меняется. Головные части зон слагаются породами внешней фации метасоматической колонки — кварц-серицитовыми, кварц-стильпномелановыми, пропилитовыми или кварц-хлоритовыми метасоматитами с прожилками кварца и сульфидов. Ниже по падению при постепенном увеличении мощности зон в составе их вначале повышается роль сульфидов, затем жильного кварца, прожилки которых с глубиной сливаются в жилы. Еще глубже продолжает повышаться роль жильного кварца с касситеритом, появляется турмалин, вначале в виде реликтовых включений в кварце, затем в обломках турмалинитов, сцементированных кварцем, и, наконец, в незамещенных кварцем линзовидных телах кварцевых турмалинитов. В раздувах зон широко проявлены кварцевые турмалиниты, несколько уступает им по распространенности жильный кварц, а сульфиды занимают подчиненное положение. Далее с глубиной мощность кварц-турмалиновых зон, так же как и жил кварца, начинает постепенно уменьшаться, затем нередко происходит их расщепление на отдельные жилообразные тела.

В зависимости от положения в геологическом разрезе в Комсомольском районе выделяются оловоносные зоны трех типов (Радкевич и др., 1967). К первому типу относятся зоны, залегающие среди юрских осадочных пород и прорывающих их массивов гранитоидов. Зоны второго типа переходят по падению из нижнемеловых осадочно-вулканогенных образований в юрские осадочные породы, располагаясь вблизи поверхности структурного несогласия. Третий тип объединяет зоны минерализации, залегающие среди верхнемеловых эффузивов и лишь корневыми частями переходящие в юрские песчано-сланцевые отложения.

В рудоносных кварцевых жилах, пересекающих кварцевые турмалиниты, главными жильными минералами являются кварц и турмалин, среди рудных минералов преобладает касситерит, к подчиненным относятся вольфрамит, шеелит и арсенопирит.

Кварц в оловоносных жилах района представлен двумя главными генерациями, обнаруживающими большое количество перерывов в отложении, и многочисленными подчиненными генерациями.

Турмалин, ассоциирующий с кварцем, наблюдается в виде тонкоигольчатых, реже призматических кристаллов и несет признаки длительного и повторяющегося образования при замещении ранних кварц-турмалиновых метасоматитов жильным кварцем. В процессе перекристаллизации раннего турмалина изменялись не только окраска и форма выделений, но и оптические свойства турмалина. Ранний турмалин имеет бурю окраску, более поздний — синию (зеленую), и, наконец, самый поздний окрашен в светлые тона. Показатели преломления изменяются от раннего турмалина к позднему в следующих пределах:

Зона	Показатели преломления	Пределы значений показателей преломления от раннего турмалина к позднему
Главная	<i>N_m</i>	1,665—1,657
	<i>N_p</i>	1,635—1,640—1,633
Придорожная	<i>N_m</i>	1,670—1,657
	<i>N_p</i>	1,640—1,632
Ягодная	<i>N_m</i>	1,673—1,658
	<i>N_p</i>	1,643—1,630
Северная	<i>N_m</i>	1,668—1,657
	<i>N_p</i>	1,641—1,632

В рудоносных жилах преобладает *касситерит* одной — ранней генерации, подчиненное значение имеют шесть более поздних его генераций. Ранний *касситерит* выполняет межзерновые пустотки и слагает гнезда в кварце I генерации или локализуется в призальбандовых частях кварцевых прожилков, образует оторочки около ксенолитов метасоматитов в кварце, а также мономинеральные прожилки и гнезда в турмалинитах, по которым развивается метасоматически. Гнездовой характер оруденения наиболее характерен для рудных зон, расположенных среди интрузивных пород. *Касситерит* поздних генераций тесно ассоциирует с зональным гребенчатым кварцем II генерации. При изучении длительно развивающихся кристаллов этого кварца наиболее полно выявляется сложный и прерывистый характер кристаллизации *касситерита* и других минералов в рудоносных жилах района. Внутренние зоны таких кристаллов нередко бывают разделены *касситеритом*, образующим своеобразные звездчатые выделения, вольфрамитом, игольчатым турмалином, а внешние — сульфидами (арсенопиритом, пирротинном, галенитом).

Касситерит в минерализованных зонах разнообразен по окраске, габитусу кристаллов и составу элементов-примесей. Преобладает *касситерит* коричневого цвета, значительно реже он окрашен в серый, розовый и черный цвета. В отдельных случаях встречается и почти бесцветный *касситерит*, причем в зависимости от типа зон и глубины образования устанавливается пространственное разобщение разно окрашенного *касситерита* — темно окрашенный *касситерит* характерен для зон второго и особенно третьего типа, где он наиболее обогащен примесями. Можно отметить, что *касситерит*, образованный метасоматически, по сравнению с зонально окрашенным *касситеритом*, отлагавшимся в открытых полостях, имеет более густую равномерную окраску и обладает повышенной магнитной восприимчивостью.

Кристаллы *касситерита* в месторождениях Комсомольского района имеют призматический, пирамидально-призматический и пирамидальный габитусы, которые наиболее часто определяют простые формы (110), (100), (430), (111), (101), (321), (771) и (001). Кристаллы *касситерита* призматического габитуса по характеру проявления, типам, числу и на-

оборам простых форм обнаруживают сходство с кристаллами классических месторождений Корнуолла и отечественных месторождений касситерит-сульфидной, а также касситерит-кварцевой формаций. В то же время присутствие кристаллов пирамидального габитуса — характерна острая пирамида (771) — составляет особенность Комсомольского района.

Морфологические особенности касситерита в зонах различных типов отличны. В минерализованных зонах первого типа преимущественно развиты кристаллы призматического и призматически-пирамидального габитуса с основными габитусными формами (110), (430), (321), (111) и (001). В зонах второго типа уже заметную роль играют кристаллы пирамидального габитуса, форму которых чаще определяет грань с символами (771), а призматический и пирамидально-призматический габитусы кристаллов создают грани (110), (111), (101). В зонах третьего типа преобладают остропирамидальные кристаллы с главной простой формой (771).

В пределах отдельных рудоносных зон морфологические свойства касситерита заметно изменяются с глубиной. По зоне Главной Солнечногорского месторождения установлено, что с глубиной (на вертикальном интервале 300 м) кристаллы удлиненного типа вначале сменяются менее удлиненными, а затем изометричными. Одновременно с уменьшением удлинения призматический габитус кристаллов, который определяет грань (110), сменяется пирамидально-призматическим — габитусные грани (110), (430), (321) и реже (111), появляются дополнительные грани (100), (320), (210), (552), (771). Во многом сходные изменения морфологических свойств касситерита с глубиной наблюдаются по рудной зоне Ягодной Фестивального месторождения. Здесь по морфологии кристаллов касситерита, так же как и в первом примере, можно выделять верхнюю, центральную, нижнюю части рудной зоны и оконтуривать ее фланги.

Установленное изменение морфологических свойств касситерита в зависимости от типа рудоносных зон и с глубиной в отдельных месторождениях дает возможность использовать формы кристаллов касситерита как критерий глубины оруденения.

Выводы о закономерностях распределения элементов-примесей в касситерите основываются на 68 полных химических анализах (определены SnO_2 , SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , WO_3 , ZrO_2 , Nb_2O_5 , Ta_2O_5), более чем 350 количественных спектральных определениях индия и скандия и около 200 полуколичественных спектральных анализах. Установлены следующие пределы содержаний (в %) элементов-примесей в касситерите:

Fe_2O_3	0,25—2,0	Sc	0,0003—0,025	Cu	До 0,1
Zr	0,001—0,1	In	0,0005—0,005	Ag	До 0,003
WO_3	0,02—0,4	As	До 0,1	V	До 0,003
Nb_2O_5	0,002—0,05	Sb	До 0,05	Ga	До 0,02
Ta_2O_5	0,0001—0,005	Pb	До 0,07	Be	До 0,0005

По составу элементов-примесей касситерит Комсомольского района, как и по морфологии кристаллов, своеобразен: он, с одной стороны, сопоставляется с касситеритом месторождений касситерит-кварцевой формации (до 0,05% ниобия, до 0,1% циркония, до 0,025% скандия, до 0,0005% бериллия), с другой — с касситеритом касситерит-сульфидной формации (до 2,0% железа, до 0,4% вольфрама, до 0,005% индия, мышьяка, сурьмы, свинца, меди, серебра, ванадия). Это позволяет относить месторождения Комсомольского района к переходной — касситерит-силикатной формации, по классификации Е. А. Радкевич (1956).

Содержание элементов-примесей в касситерите рудоносных зон разных типов неодинаково. Наиболее обогащен железом (до 2%), ниобием (до 0,05%) и скандием (до 0,025%) касситерит рудных зон третьего типа (Северной, Озерной), расположенных среди эффузивных пород. Касситерит из рудных зон второго типа (Ягодной, Водораздельной, Тропной) содержит повышенные количества вольфрама (до 1,45%), циркония (до 0,1%) и обеднен скандием (0,0003—0,0023%). Касситерит из рудных зон первого типа (Главной, Придорожной, Лунной) содержит наименьшее количество примесей (до 1,0% железа, до 0,2% титана, до 0,015% циркония, до 0,2% вольфрама, до 0,2% ниобия, до 0,0017% индия) и повышенное количество тантала (0,002—0,005%).

Интересные материалы получены по распределению вольфрама, ниобия, скандия и индия в касситерите с глубиной. Так, количество вольфрама в касситерите по падению рудных зон постепенно повышается: в зоне Главной на интервале 300 м его содержание изменяется от 0,1 до 0,17%, в зоне Ягодной на таком же интервале — от 0,31 до 0,60%. С другой стороны, содержание ниобия падает с глубиной (например, в зоне Ягодной — от 0,021 до 0,0121% на 300 м по вертикали).

Содержание скандия падает с глубиной в касситеритах зоны Главной от 0,0023 (100 м) до 0,0011% (400 м), в касситеритах зоны Ягодной — от 0,0016 (100 м) до 0,0003% (400 м). Количество индия в касситеритах зоны Главной, отобранных с глубины 100 м, составляет 0,0014%, а в касситеритах, находившихся на глубине 400 м, — 0,0009%.

Проведенное изучение химического состава касситерита и распределения в нем элементов-примесей позволяет предполагать возможность использования геохимического критерия для определения уровня среза рудоносных зон и протяженности их на глубину.

Вольфрамит — подчиненный минерал кварц-касситеритового парагенезиса представлен двумя генерациями. Вольфрамит I генерации (преобладающий) образует равномерную вкрапленность в обломках турмалинитов, сцементированных кварцем с касситеритом, или приурочен к раннему метасоматическому кварцу с включениями турмалина. Вольфрамит II, так же как и второстепенный шеелит, образует вкрапленность в кварце II генерации. Шеелит, кроме этого, развивается по вольфрамиту.

Вольфрамит в оловоносных зонах Комсомольского района имеет переменный состав. В зоне Главной (первый тип зон) присутствует гюбнерит ($\text{Fe}_{0,25}\text{Mn}_{0,80}\text{W}_{0,98}\text{O}_4 - \text{Fe}_{0,32}\text{Mn}_{0,68}\text{W}_{1,0}\text{O}_4$). В рудоносных зонах второго типа (Ягодной, Водораздельной) отношение железа к марганцу в вольфрамите изменяется от 1:1 ($\text{Fe}_{0,48}\text{Mn}_{0,51}\text{W}_{1,0}\text{O}_4$) до 7:1 ($\text{Fe}_{0,94}\text{Mn}_{0,13}\text{W}_{0,97}\text{O}_4$), причем на верхних горизонтах преобладает ферберит, а в нижней их части наряду с ферберитом присутствует более марганцовистая разновидность вольфрамита. В рудной зоне Северной (третий тип зон) в вольфрамите преобладает ферберитовая молекула ($\text{Fe}_{0,68}\text{Mn}_{0,34}\text{W}_{0,99}\text{O}_4 - \text{Fe}_{0,91}\text{Mn}_{0,17}\text{W}_{0,97}\text{O}_4$).

Арсенопирит в ассоциации с касситеритом встречается почти во всех рудных зонах, но особенно характерен для зон, залегающих среди нижнемеловых пород. Арсенопирит в рудоносных жилах моложе касситерита I, но старше более поздних его генераций.

Арсенопирит, ассоциирующийся с касситеритом, имеет относительно постоянный состав. Типоморфными элементами-примесями арсенопирита являются кобальт (0,02—0,8%), никель (0,0013—0,45%), висмут (0,012—0,632%) и сурьма (0,005—1,44%).

Общая последовательность образования минералов кварц-касситеритового парагенезиса без учета второстепенных генераций представляется в следующем виде: кварц I — вольфрамит I — касситерит I — арсенопирит — кварц II — шеелит.

Изучение температурных условий образования оловорудных месторождений Комсомольского района проводилось методами гомогенизации и декрепитации газовой-жидких включений в минералах. Методом гомогенизации были изучены включения в рудоносном кварце из двух глубоко вскрытых горными выработками оловоносных зон: зоны Главной Солнечного месторождения и зоны Ягодной Фестивального месторождения; менее детально охарактеризован кварц еще из 15 минерализованных зон. Основные минералы кварц-турмалиновых метасоматитов с субмикроскопическими включениями изучались декрепитационным методом.

На основании более 2500 термометрических анализов установлено, что минерализованные зоны района были образованы в интервале температур 465—70°С. Отложение разновозрастных минеральных ассоциаций оловоносных зон происходило при различных температурах. Дорудные кварц-турмалиновые метасоматиты были образованы в интервале температур 300—360°С, причем кварцевые турмалиниты в боковых частях зон оказываются более низкотемпературными (300—320°С) по сравнению с турмалинитами центральных частей зон (310—360°С), что, вероятно, свидетельствует об охлаждении растворов при движении их в стороны от основного рудопроводящего канала.

Кварцевые жилы, пересекающие пластины кварцевых турмалинитов, по температурным и другим особенностям, выявленным по включениям, не однотипны в различных зонах и могут быть подразделены на четыре группы.

К первой группе относятся кварцевые жилы минерализованных зон Поисковой, Авральной и Безымянной, расположенных вблизи гранитных массивов. В кварце этих жил присутствуют, помимо обычных газовой-жидких, включения с твердыми фазами, представленными различными минеральными образованиями (до восьми минералов-узников в одном включении) и занимающими до 45—55% объема вакуоли. Среди твердых фаз определен галит, представленный кубиками, часто с дополнительными гранями октаэдра, состав остальных минералов не определен. Для кварца первой группы жил также обычны включения с неравномерным наполнением, свидетельствующие о существовавших внутрирудных тектонических приоткрываниях, приводивших к кратковременным снижениям давления и вскипанию раствора. Температуры гомогенизации таких включений близки к истинным температурам минералообразования (Ермаков, 1965). Наиболее ранними в кварце являются первичные сложные включения, которые гомогенизировались с предварительным растворением минералов-узников в интервале температур 396—465 (Поисковая), 449—460 (Безымянная) и 379—406°С (Авральная). Промежуточные по времени образования, но также первичные гетерогенные включения соответственно показали 360—381, 361—396 и 353—400°С; поздние, в основном вторичные газовой-жидкие включения принадлежат к нескольким разновозрастным группам, и по ним определены следующие температуры: 317—366, 134—220°С (Поисковая); 344—352, 245—295, 205—225°С (Безымянная); 295—301, 278—290, 252—264, 222—248°С (Авральная). Таким образом, кварцевые жилы первой группы были образованы в основном из высокотемпературных концентрированных растворов в условиях меняющегося давления. Отложение позднего подчиненного в составе жил кварца продолжалось из разбавленных растворов при снижении температур до 134—220°С.

Ко второй группе принадлежат кварцевые жилы Солнечного и Придорожного месторождений, которые расположены в приконтактовой части небольших массивов гранитоидов повышенной основности, прорывающих юрские осадочные породы. Одна из кварцевых жил оловоносной зоны Главной Солнечного месторождения изучена по простиранию на расстояние около 450 м и на глубину до 350 м. В кварце этой жилы пре-

обладают уже газовой-жидкие включения, причем некоторые из них имеют неравномерное наполнение, указывающее на явления эпизодического понижения давления в процессе минералообразования; подчиненное значение имеют сложные (с твердой фазой) включения. Твердая фаза в ранних трехфазных включениях представлена игольчатым светлым окрашенным минералом, который предварительно определен как турмалин, или касситеритом; в более поздних включениях — галитом и рудным минералом и в самых поздних — бурым минералом, напоминающим карбонат.

В результате нагревания включений установлено, что первая кварцевая жила была образована в интервале температур 411—70°С. Конкретные замеры температур гомогенизации включений в последовательных выделениях кварца легли в следующие 13 интервалов:

T, °C		T, °C		T, °C	
I	335—356	VI	270—287	X	181—201
II	335—411	VII	258—268	XI	145—168
III	335—348	VIII	235—251	XII	122—146
IV	317—329	IX	214—228	XIII	70—117
V	297—311				

Эти данные позволяют предположить, что в начальный период формирования жилы происходило при некотором повышении температуры, а затем продолжалось с ее понижением до 115—70°С. В ходе формирования жилы, вероятно, имели место перерывы минералообразования. Наиболее широко в жиле проявлены три главные генерации кварца: I генерация — метасоматический среднезернистый кварц, II — зональные кристаллы и III — мелкозернистый кварц сульфидной стадии. Наиболее интересные данные получены при изучении зональных кристаллов кварца II, длительно формировавшихся в пустотах, иногда без следов деформации. По включениям зон роста одного из таких кристаллов получены следующие средние значения температур (от основания к вершине):

Зона роста	T, °C	Зона роста	T, °C
1	349	7	319
2	367	8	352
3	376	9	327
4	370	10	302
5	365	11	281
6	359		

Восстановленное по включениям изменение температурного режима растворов в период роста зональных кристаллов кварца (повышение температур в начальный период и последующее, вероятно, прерывистое понижение) отражает температурную эволюцию гидротермальных растворов в процессе формирования кварцевой жилы и минерализованной зоны Главной в целом.

Температурные интервалы отложения рудных минералов зоны Главной, определенные по кварцу, равны (в °С); касситерит I (главной) генерации, вольфрамит I—346—383; вольфрамит II, касситерит II—IV—383—342; касситерит V—342—323; касситерит VI—323—304; пирротин —304—278; сфалерит-галенит —278—263; пирит —263—243.

Изучение температур гомогенизации включений в кварце с разных горизонтов жилы показывает, что температура растворов изменялась не только во времени, но и в пространстве (по кварцу I повышение температуры в интервале 200 м составляет 8°С, по кварцу II и III—21—23°С). Кварц более поздних генераций имеет относительно постоянные температуры образования на разных горизонтах жилы.

По кварцу ранних генераций установлена и горизонтальная температурная зональность. Так, на одном горизонте зоны в направлении с севера на юг с приближением к массиву гранитоидов одновременно с увеличением в составе жилы роли кварца I и II генераций заметно повышается (на 15—20°С) температура их образования. Здесь же вблизи массива гранитоидов проявлена и боковая температурная зональность — понижение температур от осевой жилы к зальбандам составляет 40—50°С.

Одновременно с изменением температур гомогенизации включений вверх по жиле уменьшается количество трехфазных включений в кварце, что может указывать на понижение концентрации растворов с продвижением их вверх по трещине.

К третьей, наиболее многочисленной группе кварцевых жил, сходных по температурным особенностям образования, принадлежат кварцевые жилы рудоносных зон Ягодной, Водораздельной, Северной, Тропной, Западной и Верхней, расположенных в верхних частях разреза и большей частью в удалении от гранитоидных массивов.

Наиболее детально охарактеризован рудоносный кварц зоны Ягодной Фестивального месторождения (кварцевая жила изучена на глубину до 300 м и на протяжении по простиранию до 1000 м). В рудоносном кварце зоны Ягодной, так же как и в кварце зоны Главной Солнечного месторождения, преобладают газово-жидкие включения, и подчиненное развитие имеют трехфазные включения, минералы-узники в которых представлены турмалином, касситеритом, галитом или карбонатом. Как показывает изучение температур гомогенизации включений, процесс кварцеобразования здесь также был длительным, происходил, вероятно, также в условиях прерывистого понижения температур от 360 до 105°С, и только на северном фланге зоны ранний кварц отлагался при кратковременном повышении температур растворов с 348 до 377°С.

Температуры гомогенизации включений в кварцах жилы легли в следующие 9 интервалов:

	Т, °С	Т, °С	Т, °С
I	344—360	IV 271—295	VII 195—218
II	318—326	V 252—266	VIII 160—182
III	295—311	VI 226—248	IX 120—146

Эти разнотемпературные выделения кварца в составе жилы проявлены неравномерно, очевидно, вследствие различного режима развития трещин, что обуславливает отличие температур образования кварца из разных участков жилы. Неоднородное строение кварцевая жила имеет и в поперечных разрезах. По одному из таких разрезов, например, установлено, что наиболее высокотемпературный кварц (343—377°С) слагает лежащий бок жилы, более низкотемпературный кварц (287—299°С), преобладает в висячем боку и в оперяющих жилу прожилках. Вторичные включения, показавшие еще более низкие температуры (196—267°С), распространены более равномерно, хотя и по ним выявляется, что отдельные подвижки с последующим залечиванием трещинок проявлялись не повсеместно.

Установленные по включениям в кварце зоны Ягодной температурные интервалы отложения рудных минералов равны: вольфрамит I—касситерит I—арсенипирит (до 349°С); вольфрамит II—касситерит II (349—322°С); касситерит III—шеелит (322—303°С); халькопирит (303—283°С); сфалерит—галенит (283—259°С); пирит (259—237°С) и во многом сходны с температурами, определенными по рудной зоне Главной Солнечного месторождения.

Детальное изучение включений в кварце показало, что в рассматриваемой зоне проявлена вертикальная температурная зональность: на вертикальном интервале около 300 м повышение относительной температуры образования кварца I генерации составляет 19°С, кварца II генерации — 7°С, кварц поздних генераций преобладает на верхних горизонтах жилы и не обнаруживает закономерного изменения температуры образования с глубиной.

В кварце зоны Ягодной с глубиной также повышается роль трехфазных включений и происходит постепенное увеличение в них объема твердых фаз. На верхнем горизонте жилы трехфазные включения с турмалином (в кварце I), галитом (в кварце II, III) и карбонатом (в позднем кварце) отсутствуют. Ниже по падению жилы на 300 м эти включения широко проявлены и на отдельных участках жилы являются преобладающими, что говорит об изменении относительно высокой концентрации минералообразующих растворов при продвижении их вверх по трещине. Особенно ценные данные в этом отношении дает изучение распределения и растворения галита. На верхнем горизонте жилы включения не содержат выделений галита, что указывает на концентрацию раствора более низкую, чем растворимость NaCl при комнатной температуре (26,4%). Ниже по падению на 150—200 м галит занимает объем 8—10% и растворяется при нагревании до 200°С, что свидетельствует примерно о 30% -ном растворе NaCl. Еще глубже на 100 м объем галита достигает 20%, растворяется он при 240—260°С, и можно предполагать, без учета влияния других компонентов, 35% -ную концентрацию NaCl в растворе включений.

По зоне Ягодной также выявлена и горизонтальная температурная зональность. Наиболее ранний высокотемпературный кварц (до 377°С) преобладает на северном фланге жилы, в южном же направлении наблюдается понижение температур образования этого кварца до 358°С. Одновременно с понижением температур также уменьшается количество трехфазных включений в кварце.

К четвертой группе принадлежат относительно низкотемпературные кварцевые жилы — Звериная, Лучистая и Турмалиновая. Первичные газозо-жидкие включения в кварце этих жил гомогенизировались при температурах 290—307 (Лучистая), 277—302 (Звериная) и 297—302°С (Турмалиновая). По температурам гомогенизации вторичных включений можно предполагать, что в поздний период процесс формирования жил продолжался при постепенном прерывистом понижении температур до 145—148°С.

Выделенные по результатам изучения включений четыре группы минерализованных зон различаются по своей практической значимости. Минерализованные зоны с высокотемпературными кварцевыми жилами первой группы (Авральная, Безымянная) являются безрудными на поверхности и с учетом выявленной температурной зональности относятся к числу наиболее глубоко эродированных. Минерализованные зоны с кварцевыми жилами второй и третьей групп, образованные при более низких температурах, относятся к числу рудоносных и различаются между собой по уровню среза. Наиболее протяженными на глубину являются зоны с кварцевыми жилами третьей группы (Северная, Ягодная), в то время как зоны с кварцевыми жилами второй группы (Главная) имеют более глубокий уровень эрозионного среза. Среди низкотемпературных зон четвертой группы выделяются зоны с проявленной температурной зональностью отложения кварца и возможным оруденением на глубине (северный фланг зоны Северной) и относительно глубоко эродированные зоны, которые на всем протяжении по падению остаются низкотемпературными и слабо рудоносными (Турмалиновая на разведанном интервале).

Таким образом, в результате проведенных исследований установлено, что в зависимости от положения в разрезе и глубины образования рудоносные зоны различаются по минеральному составу продуктивных ассоциаций, по физическим особенностям и химическому составу некоторых минералов, по распределению элементов-примесей в касситерите и по температурным условиям образования. В наиболее глубоко эродированных и высокотемпературных зонах первого типа (температура до 410°C), расположенных среди осадочных пород и гранитоидов, касситерит, а также арсенопирит относительно бедны примесями, турмалин и вольфрамит сравнительно бедны железом, призматические кристаллы касситерита по типу приближаются к изометричным. Зоны второго типа, расположенные выше по разрезу на удалении от интрузивных массивов и образованные при температурах до 375°C , содержат минералы, более железистые (турмалин, вольфрамит) и обогащенные примесями; кристаллы касситерита в них имеют призматический и остропирамидальный габитусы. Наименее эродированные зоны третьего типа среди верхнемеловых вулканитов — наиболее низкотемпературные (до 320°C) и безрудные в головной части, на более глубоких горизонтах по температурам, элементам-примесям и другим особенностям сопоставляются с верхними частями рудоносных зон второго типа.

Выявленные особенности изменения физических, химических и геохимических свойств минералов, температур их образования и состава включений в зависимости от типа зон и в отдельных рудных зонах с глубиной необходимо учитывать при оценке рудоносности минерализованных зон турмалинового типа по их выходам на поверхность и при определении глубины эрозионного среза отдельных рудных тел.

Температурные условия формирования оловорудных месторождений касситерит-кварцевой формации Северо-Востока СССР

М. А. Научитель, С. Ф. Лугов, Б. В. Макеев,
Т. М. Потапова

В пределах оловорудной провинции Северо-Востока СССР месторождения касситерит-кварцевой формации значительно распространены, уступая несколько по масштабности лишь таковым касситерит-силикатной формации. Исследованиями последних лет (Матвеевко, Шагалов, 1958; Лугов, 1962, 1965; Лугов, Макеев, 1968) установлена тесная пространственная и генетическая связь этих месторождений с гранитоидным магматизмом нижнемелового возраста. Нижнемеловые оловоносные гранитоиды и связанные с ними месторождения приурочены к участкам ранней консолидации в пределах Верхояно-Чукотской складчатой зоны.

Типичными месторождениями касситерит-кварцевой формации на Северо-Востоке СССР являются месторождения Иультинского и Северного рудных узлов (Иультин, Таризель, Светлое, Солнечное, Северное-Вешкап), расположенные в пределах Куэкувунь-Экиатапской антиклинальной зоны, а также штокверковые месторождения Пыркакайского рудного узла (Первоначальное, Крутое, Незаметное, Перевальное и другие), располагающиеся у северо-западного окончания Ичувеевской антиклинальной зоны. К указанной формации на Чукотке по совокупности геологических данных следует также отнести месторождение Эжуг (зона сочленения мезозойд и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса) и рудопроявления бассейна р. Пегтымель (восточная часть Пегтымельского мелового вулканотектонического прогиба). В Яно-Колымской складчатой области к данной формации относится месторождение Бутугычаг (Кулино-нерский антиклинорий).

Для всех месторождений касситерит-кварцевой формации Северо-Востока СССР характерно весьма нечетное проявление стадийности рудного процесса, в особенности в пределах отдельных рудных полей. Последовательность формирования минеральных комплексов и общий набор минералов в целом однотипны для всех месторождений касситерит-кварцевой формации данного региона. Наиболее ранняя минеральная ассоциация, как правило, предрудная, представлена высокотемпературным кварц-полевошпатовым минеральным комплексом, обычно с мусковитом, нередко — танталониобатами и топазом. Следующая — продуктивная минеральная ассоциация обычно проста по минеральному составу и представлена кварцем, касситеритом и вольфрамитом, местами ранними сульфидами. В заключительные периоды процесса рудообразования отлагались сульфиды, главными из которых являются арсенопирит (ранняя сульфидная стадия), реже минералы висмута (поздняя сульфидная стадия).

Изучение температурных условий формирования оловорудных месторождений касситерит-кварцевой формации проводилось на материале продуктивных стадий процесса минералообразования. Исследования велись с целью выяснения температурных условий рудоотложения на различных гипсометрических уровнях, что является одним из определяющих факторов зональности рудоотложения.

Особое внимание было уделено выяснению оптимального температурного режима отложения касситерита, который изучался на примере интервалов рудных тел, несущих различное по интенсивности оруденение, в пределах различных его фаций.

Изучение температурных условий формирования продуктивных минеральных ассоциаций касситерит-кварцевой формации проводилось термозвуковым (декрепитационным) методом на касситеритах, в меньшей степени вольфрамитах, кварцах и топазах.

Касситерит является благоприятным материалом для изучения методом декрепитации, так как, по данным В. К. Рябова (1966) и других исследователей, выделение его происходило в месторождениях исследуемой формации в основном в одну продуктивную стадию; он обладает несовершенной спайностью, средней хрупкостью, устойчивостью при нагревании к химическим изменениям и гидролизу. Подавляющее большинство газовой-жидких включений в касситерите изученных месторождений является первичными с размером обычно до 0,001 мм. Последнее позволяет использовать для исследования и мелкие фракции зерен (0,1—0,2 мм). Для декрепитации применялся материал стандартного размера зерен ($-0,5 + 0,25$ мм) и в определенном количестве (5—6 г для касситерита, 3 г для вольфрамита и 1,5—2 г для кварца).

Исследования проводились на одноканальном декрепитометре, сконструированном по микрофонному варианту, предложенному П. Пичем (1951), с применением низкочастотного усилителя на транзисторах МП-14 с коэффициентом усиления порядка 40. В качестве звукоприемника использовался микрофон слухового аппарата «Кристалл». Измерение температур осуществлялось с помощью хромель-алюмелевой термопары на пирометре типа МПП-154 М. Показания термопары контролировались ртутным термометром с ценой деления 5°C (ГОСТ 2045—43,2—1953). Регистрация импульсов взрыва газовой-жидких включений в минералах проводилась на счетчике типа ЭМС через 20°C . В процессе эксперимента поддерживался постоянный режим нагрева печи со скоростью 12—14 град/мин путем регулирования подачи напряжения через ЛАТР в пределах от 30 до 55 в.

В настоящее время большинством исследователей термобарометристов температура начала массового растрескивания первичных газовой-жидких включений в минерале считается наиболее подходящей для оценки температуры его кристаллизации (Пич, 1951; Рябов, 1966; Наумов, 1968). Поэтому в процессе термозвукового изучения касситеритов и сопутствующих минералов особое внимание было уделено установлению температур начала массового растрескивания газовой-жидких включений, которые фиксируются на декрепитограммах началом устойчивого нарастания количества импульсов за температурный интервал 20°C .

Для контроля метода декрепитации был применен метод дифференциального термического анализа нерастертых аналогичных фракций минералов на дериватографе системы Ф. Paulik, J. Paulik, Z. Erdey, предложенный М. А. Научитель (1968). Благодаря хорошей сходимости определений температур начала массового вскрытия первичных включений термовесовым и термозвуковым методами процент ошибок в их определениях сведен до минимума.

Основная часть исследований проводилась на месторождениях Иульгинского оловорудного узла, в частности на самом Иульгинском месторождении, которое является благоприятным объектом для подобного рода исследований в связи с высокой степенью его изученности на глубину. Рудные тела месторождения Иульгин залегают в метаморфизованных песчано-сланцевых породах позднего палеозоя — раннего мезозоя над куполом лейкократовых мелкозернистых гранитов. Рудные тела по падению переходят из роговиков в граниты штока. Рудными телами являются кварцевые жилы и жильные зоны северо-восточного, субмеридионального и субширотного направления.

По северо-восточной системе рудных жил месторождения Иульгин исследованы монофракции касситерита, отобранные по вертикальному

разрезу Водораздельной зоны с шести горизонтов (260 м по вертикали). В целом для касситеритов этой зоны характерна интенсивная декрепитация с выделением возгонов и паров воды вплоть до температуры 1 000—1 100°С (по данным проверки дифференциальным термическим анализом).

Все касситериты Водораздельной зоны имеют резкий начальный подъем кривой декрепитации с незначительным процентом пиков вторичных включений на верхних горизонтах (I, II и III), которые не характерны для касситеритов более глубоких горизонтов (IV—VI).

По температурам начала массового растрескивания включений в касситеритах из данной системы жил отчетливо устанавливается постепенное изменение относительных температур кристаллизации касситерита по вертикали, свидетельствующее о проявлении вертикальной температурной зональности в процессе формирования рудных тел, а именно — температура растрескивания включений в касситеритах из верхних горизонтов (абсолютная отметка 680 м) находится в интервале 240—245°С, а в касситеритах из нижних горизонтов (абсолютная отметка 420 м) — 280—290°С (рис. 1). Судя по этим данным, температурный градиент кристаллизации продуктивного оруденения по северо-восточной системе жил Иультина составляет, таким образом, 45—50°С на 260 м, что соответствует 19—20°С на 100 м. Близкие результаты были получены при декрепитации рудного кварца.

Изучение динамики потерь веса в нерастертых фракциях касситеритов за счет испарения вскрывающихся при нагревании газовой-жидких включений, проведенное с помощью дифференциального термического анализа, подтвердило наличие вертикальной температурной зональности отложения продуктивного оруденения по северо-восточной системе жил Иультина. Так, при термовесовом анализе касситеритов из трех последовательно сменяющихся горизонтов жилы 8 Водораздельной зоны обнаружено, что потери веса за счет испарения содержимого включений начинаются с разных температур (рис. 2).

Расчет потерь веса на каждые 100°С показывает, что начало декрепитации всегда характеризуется незначительными потерями веса, обусловленными малым количеством рвущихся в начале включений. Начало же массового растрескивания всегда фиксируется резким увеличением потерь веса. Количественная характеристика потерь веса в зависимости от изменения температуры в касситеритах из различных горизонтов различна: если для касситерита из VII горизонта (абсолютная отметка 360 м) потери веса на всех температурных интервалах невелики и не превышают 0,1 вес.%, а наибольшие из них приходятся на высокотемпературную область (700—800°С), то для I горизонта (абсолютная отметка 680 м) максимальные потери веса (до 0,7 вес.%) падают на два интервала температур — от 300 до 400 и от 500 до 600°С. Это объясняется тем, что на глубоких горизонтах северо-восточной системы жил Иультина касситерит содержит, очевидно, преимущественно газовые включения, дающие при вскрытии малые потери веса. На средних горизонтах в касситерите присутствуют, вероятно, газовой-жидкие и газовые включения (количество последних несколько больше, чем первых). На верхних горизонтах преобладают преимущественно жидкие и газовой-жидкие включения, дающие значительные потери веса при небольшом количестве чисто газовых включений.

При исследовании касситеритов из субмеридиональной системы жил месторождения Иультин обнаружено, что характер декрепитации их в общих чертах сходен с таковым для касситеритов из жил северо-восточного направления. Начало массового растрескивания включений в них начинается при 270—290°С. Перепад температур начала массового растрескивания включений в касситеритах здесь между III и V горизон-

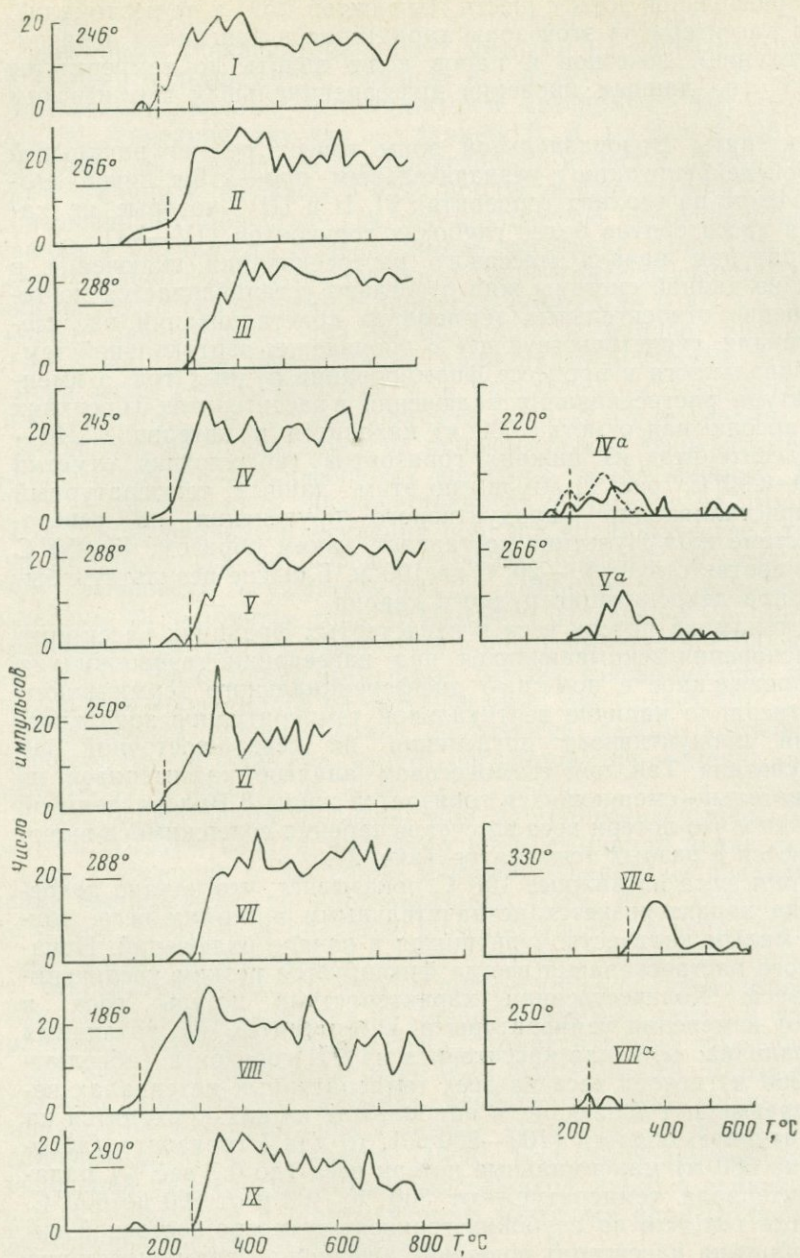


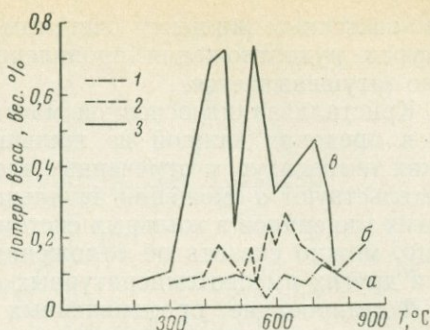
Рис. 1. Декрептограммы касситеритов А рудных кварцев Б с месторождения Иультаин (Водораздельная зона, жила 8)

I — горизонт 680 м; II—III — горизонт 630 м; IVa — Va — горизонт 580 м; VI—VIIa — горизонт 540 м; VIIIa — горизонт 475 м; IX — горизонт 420 м

По вертикальной оси — количество импульсов в 20° интервале температур; 246° С (здесь и далее) — температура начала массового растрескивания

Рис. 2. Графики динамики потерь веса в касситеритах при нагревании, по данным термовесового анализа. Месторождение Иультин, Водораздельная зона, жила 8

Горизонты:
а — VII;
б — IV;
в — I



тами составляет 25—30° С, однако по IV и V горизонтам температура кристаллизации касситеритов практически не меняется (290° С по четырем пробам).

По субширотной системе жил месторождения Иультин исследовались касситериты по разрезу от III до V горизонтов включительно. Начало массового растрескивания включений в касситеритах здесь колеблется в пределах 290—315° С. При этом по существу не устанавливается температурная зональность отложения касситерита по вертикали (III горизонт — 315° С, V горизонт — 315° С), что подтверждается аналогичной относительной температурой кристаллизации рудного кварца из средних горизонтов (315° С).

Вольфрамиты Иультинского месторождения (13 мономинеральных проб) при термовзвучковом анализе показали характерные кривые декрепитации с ярко выраженным пиком в области температур 330—350° С, который в 10 случаях из 13 приходится на точку 330° С (рис. 3). Очевидно, этот максимум растрескивания соответствует моменту разрушения вольфрамитов по спайности. После этого разрушения сразу происходит снижение интенсивности декрепитации, часто затухающей к 600—800° С. Начало массового растрескивания вольфрамитов Иультина колеблется в интервале температур 160—260° С, причем определенную температурную зональность в образовании вольфрамитов ни в пределах рудного поля, ни по вертикали выявить не удалось. Вместе с тем температура массового растрескивания вольфрамитов по сравнению с таковой касситеритов свидетельствует о том, что вольфрамит является несколько более низкотемпературным образованием, чем касситерит. Возможно, что завершение кристаллизации касситерита и начало выделения из рудоносных растворов вольфрамитов совмещались во времени.

Проведенные исследования минералов продуктивной минеральной ассоциации месторождения Иультин термовзвучковым методом позволили установить следующее.

1. Закономерное снижение температур образования продуктивных минеральных комплексов в жильных системах различных направлений, свидетельствующее (и подтверждающее результаты исследований С. Ф. Лугова, 1962, 1965) о последовательном выполнении рудовмещающих трещинных систем: от ранней субширотной к субмеридиональной и к северо-восточной трещинным системам.

2. Наличие прямой вертикальной температурной зональности отложения продуктивной минеральной ассоциации в рудных телах северо-восточного и субмеридионального направления фиксируется также и по данным изучения геохимии касситеритов и состава вольфрамитов (соотношения FeO и MnO). Температурный градиент отложения продуктивной стадии составляет 20° С на 100 м.

3. С общим падением температуры формирования продуктивных минеральных комплексов отмечается возрастание температурного градиента в жильных системах различных направлений (от субширотных к

северо-восточным жильным системам), т. е. при наиболее высоких температурах рудоотложения проявление вертикальной зональности несколько затушевывается.

4. Кристаллизация основной массы касситерита, кварца и вольфрамита в пределах каждой из жильных систем происходила в условиях близких температур, и отмеченные элементы температурной зональности свидетельствуют о смещении начальных и конечных температур отложения этих минералов в жильных системах различных направлений. То же, видимо, можно сказать об отложении преобладающей части арсенипирита и других высокотемпературных сульфидов.

5. Формирование промышленных рудных тел на месторождении Иультин происходило в интервале температур 360—245°С. Если учесть, что верхние части промышленных рудных тел эродированы (примерно на 100 м), то при использовании установленного температурного градиен-

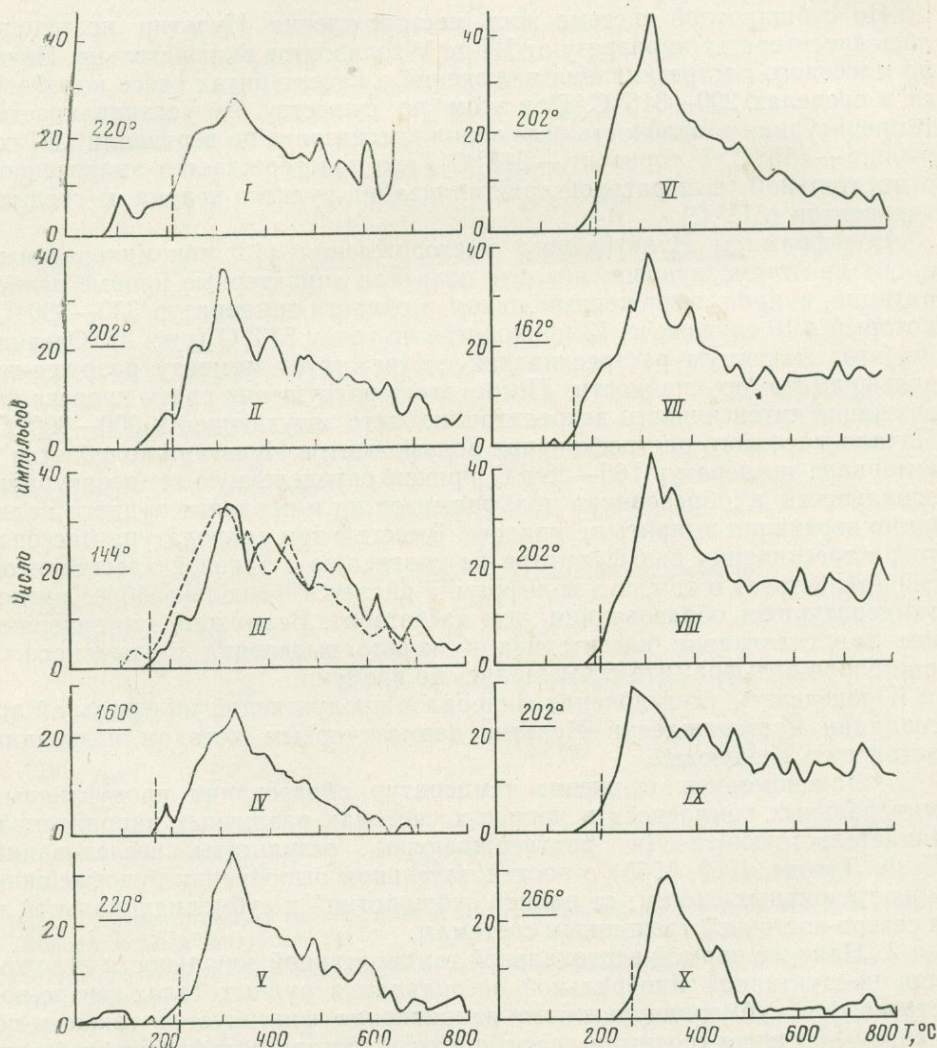


Рис. 3. Декрептограммы вольфрамитов месторождения Иультин (жилы северо-восточного направления)

I—II — горизонт 680 м, жила 8; III — горизонт 540 м, жила 8; IV—V — горизонт 420 м, жила 8; VI — горизонт 630 м, жила 50; VII — горизонт 580 м, жила 50; VIII — горизонт 540 м, жила 50; IX — горизонт 580 м, жила 80; X — горизонт 540 м, жила 80

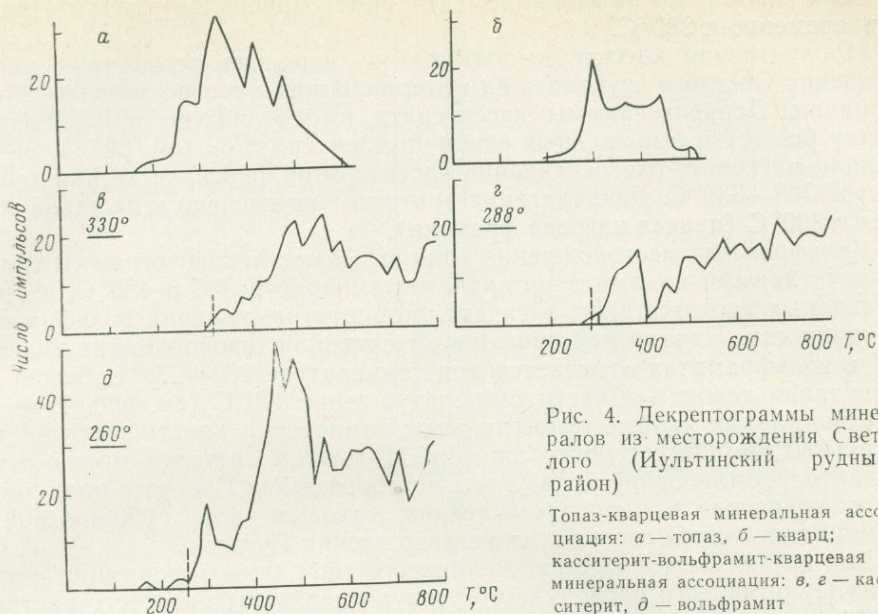


Рис. 4. Декрептограммы минералов из месторождения Светлого (Иультинский рудный район)

Топаз-кварцевая минеральная ассоциация: а — топаз, б — кварц; касситерит-вольфрамит-кварцевая минеральная ассоциация: в, г — касситерит, д — вольфрамит

та можно, видимо, предполагать, что нижняя температурная граница отложения промышленных руд месторождения Иультин будет на 20—30° С ниже.

Средняя же относительная температура кристаллизации касситерита, определенная статистически и характерная для интервалов промышленного оруденения месторождения Иультин, составляет $260 \pm 4^\circ \text{C}$.

6. Агрегатное состояние газовой-жидких включений в касситеритах Иультина изменяется в зависимости от температуры их кристаллизации. Количество газовых включений возрастает в более высокотемпературных разностях, а с понижением температуры кристаллизации в касситерите отмечается увеличение количества газовой-жидких и жидких включений.

На месторождении Светлом (Иультинский рудный узел), относящемся также к кварцевому типу касситерит-кварцевой формации, термозвуковым методом изучались два разновозрастных минеральных комплекса: топаз-кварцевый и касситерит-вольфрамит-кварцевый.

Для декрепитации топаза применялись монофракции размером $+ (0,5 - 1) \text{ мм}$ при величине навески 2,0—2,5 г на одно измерение. Полученные декрептограммы имеют характерную форму с одним ярко выраженным максимумом в интервале температур 380—420° С.

Массовое растрескивание включений в топазе начиналось при температуре 280° С. Декрепитация топаза протекала вначале интенсивно (до максимума), затем довольно быстро падала и заканчивалась к 600—620° С. Кварц из той же ранней минеральной ассоциации при декрепитации показал на декрептограммах два отчетливых максимума в интервалах температур 335 и 490° С, которые, очевидно, соответствуют максимальной интенсивности растрескивания газовой-жидких (335° С) и существенно газовых (490° С) включений.

Начало массового растрескивания включений в кварце отмечается при температуре 280° С, т. е. соответствует таковому для топаза из тех же образований. Заканчивается декрепитация кварца при температуре 530—540° С (рис. 4, а, б). Таким образом, минералы, входящие в топаз-кварцевую ассоциацию, являются близко одновременными образованиями. При этом кристаллизация топаза, очевидно, началась несколько

раньше кварца, но завершилась для обоих минералов приблизительно одновременно к 280°C .

Продуктивная касситерит-вольфрамит-кварцевая ассоциация месторождения Светлого изучалась на материале жилы северо-западного простирания. Декрептограммы касситерита имеют обычно пилообразную форму без четко выраженных единичных максимумов (см. рис. 4, в—д). Начало массового растрескивания касситеритов фиксируется при температуре $308\text{--}330^{\circ}\text{C}$. Декрепитация протекает интенсивно и не заканчивается к 800°C (предел нагрева фракции).

Вольфрамиты месторождения Светлого дают decreптограммы с двумя отчетливыми пиками в интервалах температур 308 и 480°C , первый из которых соответствует, очевидно, моменту разрушения вольфрамита по спайности. Начало массового растрескивания газовой-жидких включений в вольфрамитах отмечается при температуре $260\text{--}270^{\circ}\text{C}$; конец декрепитации лежит в области температур выше 800°C (см. рис. 4, в—д).

Сопоставляя данные относительных температур кристаллизации минеральных комплексов месторождений Иультин и Светлого, можно отметить, что формирование рудных тел месторождения Светлого происходило в условиях температур, близких таковым для субширотной и субмеридиональной систем жил месторождения Иультин.

Для других месторождений кварцевого типа данной формации в пределах Иультинского оловорудного узла температуры массового растрескивания включений в касситеритах, замеренные по единичным образцам, равны: для месторождения Северного-Вешкап — $320\text{--}350^{\circ}\text{C}$ (абсолютная отметка 727 м), Солнечного — 330 (абсолютная отметка $300\text{--}350\text{ м}$), Таризель — 440°C (абсолютная отметка 905 м). Касситерит с месторождения Таризель, залегающего в гранитах, по сравнению с касситеритами и других месторождений этого типа показал наиболее высокую относительную температуру кристаллизации, что вызвало необходимость проверки и подтвердилось термовесовым анализом.

Кроме описанных нами были изучены на Чукотке месторождения Пыркакайского оловорудного узла (Первоначальное, Крутое, Незаметное, Базовое, Перевальное, Восточное), представленные штокверковыми телами и минерализованными зонами с серией сближенных субпараллельных прожилков в терригенных флишоидных породах карнийского яруса верхнего триаса.

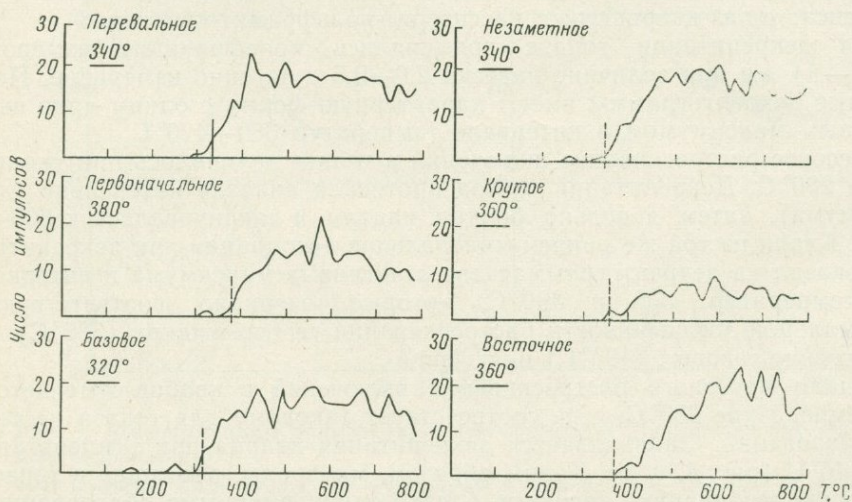
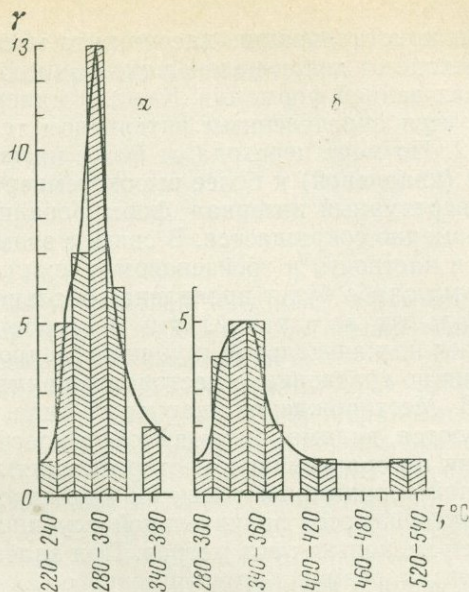


Рис. 5. Декрептограммы касситеритов из месторождений Пыркакайского оловорудного узла (Западная Чукотка)

Рис. 6. Гистограммы и кривые распределения относительных температур кристаллизации касситеритов из месторождений касситерит-кварцевой формации Магаданской области

а — из месторождения Иультин;
б — из месторождений касситерит-кварцевой формации в целом



Касситериты из перечисленных месторождений показали следующие относительные температуры кристаллизации (в °С): Первоначальное — 380; Крутое — 360; Восточное — 360; Перевальное — 340; Незаметное — 330; Базовое — 320 (рис. 5). Все эти месторождения относятся к единому рудному узлу, имеют близкие глубины формирования и минеральный состав руд. Близость условий формирования продуктивных минеральных комплексов на этих месторождениях подчеркивается также и сравнительно близкими относительными температурами кристаллизации в них касситерита.

Представителем месторождений кварц-полевошпатового типа касситерит-кварцевой формации, исследованным термозвуковым методом, является месторождение Бутугычаг (Кулиново-Нерский антиклинорий в пределах Яно-Колымской складчатой области). В касситеритах из Бутугычагского месторождения температура массового растрескивания газозо-жидких включений колеблется в пределах 400—520°С (средняя температура 460°С). Эта температура явилась наиболее высокой из всех, полученных для касситеритов месторождений касситерит-кварцевой формации Северо-Востока СССР, и приближается к относительной температуре кристаллизации касситерита в месторождениях формации оловоносных пегматитов (месторождение Приискатель, относительная температура кристаллизации касситерита 560°С). Проведена статистическая обработка данных термозвукового анализа касситеритов из месторождений касситерит-кварцевой формации Северо-Востока СССР.

Кривая распределения относительных температур кристаллизации касситеритов из месторождений касситерит-кварцевой формации имеет одномодальную форму со значительной правосторонней асимметрией без ярко выраженного эксцесса (рис. 6).

Выводы

1. Формирование промышленного оруденения в месторождениях данной формации происходило в значительном интервале температур от 400—520 до 245—290°С, а с учетом эрозионного среза, видимо, нижний предел еще на 20—25°С ниже. Средняя относительная температура кристаллизации касситерита из месторождений данной формации $356 \pm 194^\circ\text{C}$. При этом устанавливается отчетливое снижение относительной темпера-

туры кристаллизации касситерита и сопутствующих ему минералов при переходе от кварц-полевошпатовой к кварцевой фации оруденения в пределах данной формации. Каждая минеральная фация (или тип) характеризуется определенным интервалом температур образования.

2. По мере перехода от более низкотемпературных минеральных фаций (кварцевой) к более высокотемпературным (кварц-полевошпатовой) температурный интервал формирования промышленного оруденения закономерно сокращается. В связи с этим в подобного типа месторождениях, в частности в грейзеновом и кварц-полевошпатовом типах, видимо, весьма слабо будет проявлена зональность отложения продуктивных минеральных ассоциаций. Эти месторождения будут также характеризоваться незначительной глубиной распространения промышленного оруденения по сравнению с месторождениями кварцевого типа.

3. Месторождения кварцевого типа, залегающие в гранитах, характеризуются, видимо, более высокотемпературными условиями их формирования по сравнению с месторождениями, расположенными в ороговикованной терригенной толще. В последнем случае месторождения обычно характеризуются значительной глубиной развития оруденения, достигающей нескольких сот метров. При залегании рудных жил в материнских гранитах размах промышленного оруденения по глубине, вероятно, редко превышает 100—150 м. Соотношение протяженности интервалов промышленного оруденения по глубине в ороговикованных осадочных породах и гранитоидах равно примерно 4—5 к 1.

4. По данным термозвукового анализа можно заключить, что рудопроявления и месторождения кварцевого типа в пределах эродированной части экзоконтактной зоны Иультинского массива (Тариэль, Чаантальское и другие им подобные), вероятно, представляют собой корневые части размытых месторождений с ограниченными перспективами.

5. При оценке месторождений, изученных лишь с поверхности, можно, вероятно, считать, что оловянно-вольфрамовые месторождения кварцевого типа, залегающие в ороговикованных терригенных толщах, имеют более надежные перспективы распространения промышленного оруденения на глубину в случаях, когда фиксируются довольно низкие относительные температуры кристаллизации продуктивной минеральной ассоциации.

К термодинамике постмагматических процессов минералообразования на Северном Кавказе

В. Н. Труфанов

На Северном Кавказе выделяются четыре основных промышленных типа постмагматических рудных месторождений, генетически связанных с разновозрастными этапами тектоно-магматической деятельности, — редкометальный скарновый, медноколчеданный, полиметаллический и сурьмяно-ртутный (Гвалчрелидзе, 1964; Смирнов, 1965; Черницын, 1968). Каждый из них характеризуется определенным комплексом парагенетических ассоциаций минералов, термометрический анализ которых по включениям представляет несомненный интерес для реставрации термодинамических условий мобилизации, переноса и осаждения рудного вещества. Вместе с тем исследования в этой области по Северному Кавказу до недавнего времени были весьма немногочисленны и представлены небольшой серией обстоятельных работ В. Ф. Лесняка (1954, 1957, 1961, 1962). Лишь в последние три — пять лет наметился более широкий охват минералотермометрическими методами различных в генетическом отношении групп рудных месторождений: скарновых (Родзянко, Труфанов, 1964; Ушак, 1965; Родзянко, 1965, 1968), полиметаллических (Балицкий, Любофеев, 1962; Радкевич, 1968; Кузнецов, 1968), сурьмяно-ртутных (Шамрай, Труфанов, 1968; Ушак, 1968), наконец, медноколчеданных (Джумайло, Жамгоцев, 1968).

Хотя полученный фактический экспериментальный материал не систематизирован и по объему недостаточен для генетических построений регионального плана, все же представляется возможным сделать некоторые выводы о термодинамике постмагматических процессов минералообразования на Северном Кавказе и наметить основные направления по дальнейшему применению различных методов исследования включений в практике поисковых и разведочных работ.

Методика экспериментов

В методическом отношении термометрический анализ рудных месторождений Северного Кавказа базируется на известных положениях, разработанных Н. П. Ермаковым (1968), хотя и имеет некоторые отличительные особенности, обусловленные спецификой исследуемых объектов (непрозрачность, высокая летучесть и небольшая термостойкость сульфидов, способность растрескиваться по спайности кальцита, барита и других жильных минералов, сопровождающих руды, весьма малые размеры включений и т. д.). Эти специфические типоморфные признаки рудных и сопутствующих минералов не только ограничивают возможности метода декрептометрии, но заставляют с осторожностью интерпретировать и результаты оптико-термометрических исследований включений рудообразующих сред.

Изучение включений осуществлялось нами в термовзвучковых (РУД-1) и термовакuumных (ВД-2) декрептометрах (Демин и др., 1965), а также в кварц-керамических термокамерах с диапазоном рабочих температур от — 70 до + 1000 °С. Основная масса непрозрачных рудных минералов, а также кальцит и барит исследовались термовакuumным методом. В ряде случаев интересные результаты получены с помощью электронного

микроскопа (при изучении весьма мелких вакуолей), а также при исследовании многофазовых включений методом стадийной гомогенизации в автоклавах с большим внутренним давлением, препятствовавшим растрескиванию включений.

Основные результаты исследований

Редкометалльные скарново-рудные месторождения отличаются наиболее богатым спектром флюидных включений, характеризующих весьма сложную эволюцию агрегатного состояния и состава минералообразующих растворов в координатах время — температура — давление. В породообразующих минералах таких скарнов (пироксены, гранаты, везувиан, кварц и др.) среди первичных включений доминируют существенно газовые или кристалло-флюидные, гомогенизирующиеся при температурах от 280 — 300 до 570 — 600° С, нередко с селективной сублимацией части минералов-узников. По фазовым превращениям при нагревании отмеченные кристалло-газовые включения аналогичны вакуолям высокотемпературных кварцев камерных пегматитов Центрального Казахстана, где они характеризуют специфическую стадию существования сверхплотных надкритических флюидов (Куршев и др., 1965).

Парагенетическая ассоциация минералов более поздней рудной стадии, наложенной непосредственно на скарны, характеризуется присутствием первичных многофазовых включений, в которых насчитывается, помимо газа и жидкости, до 12—15 минералов-узников. По данным Н. Г. Родзянко, в вертикальном разрезе скарново-рудного поля Тырнауза намечается изменение состава включений для одних и тех же (одновременных) ассоциаций минералов, выражающееся в появлении на глубоких горизонтах месторождения вакуолей с относительно большим количеством минералов-узников. Среди последних диагностированы под обычным и электронным микроскопом галит, сильвин, кварц, флюорит, карбонаты кальция и магния, рутил, молибденит, гематит, сульфиды меди и железа.

При нагревании таких полифазных включений в обычной термокамере полная их гомогенизация достигается редко при температуре от 300 до 600° С, так как вследствие большого давления, развивающегося при нагревании флюида, вакуоли обычно взрываются. Истинные температуры гомогенизации удается установить путем нагревания пластинок в автоклавах с внутренним давлением до 2000 атм.

Редко в этих включениях наблюдаются явления «двойной» гомогенизации (рис. 1), заключающиеся в том, что после частичной гомогенизации (исчезновения газового пузырька и растворения некоторых минералов-узников) при дальнейшем нагревании внутри вакуолей возникает новая флюидная фаза, энергично растворяющая оставшиеся минералы-узники в интервале температур 425—500° С.

Минералы последующих стадий гидротермального, преимущественно сульфидного оруденения отличаются преобладанием газовой-жидких включений, гомогенизирующихся по 1 типу, по Н. П. Ермакову, в интервале температур 90—320° С. Характерно, что начало каждой следующей стадии минералообразования на этом этапе формирования месторождений отличается более высокой температурой гомогенизации включений, чем конец предыдущей. Относительные перепады температур растворов достигли, вероятно, значительных величин, так как иногда фиксируются признаки естественной метаморфизации включений с образованием ореола сателлитов (рис. 2).

Следует отметить, что для минералов скарново-рудных месторождений в целом не типичны включения с жидкой углекислотой, которые отмечают лишь в сложных скарновых и кварц-силикатных прожилках,

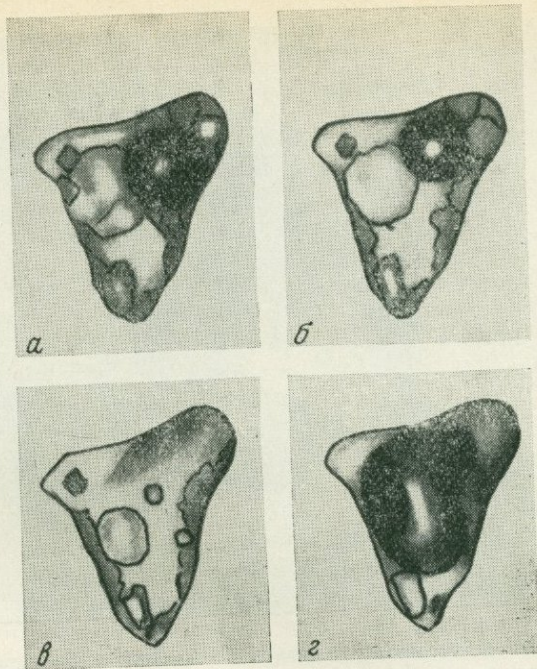
Рис. 1. «Двойная» гомогенизация многофазового включения в кварце

а — 20° С;

б — 200° С;

в — 380° С (частичная гомогенизация в жидкую фазу);

г — 450° С (момент появления новой флюидной фазы);
увел. 240



наложенных на образования главной стадии скарнирования, а также в наиболее поздних минеральных ассоциациях гидротермального этапа.

Относительно барических условий формирования скарновых месторождений пока еще имеются немногочисленные данные. Согласно исследованиям Н. Г. Родзянко (1965), давление в период образования скарновых залежей, вычисленное по литостатической нагрузке, вряд ли превышало 600 *атм*. Нами подсчитано, по методу С. Д. Малинина (1959) по включениям с углекислотой, что давление среды минералообразования в период становления кварц-силикатных прожилков достигало 650—700 *атм*. Расчеты давления для наложенной гидротермальной высокотемпературной стадии, по недавно предложенному методу В. Б. Наумова и С. Д. Малинина (1968) с использованием результатов декрепитации, дают приближенные цифры порядка 550—600 *атм*. Низкотемпературные сульфидные минералы кристаллизовались из растворов под давлением 150—200 *атм*.

Полиметаллические сульфидные месторождения и рудопроявления типа Садонского и Згидского отличаются устойчивым совпадением термобарических условий кристаллизации основных минералов для большинства нередко пространственно разобщенных районов. В них фиксируется однотипный комплекс преимущественно газово-жидких (редко с одним-двумя узниками) включений, обязательным компонентом которых является CO_2 . Максимальные температуры их гомогенизации не превышают 325—350° С. В пределах каждого месторождения выделяется одна дорудная и три-четыре рудные стадии минералообразования, обусловленные неоднократными тектоническими подвижками и реювенийными импульсами гидротермальных растворов.

Давление среды минералообразования при формировании полиметаллических сульфидных месторождений, как показывают расчеты, сделанные по методам С. Д. Малинина (1959) и В. Б. Наумова и С. Д. Малинина (1968), было не менее 550—600 *атм*, снижаясь на последних стадиях до 200—250 *атм*.

Сурьяно-ртутные телетермальные месторождения, привлекающие сейчас пристальное внимание геологов на Северном Кавказе, характе-

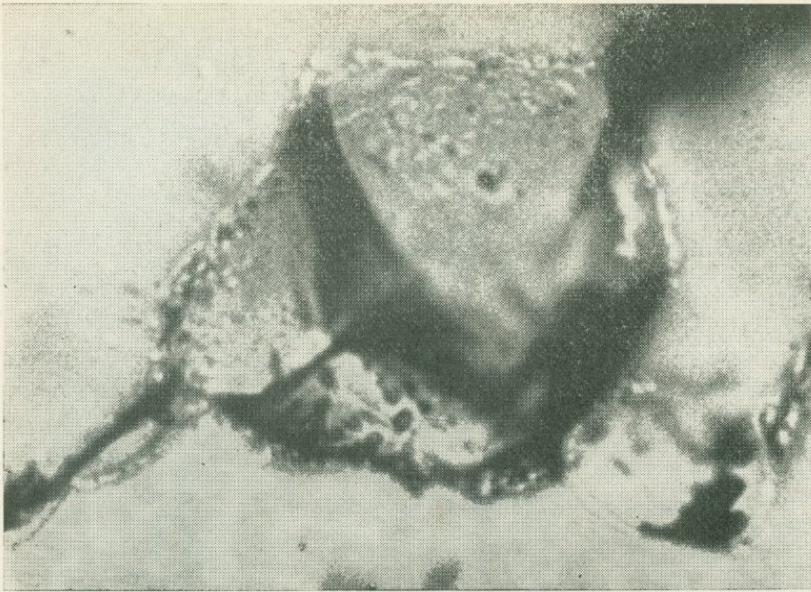


Рис. 2. Естественно взорванное, термально метаморфизованное включение в кварце урупского месторождения; увел. 120

ризуются своеобразным комплексом включений минералообразующей среды. В киновари, кварце, кальците и других минералах фиксируются вакуоли с существенно жидким до гомогенного водного или, напротив, с существенно газовым (углекислотным) заполнением, имеющие температуры гомогенизации от 50—60 до 220° С. Примечательно, что устанавливается несколько четких температурных интервалов отложения рудного вещества (150—170, 90—120, 50—60° С), обусловленных различной глубиной эрозионного среза (точнее, глубиной формирования) месторождений, что является весьма важным поисково-оценочным признаком.

Специфическими особенностями телетермальных минералов ртутных месторождений являются частое присутствие во включениях битумов переменного состава (Майский, Труфанов, 1967), а также признаки гетерогенного состояния рудообразующей среды (явления вскипания растворов, присутствие разнонаполненных сингенетичных включений и т. п.). Поэтому при расчетах давления среды минералообразования мы применили метод В. А. Калюжного (1955). Обнаружена довольно четкая зависимость барометрических условий кристаллизации минералов от глубины эрозионного вреза, причем общий диапазон давлений определен в интервале от 50 до 200 атм.

Медно-колчеданные месторождения типа Урупского только последние два-три года стали изучаться термометрическими методами, и в вопросах их генезиса имеется много дискуссионных моментов. Разногласия среди геологов, изучающих эти своеобразные объекты, касаются прежде всего роли гидротермальных растворов в образовании промышленного оруденения.

Термометрические исследования Урупского, Худесского, Больше-Лабинского и других участков, проведенные нами, а также данные О. С. Жамгоцева, В. И. Джумайло, В. И. Василенко и С. Ш. Журавлева показывают, что практически все руды в большей или меньшей степени испытали гидротермальную переработку и содержат своеобразный комплекс преимущественно жидких включений. Преобладающим типом

включений в минералах рудных стадий являются так называемые инкрустированные вакуоли, выполненные газом (25—30%), жидкостью (60—65%) и твердым осадком различных солей, локализирующихся по стенкам микрополостей.

Довольно обычны здесь, но недостаточно изучены специфические однофазовые включения, выполненные светло-желтой или желтовато-зеленой жидкостью с показателем преломления, почти равным кварцевому. Возможно, что это включения коллоидного вещества. Среди вторичных включений в рудах Урупского месторождения нередко обнаруживаются вакуоли с отчетливыми признаками термального метаморфизма и характерной звездчатой конфигурацией.

В секущих кварцевых и кварц-карбонатных прожилках, сопровождающих оруденение, устанавливаются обычные газово-жидкие вакуоли, содержащие иногда углекислоту и один-два минерала-узника.

Температура гомогенизации и декрепитации включений варьирует в широких пределах — от 90—120 до 425—450° С. Основная масса рудных минералов характеризуется температурой вакуумной декрепитации 200—350° С.

Определения давления среды минералообразования для медно-колчеданных месторождений отличаются большим разбросом данных даже для минералов одной стадии кристаллизации. Так, по методу В. А. Калюжного (1955), для кварц-карбонатных прожилков давление определено в пределах 150—300 атм. С использованием графиков декрепитации давление в период кристаллизации (или перекристаллизации) основных рудных минералов установлено от 220—250 (серно-колчеданные руды) до 500—550 атм (формирование медно-цинковых руд). Заметим, что стадия сплошных серно-колчеданных руд является более ранней, чем стадия медно-цинковых, и поэтому здесь намечается своеобразная инверсия барического режима рудообразования, причины которой обусловлены, по-видимому, многоэтапностью формирования месторождений и резкой сменой общегеологической обстановки.

Обсуждение результатов экспериментов

Полученные результаты термометрического изучения постмагматических месторождений Северного Кавказа являются, очевидно, предварительными, так как многие рудопоявления находятся в стадии разведки, а обработанный фактический материал вряд ли может рассматриваться как достаточно представительный для такой обширной металлогенической территории. Тем не менее кажется возможным охарактеризовать в первом приближении агрегатное состояние, температуру и давление среды рудообразования по крайней мере для верхних горизонтов отмеченных типов месторождений.

Присутствие в основных скарнообразующих минералах существенно газовых и кристалло-газовых включений, гомогенизирующихся в газовую фазу, позволяет, очевидно, с достаточной достоверностью говорить о значительной роли пневматолита в первые этапы формирования редкометальных месторождений. Особенно показательны в этом отношении явления двойной гомогенизации включений, которые можно объяснить с позиций рассмотрения диаграмм состояния систем типа $P-Q$, детально изученных М. И. Равичем (1968). Эти системы, наиболее типичными представителями которых являются водные растворы карбонатов и сульфатов щелочных металлов, отличаются двумя критическими точками. Первая критическая точка P практически совпадает с критической точкой воды, так как растворимость этих солей при повышении температуры уменьшается и в самой точке P ничтожна. Однако при

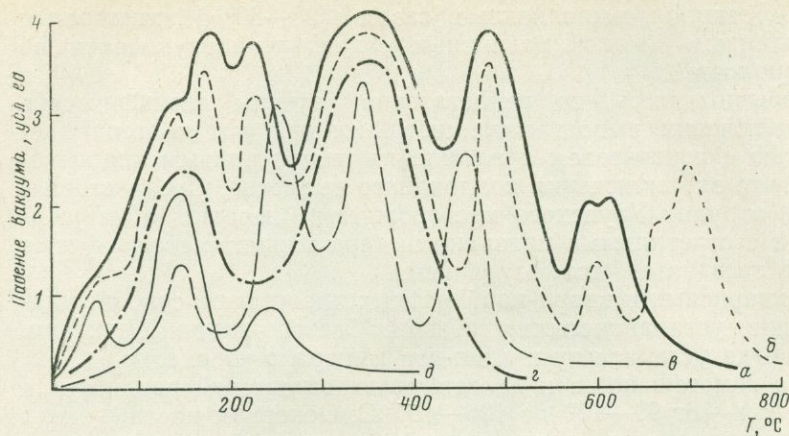


Рис. 3. Термовакuumные декрептограммы (обобщенные) по скарновым (а, б), медно-колчеданным (в), полиметаллическим (г) и сурьмяно-ртутным рудопроявлениям (д)

дальнейшем нагревании и соответствующем повышении давления достигается вторая критическая точка — Q , характеризующаяся резким повышением растворимости твердого компонента во флюидной фазе.

Нетрудно видеть, что наблюдавшиеся нами явления двойной гомогенизации включений очень близки по характеру фазовым превращениям в системах типа $P-Q$ и свидетельствуют о весьма активной роли сверхплотных надкритических флюидов в процессах скарнового минералообразования. Хорошим подтверждением возможности переноса значительных масс рудного вещества надкритическими флюидами являются и недавно опубликованные Н. И. Хитаровым, Л. А. Арутюняном и С. Д. Малининым (1967) результаты экспериментов по растворимости и транспортировке соединений молибдена в газовых средах.

Как показывает исследование включений, более поздние этапы становления скарново-рудных месторождений отличались существованием преимущественно жидких высококонцентрированных гидротермальных растворов, спорадическая трансформация которых в газовую или паровую фазу происходила только в периоды кратковременного приоткрывания трещин, и связанными с ним перепадами давления минералообразующей среды.

Хотя такое спорадическое вскипание рудного флюида не может рассматриваться как самостоятельная «пневматолитовая фаза», однако оно имело далеко идущие последствия, так как приводило к резкому нарушению равновесия между растворенными компонентами и растворителем. Гетерогенным состоянием растворов объясняются, по-видимому, и наблюдавшиеся Н. Г. Родзянко признаки существенных перепадов плотности содержимого включений в вертикальном разрезе рудных тел.

Рудоносные растворы, принимавшие участие в формировании остальных трех типов месторождений Северного Кавказа, характеризовались существенно жидким агрегатным состоянием, так как доминирующим типом включений в них являются газово-жидкие вакуоли, гомогенизирующиеся в жидкую фазу. Вместе с тем повышенные содержания углекислоты в растворах создавали предпосылки для гетерогенного состояния среды минералообразования, признаки которого наиболее обычны для низкотемпературных телотермальных ртутных месторождений. Объективная возможность гетерогенного состояния рудообразующих растворов подтверждается и новыми данными по исследованию системы H_2O-CO_2-NaCl , проведенному С. Такеночичи и Дж. К. Кеннеди (Takenouchi, Kennedy, 1965).

Типы месторождений		Генетические типы включений		
		первичные	первично-вторичные	вторичные
Скарновые	I этап	280° 570-600°	450° 425°	220° 150°
	II этап	425° 320°	160-220-280-300°	90-150°
Полиметаллические сульфидные		240-300-350°	150-200°	90-120°
Сурьмяно-ртутные		150° 220° 120°	60-70°	30-40°
Медно-колчеданные		425-450°	190-220°	90-120°

Рис. 4. Генетические типы включений и температуры их гомогенизации в минералах постмагматических рудных месторождений Северного Кавказа.

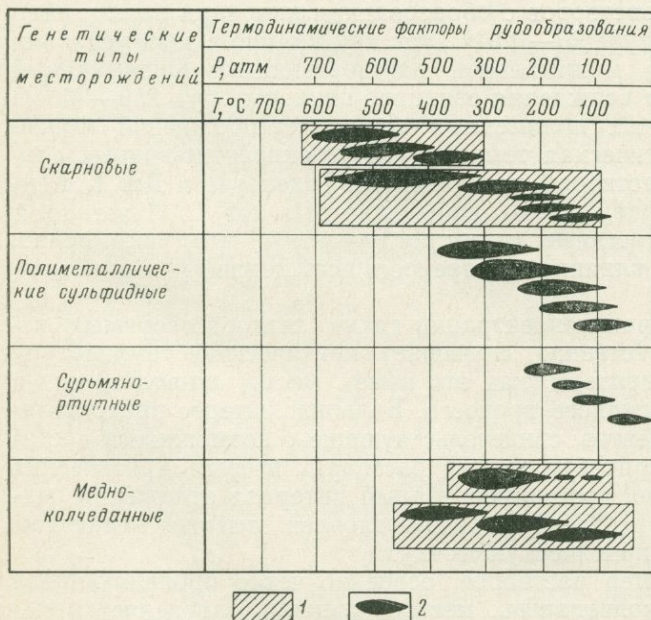


Рис. 5. Геохимическая диаграмма термодинамических условий формирования постмагматических месторождений Северного Кавказа

1 — этапы минералообразования; 2 — рудные стадии

Результаты определения температуры гомогенизации и декрепитации включений, как и барометрические исследования, позволяют наметить несколько основных моментов в термодинамике рудоносных растворов. С учетом реальных поправок на давление и концентрацию растворов, которые вряд ли превышают $+ (50-70)^\circ\text{C}$ даже для высокотемпературных стадий скарнового процесса, максимальные температуры кристаллизации основных минералов постмагматических месторождений Северного Кавказа находятся в пределах $600-650^\circ\text{C}$. Более высокие температуры, получаемые иногда методом декрепитации, связаны, по-видимому, с существенным перегревом газовых включений после их гомогенизации. Отмеченный максимум температур косвенно подтверждается и отсутствием на всех месторождениях специфических сотовых структур кварца, обусловленных $\alpha-\beta$ -полиморфными превращениями. Минимальные же температуры кристаллизации рудных минералов теле-термальных месторождений не превышают $60-70^\circ\text{C}$ (рис. 3).

Как показывает анализ фактического материала (рис. 4, 5), каждая парагенетическая ассоциация рудных минералов, свойственная тому или иному типу месторождений, характеризуется определенными, сравнительно узкими температурными интервалами отложения основных масс рудного вещества, которые целесообразно называть температурными барьерами рудообразования. Так, для скарновых месторождений показательны температурные барьеры: $450-570$, $300-350$, $220-280$ и $120-170^\circ\text{C}$, для полиметаллических: $250-280$, $190-210$, $100-120^\circ\text{C}$, для ртутно-сурьмяных: $150-170$, $90-120$ и $50-60^\circ\text{C}$, для медно-колчеданных: $250-320$ и $120-150^\circ\text{C}$.

Эти барьеры рудообразования, проявляющиеся в региональном плане на общем пульсационном непрерывно-прерывистом температурном фоне формирования месторождений, обусловлены, несомненно, как общегеологическими причинами (непокойная тектоническая обстановка, реювенильный характер гидротерм), так и изменениями внутренней структуры самих рудоносных растворов в связи с геохимической специализацией транспортируемых компонентов. Так, например, осаждение основной массы ртути из растворов с образованием киновари не случайно происходит при температуре $90-120^\circ\text{C}$, так как именно в этих условиях ее соединения обладают минимальной растворимостью. Оптимальный температурный интервал осаждения свинцово-цинковых руд $250-300^\circ\text{C}$ на большинстве изученных полиметаллических месторождений можно объяснить тем, что критическая температура углекислотно-водных слабо минерализованных растворов, по данным С. Такеноучи и Дж. К. Кеннеди (Takenouchi, Kennedy, 1965), определяется в 265°C . Ниже этой температуры ранее гомогенные растворы вскипают, что, несомненно, оказывает значительное влияние на перенос и осаждение рудных компонентов.

Повышение в растворах концентрации таких легко растворимых веществ, как галоиды, естественно, повышает критическую температуру углекислотно-водных гидротерм, как это имеет место, по-видимому, в сульфидную стадию скарнового процесса. Большой интерес представляют результаты экспериментов, свидетельствующие о возможности достижения в природных скарнообразующих растворах вторых критических точек (Q). Не исключено, что температурный интервал отложения редкометалльных минералов ($425-450^\circ\text{C}$) обусловлен именно переходом флюидов через вторую критическую точку.

Реювенильный характер растворов, особенно четко проявляющийся на скарновых и медно-колчеданных месторождениях, определяет и механизм скачкообразного изменения давления среды минералообразования. Хотя полученные разными методами экспериментальные данные не могут претендовать на большое совпадение с истинными значениями

(ошибка определения давления в лучшем случае снижается до $\pm 10\%$), обнаруженные перепады давления, несомненно, отражают динамику барического режима формирования месторождений.

Для скарновых месторождений абсолютные величины давлений могут быть ориентировочно оценены в 350—700 (пневмолитовый этап) и 150—600 *атм* (гидротермальный этап); для медно-колчеданных месторождений — 250—300 (серно-колчеданные руды), 550—600 (медно-цинковые руды) и 150—300 *атм* (секущие кварц-карбонатные прожилки); для полиметаллических и сурьмяно-ртутных — 250—600 и 50—200 *атм* соответственно.

Установленные на основании исследований включений особенности температурного и барического режимов формирования постмагматических месторождений Северного Кавказа позволяют наметить новые критерии для перспективной оценки разведываемых рудопроявлений. Существование сравнительно узких температурных (по-видимому, и барических) барьеров минералообразования наряду с пульсационным характером поступления термальных растворов является, очевидно, одной из причин не только площадной, но и вертикальной зональности отложения рудного вещества. Детальное изучение этих барьеров настоятельно необходимо при поисках слепых рудных тел и глубинной разведке уже открытых месторождений. Немаловажно и широкое внедрение в практику геологических работ декрептофонического метода поисков скрытого оруденения.

Основной задачей дальнейших исследований в этом направлении является пространственно-объемный термометрический анализ рудных полей, который даст возможность вплотную подойти к решению проблемы источника рудоносных флюидов и рудного вещества, структуры теплового энергетического поля месторождений и других кардинальных вопросов теории эндогенного рудообразования.

Температурные условия образования полиметаллических месторождений Садонской группы (Северный Кавказ)

Р. О. Радкевич

В пределах полиметаллического пояса Северного Кавказа на протяжении около 700 км при ширине 5—10 км известны сотни рудопроявлений и месторождений. Наибольший интерес в теоретическом и практическом отношениях представляют классические гидротермальные месторождения Садонской группы (Садон, Згид, Холст, Ногкау, Фаснал, Кадат и др.). Все эти месторождения относятся к жильному типу. Вмещающими породами являются каледонские гранитоиды, частично регенерированные в герцинский и более поздние тектоно-магматические этапы, а также эффузивно-осадочные породы нижней и средней юры. Абсолютный возраст оруденения Садонского месторождения, по нашим данным, 140 млн. лет ($K-Ar$ метод), т. е., вероятно, предкембрийский.

Минеральный состав руд месторождений весьма сходен. Рудные минералы представлены главным образом сфалеритом, галенитом, пиритом, пирротинном, халькопиритом, арсенопиритом, марказитом, магнетитом и гематитом. Жильные минералы — кварц, хлорит, различные карбонаты, барит. Последовательность развития стадий минерализации на отдельных месторождениях достаточно однообразна. Однако количественные соотношения между минералами и парагенетическими ассоциациями варьируют в широких пределах. Так, ранняя скарновая ассоциация, соответствующая дорудному скарновому этапу (Радкевич, Тобелко, 1966), обнаруживается лишь в некоторых жилах крупных и длительно развивавшихся месторождений Садонского рудного поля. Несколько больше распространена кварц-карбонат-пирротиновая ассоциация, характеризующаяся своеобразной субграфической текстурой. Расширение ареала распространения этой ассоциации по сравнению с распространением наблюдаемых ныне остатков дорудного скарна свидетельствует о том, что последние некогда были развиты гораздо шире, поскольку субграфические и частично массивные пирротиновые руды сформировались в основном в результате метасоматического преобразования кнэбелитового скарна при наложении гидротермальных процессов рудного этапа. Начало рудного этапа на всех изученных месторождениях знаменуется проявлением кварц-пиритовой стадии минерализации. Затем следует отложение основной массы сульфидов. Рудный этап завершается карбонат-сульфидной стадией минерализации. Послерудный этап представлен многочисленными кварцевыми, карбонатными и иногда баритовыми жилами и прожилками.

Приведенная краткая характеристика полиметаллических месторождений Садонской группы показывает, что они являются типичными и могут рассматриваться как эталонные объекты в данном генетическом классе гидротермальных месторождений. Поэтому использование их для выяснения наиболее общих физико-химических закономерностей рудообразования представляется вполне оправданным. Для определения температур отложения основной массы руд в настоящей работе применен комплекс методов геотермометрии: исследовался характер гомогенизации и декрепитации газово-жидких включений в минералах, использовались минералы-геотермометры и некоторые известные соотношения из области фазовых равновесий. Применение комплексных исследований обусловлено недостаточным совершенством каждого из методов, взятого

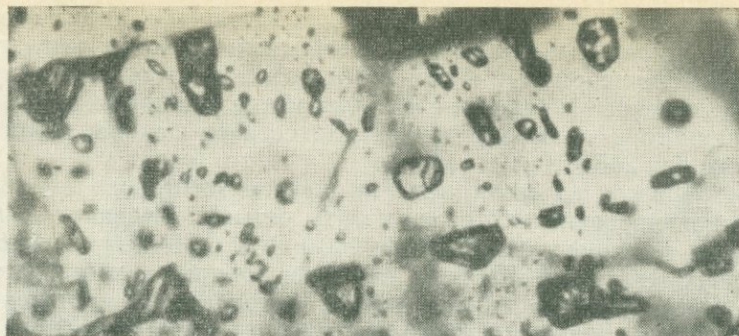


Рис. 1. Типы газово-жидких включений в клейофане. Месторождение Садон, участок Ход; увел. 290

в отдельности. Поэтому по возможности результаты, полученные с помощью разных методов, сопоставлялись между собой.

Методы геотермометрии, позволяющие непосредственно изучать газово-жидкие включения, относятся к числу наиболее перспективных. Однако исследование газово-жидких включений в минералах полиметаллических месторождений Садонской группы под микроскопом при увеличении 900 показало, что в подавляющем большинстве включения слишком малы для определения температуры методом гомогенизации (диаметр порядка первых тысячных долей миллиметра). В тех же случаях, когда они являются достаточно крупными (диаметром более 0,005—0,01 мм), действительно можно видеть, что включения достаточно разнообразны по типу и генезису. Так, в крупных кристаллах зеленовато-желтого садонского клейофана (до 2—3 см), выросших в призальбандовой части кварцевой жилы, наблюдаются газово-жидкие включения трех генетических типов (рис. 1). К первичным относятся беспорядочно рассеянные мелкие включения, гомогенизирующиеся в жидкую фазу при температуре 350—370°C при нагревании в термокамере В. Д. Калюжного (1958). Средние и крупные по размеру вакуоли, гомогенизирующиеся в интервале 150—190°C (в основном при 175°C), очевидно, относятся к группе первично-вторичных включений, поскольку их распространение в значительной мере определяется элементами спайности клейофана. У самых крупных включений связь с плоскостями спайности минерала выражена наиболее отчетливо, и они гомогенизируются при 150°C. Наконец, иногда обнаруживаются скопления включений, состоящие из многих десятков мелких вторичных включений; они приурочены к секущим трещинкам и одновременно гомогенизируются при 130°C. В кварце, ассоциирующем с клейофаном, включения гораздо мельче. Для наиболее крупных из них визуальное, по диаграмме Н. П. Ермакова (1950), устанавливается интервал температуры образования 150—215°C, что, по-видимому, отвечает периоду формирования первично-вторичных включений в клейофане. Характерно, что начало массовой декрепитации этого кварца, так же как и клейофана, приурочено к температуре 370°C.

Рассмотренная минеральная ассоциация с зеленовато-желтым клейофаном, столь переполненным включениями, что напоминает решето, в целом для Садонского месторождения не очень типична, и, судя по характеру распределения окраски в кристаллах клейофана, последние претерпели значительные преобразования после отложения.

В другом, более простом и типичном случае методами гомогенизации и декрепитации изучен сфалерит из галенит-сфалерит-халькопиритовой ассоциации. Температура начала массового растрескивания и гомогенизации газово-жидких включений здесь составляет 310°C. Аналогичная

температура образования получена и для кальцита Садонского месторождения. Первичные включения кальцита гомогенизируются при 300°С, первично-вторичные — при 200 и, наконец, вторичные — при 90°С. Первично-вторичные включения из клейофана месторождения Ногкау, расположенного в непосредственной близости от Садона, гомогенизируются также при 205°С.

Таким образом, по гомогенизации изученных газовой-жидких включений, ориентировочно можно наметить четыре генерации включений, отвечающие температурам 370, 300, 200 и 100°С. Первичные включения первых двух генераций в общем наиболее мелкие, и поэтому температурные оценки методом гомогенизации проводить по ним трудно. При этом включения, соответствующие II генерации, выражены более отчетливо, чем I. Включения III и IV генераций, наблюдающиеся чаще всего, наиболее крупны и пригодны для целей геотермометрии. Очевидно, вывод В. Ф. Лесняка (1954), исследовавшего гомогенизацию включений в минералах Садонского месторождения, о том, что наиболее интенсивное выделение сульфидов, по-видимому, имело место при температурах 170—110°С, обусловлен именно этим обстоятельством. Приводимые В. Б. Черницыным (1961) данные¹ о температурном интервале гомогенизации газовой-жидких включений (160—170°С) в кристалле кварца поздней генерации из месторождения Хаником хорошо согласуются с нашими наблюдениями.

Чтобы получить достаточно всеобъемлющее представление о температурных условиях таких крупных и сложных месторождений, как Садон и Згид, необходимо провести столь большое количество замеров индивидуальных включений, что выполнить такую работу с помощью трудоемкого метода гомогенизации практически невозможно. Поэтому нами был применен метод декрепитации, который, как известно, вполне экспрессен, дает статистические результаты и позволяет исследовать не только жильные, но и рудные минералы, причем малый размер включений не является препятствием.

Исследование декрепитации минералов проводилось автором на высокочувствительной установке с пьезодатчиком в ГЕОХИ АН СССР по методике, описанной Б. И. Малышевым, В. Б. Наумовым и Г. И. Пановым (1964). Для проверки работы аппаратуры в качестве эталона исследован кварц месторождения Солнечное (Хабаровский край). Установленная температура образования этого кварца (350°С) хорошо согласуется с данными, приведенными в работах В. Б. Наумова и Т. М. Суцевской (1966), а также других авторов. Всего нами исследовано более 220 мономинеральных фракций, отобранных из проб, представляющих различные горизонты и жилы месторождений. В процессе эксперимента монофракции нагревались до температуры 550°С. Проверка хромель-алюмелевой термопары проводилась при нагревании и обратном охлаждении по пяти точкам температуры: воздуха в помещении, кипения воды и плавления металлических олова, висмута и цинка.

Полученный цифровой материал изображен в виде декрептограмм. Однако по оси ординат количество импульсов отложено не в линейном, а в логарифмическом масштабе, что дает следующие преимущества.

1. Изображение полной картины растрескивания во всем интервале нагрева (до 550°С). Если же использовать линейный масштаб, максимумы растрескивания в области большого числа импульсов окажутся вне графика, а произвольный выбор величины масштаба по оси ординат будет влиять на интерпретацию полученного результата, что даст неполную информацию о характере растрескивания.

2. Сглаживание деталей декрептограмм в области большого количе-

¹ Определения выполнены в лаборатории Н. П. Ермакова (МГУ).

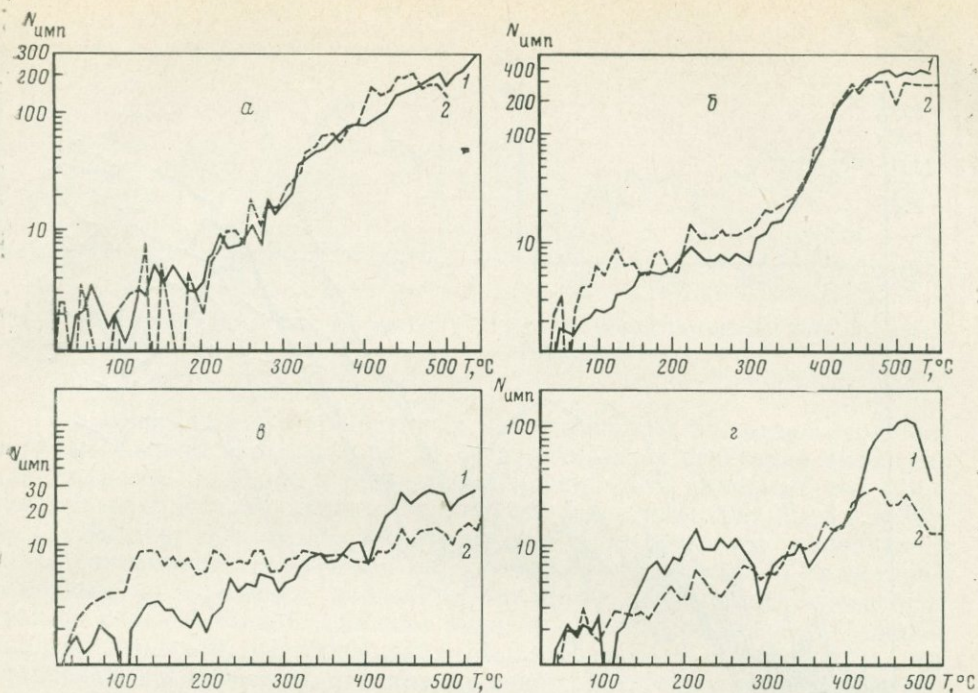


Рис. 2. Сравнение обобщенных декрептограмм минералов месторождений Садон (1) Згид (2)

а — пирит; б — сфалерит; в — галенит; г — кварц

ства импульсов и, наоборот, большая контрастность деталей в области малого количества импульсов, что особенно важно при определении начала массового растрескивания, по которому оценивается температура образования минерала.

3. Сопоставление полных картин растрескивания по обобщенным декрептограммам для минералов с интенсивным (например, сфалерит и кальцит) и слабым (галенит) растрескиванием.

Нами использованы обобщенные декрептограммы двух типов. Декрептограммы первого типа (см. рис. 4—6) построены по среднеарифметическим значениям количества импульсов в пределах одних и тех же температурных интервалов отсчета (10°C), полученных при неоднократном нагревании монофракции одной пробы. Декрептограммы второго типа (см. рис. 2, 3) представляют собой среднеарифметическую картину растрескивания различных проб минерала, отобранных с разных участков месторождений, и при их построении использован усредненный цифровой материал по отдельным пробам. Декрептограммы приведены полностью, включая высокотемпературный участок нагрева, поскольку метод еще находится в стадии разработки и не исключена возможность, что полная картина растрескивания окажется полезной не только для геотермометрии, но и послужит иным целям, например диагностическим.

Естественно, что наибольший интерес представляет сравнение двух крупнейших месторождений района — Садонского и Згидского. Расстояние между этими месторождениями сопоставимо с протяженностью каждого из них по простиранию. В минералого-геохимическом отношении они характеризуются многими общими чертами. В то же время Садонское месторождение в целом расположено гипсометрически несколько ниже, чем Згидское.

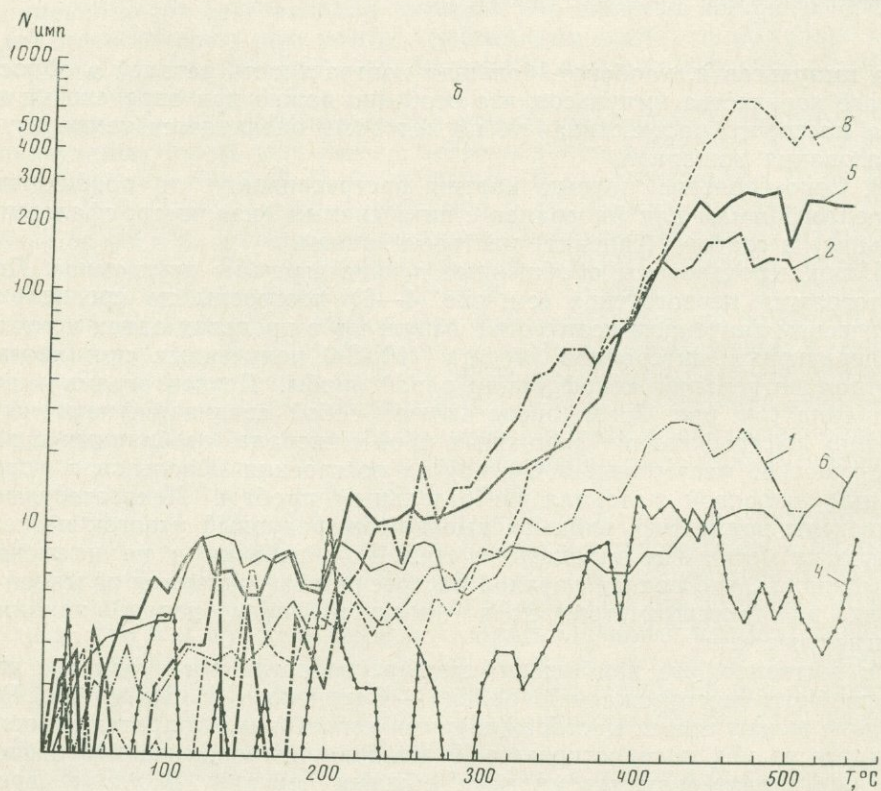
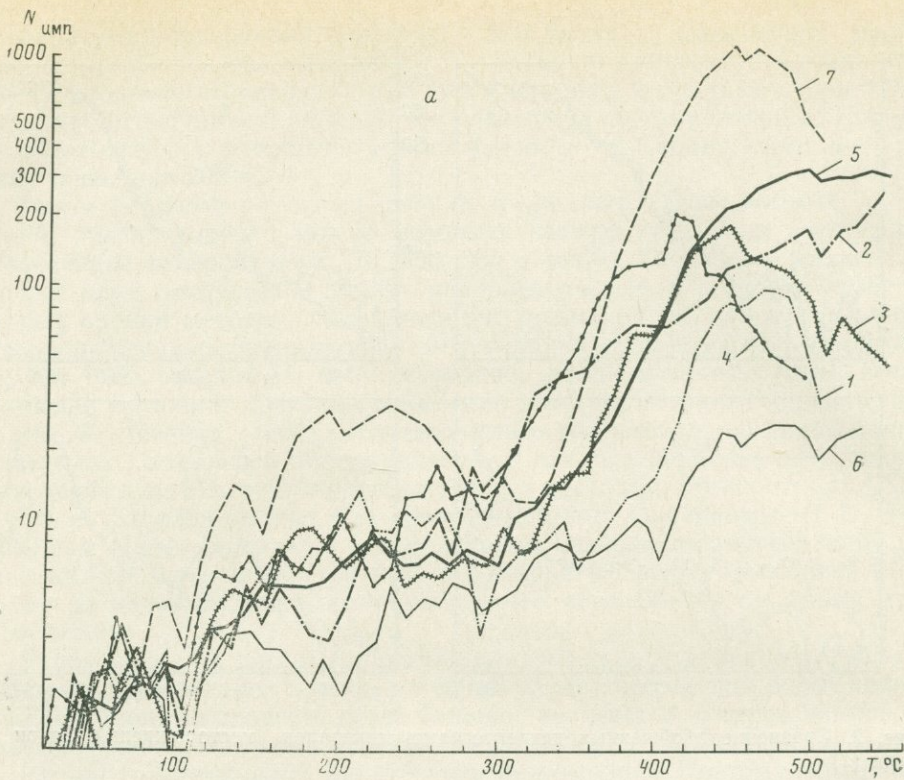


Рис. 3. Графики с обобщенными декрептограммами главных минералов Садонского (а) и Згидского (б) месторождений

1 — кварц; 2 — пирит; 3 — пирротин; 4 — халькопирит; 5 — сфалерит; 6 — галенит; 7 — карбонат; 8 — кальцит

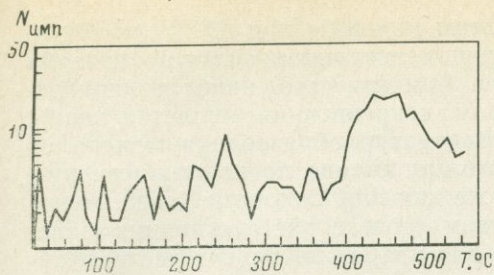


Рис. 4. Декрептограмма кварца, месторождение Холст

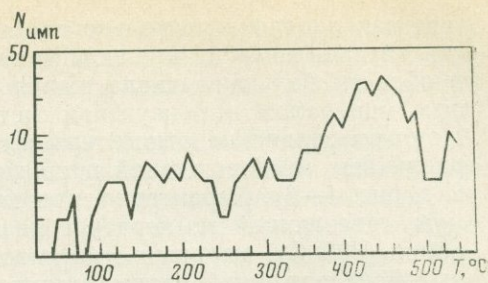


Рис. 5. Декрептограмма кварца, месторождение Кадаг

При сопоставлении обобщенных декрептограмм по отдельным минералам Садона и Згида (рис. 2) обнаруживается отчетливо выраженное сходство, особенно у рудных минералов. Для галенита это сходство, даже в деталях, столь очевидно, что вряд ли может быть случайным. Вполне возможно, что характер декрептограмм галенита в значительной мере обусловлен окислением этого минерала, отчетливо заметным по изменению окраски в результате нагревания от серебристой до синей и черной. Главные рудные минералы — галенит и сфалерит на Згидском месторождении характеризуются повышенным, по сравнению с Садонским, средним уровнем растрескивания в низкотемпературной области. По-видимому, это явление может быть обусловлено гораздо более интенсивным проявлением динамометаморфизма садонских руд по сравнению со згидскими и частичной потерей газообразных включений в результате последующей перекристаллизации минералов. Для главных жильных минералов — кварца и кальцита — наблюдается обратная картина в соотношении средних уровней растрескивания, что, очевидно, отражает несколько более высокую температуру первичного минералообразования в условиях Садонского месторождения.

Интересно отметить, что подавляющее большинство полученных декрептограмм характеризуется наличием в области низких температур дополнительных пиков, которые, очевидно, соответствуют вторичным включениям. Это наблюдение хорошо согласуется с выводами о широком развитии внутрирудных и послерудных преобразований изученных минералов (Радкевич и др., 1963; Радкевич, Волкова, 1966).

Рассмотрение графиков, на которых совмещены обобщенные декрептограммы по всем главным минералам Садонского и Згидского месторождений (рис. 3), показывает, что в подавляющем большинстве минералы отлагались при температуре около 300°C (начало массового растрескивания). Минимум на обобщенных декрептограммах, отвечающих температуре около 200°C , отчетливее выражен у минералов Згида, а 100°C — у минералов Садона. Минимум (или ступенька), отвечающий температурному интервалу $370\text{--}400^{\circ}\text{C}$, на обобщенных декрепто-

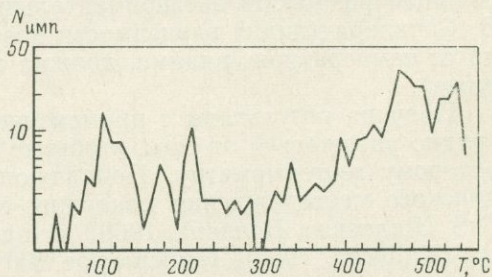


Рис. 6. Декрептограмма кварца, месторождение Фаснал

граммах проявлен несколько слабее, чем минимум при 300° С, что отчасти обусловлено сглаживающим влиянием логарифмического масштаба в области большого числа импульсов. Как известно, наиболее пригодным минералом при изучении методом декрепитации является кварц. Поэтому сравнение относительных температур образования минералов различных месторождений проведено нами именно по кварцу (см. рис. 2, г, рис. 4—6). Характерно, что, так же как для Садона и Згида, минимум, отвечающий температуре начала массового растрескивания минералов (300° С), выражен отчетливо и для кварца из других исследованных месторождений полиметаллического рудного пояса Северного Кавказа. В целом, следовательно, между основными закономерностями, выявленными с помощью методов гомогенизации и декрепитации, намечается достаточно хорошее соответствие. Однако полностью оценить и выделить маскирующее влияние на эффект декрепитации факторов, не связанных непосредственно со взрывом включений, не удалось.

Косвенным подтверждением приведенных выше температурных определений является наличие в рудах этих месторождений каплевидных включений самородного висмута, температура плавления которого 271,3° С. Другой минералогический геотермометр — распад твердого раствора в системе халькопирит — валлериит указывает для месторождений Згид и Садон нижний предел температуры образования эмульсионных включений этого состава в сфалерите — 225° С (Borchert, 1934).

Представляет интерес оценить температуру образования руд Садона и Згида по коэффициентам распределения изоморфных примесей между двумя сосуществующими минеральными фазами. График зависимости коэффициентов распределения от температуры опубликован в работе П. Бартона и Б. Скиннера (Barton, Skinner, 1967). Средние содержания и остальные статистические параметры распределения кадмия в сфалеритах и галенитах Садона и Згида приведены в таблице.

Параметры распределения кадмия в сфалеритах и галенитах Садона и Згида и оценка средней температуры образования этих минералов по коэффициенту распределения кадмия

Месторождение	Сфалерит			Галенит			$K_{Cd}^{Sph} : Cl$	$\log K_{Cd}^{Sph} : Cl$	T, °C
	\bar{c}	ε	N	c	ε	N			
Садон .	0,50	2,52	97	0,003	3,5	47	166,7	2,2219	360
Згид . .	0,56	2,63	42	0,003	2,85	29	186,5	2,2700	340

Температурные оценки для руд Садона и Згида, полученные этим методом путем экстраполяции экспериментальных данных, равны соответственно 360 и 340° С, что вполне удовлетворительно, с точки зрения изложенных выше данных. Подобные расчеты были проведены автором и по коэффициенту распределения марганца между сфалеритом и галенитом. Однако результаты температурных оценок получились явно завышенными (по крайней мере втрое). Это, возможно, обусловлено сильным разбросом экспериментальных данных в работе П. Бартона и Б. Скиннера (линия зависимости коэффициента распределения марганца от температуры, видимо, должна проходить на графике значительно ниже).

Получив результаты с применением пяти методов геотермометрии, трудно удержаться от того, чтобы не сравнить их с оценками по сфалеритовому геотермометру. Подавляющее большинство сфалеритов Садонского месторождения содержит железо в количестве 7—8 мол. % FeS (Радкевич, Волкова, 1966), что соответствует, по фазовой диаграмме (Kullerød, 1953), температуре 300° С. По-видимому, это соответствие

с данными, полученными с использованием прочих методов, следует считать простым совпадением, особенно если учесть многочисленные и серьезные критические замечания в адрес сфалеритового геотермометра (Barton, Toulmin, 1966).

Обобщение результатов температурных оценок, выполненных с помощью шести методов геотермометрии, позволяет сделать вывод, что образование руд месторождения Садонской группы происходило в широком интервале температур, начиная с 400 — 370°С и кончая температурами, обусловленными нормальным геотермическим градиентом. При этом привлекают внимание отчетливо выраженные температурные «реперы», соответствующие 370, 300, 200 и 100°С. Полученные данные хорошо согласуются с оценками температур образования минералов в рудах (Балицкий, Любофеев, 1962) и околожильно-измененных породах (Хрусталева, 1965) месторождений Северо-Западного Кавказа, а также с результатами геотермометрических исследований околожильно-измененных пород собственно Садонского месторождения (Кузнецов, Кобилев, 1967). Это позволяет экстраполировать полученные выводы на большинство других месторождений полиметаллического пояса Северного Кавказа. Не исключена возможность, что причина постоянства геотермического режима рассмотренных месторождений заключается не только в их генетическом родстве, но и в сходстве условий локализации рудных тел, для которых юрские и прочие песчано-сланцевые породы играли роль геохимического, в частности температурного, экрана, а предрудные эффузивы, с которыми парагенетически связано оруденение, способствовали достаточно равномерному прогреву данной структурно-металлогенической зоны.

Учитывая, что от установленной общей закономерности существенно не отклоняются и другие месторождения Северного Кавказа, выдержанность главных температурных реперов и конвергентность геохимических особенностей руд проще всего объяснить закономерным прохождением ряда последовательных волн гидротерм, приводящих к частичному переотложению и перекристаллизации руд месторождений.

В заключение автор выражает благодарность младшему научному сотруднику ГЕОХИ АН СССР В. Б. Наумову за консультацию и содействие в проведении исследования газово-жидких включений.

Температурные особенности формирования субвулканических золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР

В. И. Гончаров, В. И. Найбородин, А. А. Сидоров

В Охотско-Чукотском вулканогенном поясе, формировавшемся с апта до палеогена включительно и разделяющем области мезозойской и кайнозойской складчатости, широко развиты субвулканические месторождения золото-серебряной формации. Они обнаруживают возрастную, а часто и пространственную связь с поздними и заключительными вулканоплутоническими ассоциациями мезо-кайнозойских вулканогенных зон. Месторождения контролируются крупными зонами разломов, с которыми связаны обширные поля гидротермально измененных пород — низкотемпературных пропилитов, гидротермальных кварцитов и аргиллитов. В. Линдгрэн относил подобные месторождения к классу эпитермальных, образованных восходящими растворами в температурном интервале 200—50°С при среднем давлении. Г. Шнейдерхен допускал, что при определенных условиях температура минералообразования на субвулканических месторождениях могла достигать 300°С.

Рудные тела золото-серебряных месторождений Северо-Востока представлены жилами выполнения и метасоматическими жилами, состоящими преимущественно из кварца и подчиненного количества адуляра, кальцита и других карбонатов; рудные минералы составляют в большинстве случаев не более 1% жильной массы. По составу продуктивной ассоциации выделяются золото-пираргиритовый, золото-аргентитовый и золото-сфалерит-галенитовый минеральные типы месторождений (Сидоров, Найбородин, 1968).

Для руд жильных минералов месторождений характерны коллоидные и метакolloидные текстуры и тонко-мелкозернистые структуры, свойственные условиям стесненной кристаллизации. В метакolloидном кварце едва различаются мельчайшие первичные и мнимо-вторичные включения, которые трудно поддаются изучению обычными термо- и барометрическими методами. Они, вероятно, характеризуют образование многокомпонентных гелей и последующую их раскристаллизацию. Образование многокомпонентных гелей может быть связано с резким падением давления и температуры в гидротермальной системе и изменением рН растворов от смешения с вадозными водами.

Термометрическому изучению были подвергнуты главным образом кварц и кальцит ранних и поздних (по отношению к продуктивным) ассоциаций. Все минералотермометрические исследования проводились методом гомогенизации газовой-жидких включений в термокамере конструкции Ю. А. Долгова, Л. Ш. Базарова. При этом выбирались преимущественно первичные идиоморфные включения в виде негативных кристаллов, гораздо реже — мнимо-вторичные. Температуры гомогенизации, во всех случаях происходившей в жидкую фазу, принимались за истинные температуры образования минералов, так как поправкой на давление можно пренебречь вследствие малых глубин формирования субвулканических месторождений (по геологическим данным — до 500—700 м). Объектами изучения явились Хаканджинское, Карамкенское, Агатовское и другие месторождения, представляющие различные минералогические типы золото-серебряной формации.

Хаканджинское месторождение приурочено к трещинной субвулканической интрузии липаритов позднего мела. Рудные тела расположе-

ны в гидротермальных кварцитах каолинит-гидрослюдистой фации и представлены серией жил и прожилков в мощной зоне дробления. Жилы и прожилки имеют существенно кварцевый состав, подчиненное значение имеют адуляр, кальцит и доломит. Характерной особенностью руд является присутствие значительных количеств родонита и родохрита, которые замещаются марганцевыми окислами. В состав продуктивной ассоциации входят самородное золото (электрум с пробностью 540—650), самородное серебро, аргентит, а также в незначительном количестве галенит, сфалерит, халькопирит.

Ранняя продуктивная генерация кварца (кварц I), чаще всего совместно с родонитом, родохритом и адуляром, образует колломорфные ритмично-полосчатые, концентрически-зональные и сферолитовые агрегаты; этому кварцу свойственна тонко- и мелкозернистая аллотриоморфная или призматическая структура. С ним ассоциируют рудные минералы, в том числе электрум и аргентит, которые в смеси с другими минералами образуют темно-серые полосы. Кварц продуктивной ассоциации густо насыщен мельчайшими включениями различного типа.

Кварц II генерации образует агрегаты поперечно-шестоватой и радиально-лучистой текстуры, состоящие из призматических кристаллов длиной до 2—5 см. Окраска кварца II водяно-прозрачная, молочно-белая и фиолетовая. Строение кристаллов обычно зональное. Зональность выражена полосами разной окраски. Фиолетовый цвет различной интенсивности, как правило, тяготеет к головкам кристаллов, возникая на завершающей стадии их роста. В некоторых жилах аметистовидный кварц играет существенную роль. Именно кварц II оказался наиболее благоприятным объектом для термометрических исследований, все результаты которых приведены в таблице. Изучение строения агрегатов и отдельных зерен этого кварца, а также приведенные замеры температур гомогенизации двухфазовых включений позволили выделить в нем два зарождения. Первое зарождение (кварц II-I) характеризует начало роста кварца II и представляет собой призматические серовато-белые кристаллики с довольно большим количеством газовой-жидких включений. Гомогенизация первичных включений корневой части кристаллов происходит при температуре 410—390° С, по направлению к вершинам постепенно снижается до 335—322° С. Началом второго зарождения (кварц II-II) служит изометрично-зернистый агрегат, отложившийся на головках кристаллов первого зарождения. Кварц этой зоны насыщен мельчайшими газовой-жидкими включениями, придающими ему молочно-белый цвет. Гомогенизация первичных включений наступает при температуре 370—362° С. Развивающиеся из этой зоны клиновидные призматические кристаллы характеризуют дальнейший спад температуры минералообразования. Многочисленные замеры температур гомогенизации первичных и мнимо-вторичных включений, сделанные в различных частях этих кристаллов от корневой части до вершины, дают довольно широкий температурный диапазон — от 370 до 222° С. Таким образом, температурные интервалы кристаллизации кварца II-I и II-II существенно различны. Очевидно, кварц II-I отлагался в более стабильных термодинамических условиях, что могло явиться следствием постоянного притока высокотемпературных порций растворов или быстрой кристаллизации при относительно высокой концентрации кремнезема в растворе. Кварц II-II кристаллизовался при непостоянных физико-химических условиях.

Кальцит, относительно широко распространенный на отдельных участках месторождения, также представлен двумя генерациями. Гомогенизация первичных и мнимо-вторичных включений для разных по окраске кальцитов I генерации осуществляется в довольно широком интервале температур — от 400 до 336° С. Кальцит I замещается по спайности

Температуры гомогенизации газово-жидких включений в минералах
Хаканджинского месторождения

№ обр.	Место взятия образца	Минерал и его характеристика	Число замеров	T _{гом} , °C
320 — 3	Канавка 46, кварцевая жила с окислами марганца	Кварц II-I	12	410—390
		корневая часть кристаллов	1	230 *
		центральная часть кристаллов	10	370—340
		головки кристаллов	5	335—322
			4	210—192 *
		Кварц II-II		
мелкозернистый кварц	5	370—362		
корневая часть призматических кристаллов	17	340—298 **		
головки кристаллов	10	269—222		
409	Верховье руч. Мой, прожилки гребенчатого кварца	Кварц II молочно-белый, призматические зональные кристаллы	18	357—295 **
705	Там же, кварцевая жила с друзами горного хрусталя	Кварц II водяно-прозрачный		
		средняя часть кристаллов	4	350—345
		головки кристаллов	2	330—310
4,7	Канавка 25, жилы и прожилки гребенчатой и крустификационной текстур	Кварц II		
		молочно-белый, головки кристаллов	6	337—233
			5	174—104 *
		аметистовидный	3	307—236
			4	133—130 *
378	Верховье руч. Ягодный, жила Аметистовая	Кварц II аметистовидный, оцемментирован тонкозернистым кварцем III	5	230—250
82	Канавка 42, кварцевые прожилки висячем боку рудного тела	Кварц II-II, серовато-белый	5	118—93 *
			2	333—330
322	Канавка 53, кварцевая жила гребенчатой текстуры	Кварц II, молочно-белый, головки кристаллов	4	312—300
321	Там же, кварцевая жила «кавернозной» текстуры	Кварц, мелкие призматические кристаллики из «каверн»	1	205 *
725	Штольня 1, карбонат-кварцевая жила с окислами марганца	То же	1	327
			3	315—285
706	Там же, родохрозит-родонит-кварцевая жила с пиритом	Кварц II короткопризматический, зональный, головки кристалликов	12	321—290
461 — 1	Скважина 20, кварц-кальцитовая жила в рудном теле	Кварц мелкопризматический, головки кристаллов	3	350—320
		Кальцит	1	150
		молочно-белый	3	400—396
		серый	4	355—332
		темно-серый	4	375—336
381	Канавка 25, кварцевая жила гребенчатой текстуры		3	300—296 *
		Кальцит I крупнокристаллический, сильно замещенный кварцем	5	342—305
300	Штольня 1, родохрозит-родонит-кварцевая жила	Кальцит II молочно-белый	2	240

* Температура гомогенизации вторичных газово-жидких включений.

** Контрольные замеры проведены в Лаборатории рудообразующих растворов Института геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск.

молочно-белым тонкозернистым кварцем, позднее зарождение которого характеризуется включениями с температурой гомогенизации 352—274° С. Кальцит II, выделявшийся иногда в ассоциации с доломитом после призматического кварца II, характеризуется газово-жидкими включениями с температурой гомогенизации 240° С. Очевидно, к этому периоду относится появление в головках кристаллов кварца II вторичных газово-жидких включений, гомогенизирующихся при температурах 205° С и ниже.

Таким образом, исследованный нами период гидротермального минералообразования на Хаканджинском месторождении характеризуется тем, что минералы выделялись при сравнительно высоких температурах — от 410 до 200° С, соответствующих гипо- и мезотермальным условиям, по В. Линдгрёну. Низкотемпературный период образования минералов практически отсутствует. Однако, как уже отмечалось выше, минеральной ассоциации с призматическим кварцем II предшествует продуктивная ассоциация метаколлоидного кварца с такими минералами, как родонит, родохрозит и адуляр. Принимая во внимание то, что какие-либо значительные перерывы между отложением этих двух ассоциаций отсутствуют, а призматический кварц II-I тесно связан с формированием метаколлоидных агрегатов, можно предположить, что продуктивная ассоциация образовалась при температурах не ниже 410° С. Метаколлоидное строение агрегатов этой ассоциации свидетельствует о сравнительно быстрой их кристаллизации из пересыщенных растворов в узком температурном интервале. Согласно экспериментальным данным (Hemly, Jones, 1964), верхний предел устойчивости каолинита, образовавшегося в составе гидротермальных кварцитов в прерудный этап, равен примерно 350° С. Следовательно, к началу процесса рудоотложения на месторождении происходит существенное повышение (по крайней мере на 50—60°) температуры гидротермальных растворов, причина чего достаточно ясна.

Карамкенское месторождение приурочено в основном к субвулканическим телам плагиогранит-порфиров, липаритов и андезитов, прорывающих кислые вулканы верхнего мела. Рудные тела представлены протяженными кварцевыми и кварц-карбонатными жилами, кварцевыми метасоматическими жилами, а также прожилково-вкрапленными зонами. Для жил месторождения характерны ритмично-полосчатые, каркасно-пластинчатые, брекчиевые текстуры. По характеру продуктивной ассоциации месторождение относится к золото-пираргиритовому типу. Температура гомогенизации газово-жидких включений в призматическом кварце продуктивных этапов находится в интервале 176—206° С. На других месторождениях и рудопроявлениях золото-пираргиритового типа (сопка Рудная, Пепенвеем) температура гомогенизации газово-жидких включений в золотосном кварце равна 170—174° С.

Агатовское месторождение по составу продуктивной ассоциации относится к золото-сфалерит-галенитовому типу. Оно представлено многочисленными жилами, расположенными преимущественно в эффузивных породах андезитового состава, подвергшихся низкотемпературной пропилитизации карбонат-хлоритовой фации. Рудные тела состоят из кварца и различных карбонатов, преимущественно кальцита, доломита и анкерита; существенное значение имеют сульфиды — галенит, сфалерит, халькопирит и марказит, которые совместно с электрумом слагают продуктивные ассоциации. Минералообразование на месторождении происходило в несколько стадий, отчетливо устанавливаемых обычными методами.

1. Стадия метаколлоидного и колломорфного кварца имела локальное распространение, преимущественно на западном фланге рудного поля в жилах Лунная, Аметистовая и других. Метаколлоидный кварц образует характерные для близповерхностных золото-серебряных месторождений агрегаты ритмично-полосчатой и каркасно-пластинчатой текстуры. Среди

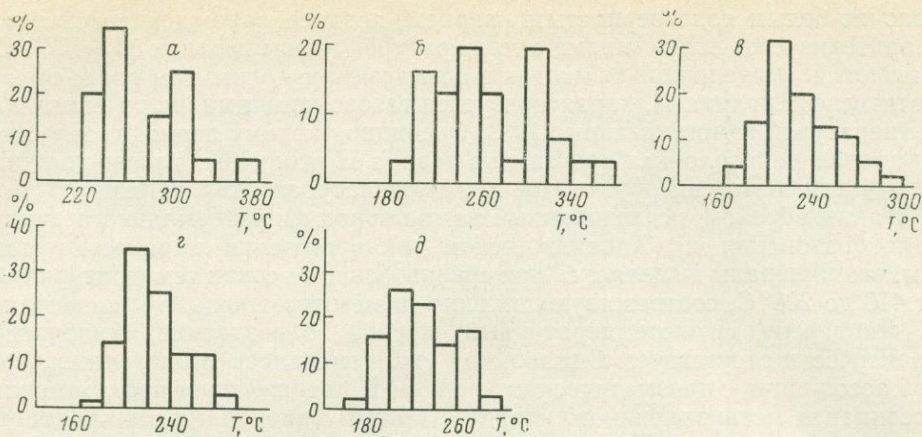


Рис. 1. Гистограммы распределения температур гомогенизации газовой-жидких включений в минералах Агатовского месторождения

а — призматический кварц I в метаколлоидных агрегатах, жила Лунная (21 замер); *б* — кварц II, жила Предсездовская (31 замер); *в* — кварц III, все жилы (186 замеров); *г* — кварц III, жила Предсездовская (115 замеров); *д* — кальцит I и кальцит II, жила Предсездовская (88 замеров)

них нередко развиваются крупнопризматические кристаллы, которые завершают образование крупных полос кварца. Гомогенизация газовой-жидких включений в призматическом кварце одной из полос (она рассекается колломорфным более поздним кварцем) происходит в интервале температур 365—290°C (рис. 1). Вторичные газовой-жидкие включения гомогенизируются при температурах 245—225°C. Рудные минералы в ассоциации с метаколлоидным кварцем (все разновидности которого мы условно объединяем в I генерацию) не установлены.

2. Золото-полиметаллически-кварцевая стадия выражена двумя ассоциациями примерно одинакового состава. Ранняя ассоциация проявлена слабо в виде узких призматических оторочек, имеющих тонко- и мелкозернистую структуру и равномерно вкрапленную текстуру. Она состоит из кварца II, галенита I, сфалерита I, халькопирита I и иногда пирита I. На основании статистической обработки 31 замера температур гомогенизации газовой-жидких включений в кварце II в интервале 360—190°C выделяются три максимума: 310, 250 и 210°C (см. рис. 1). Минералогическое изучение показывает, что последние два максимума связаны с наложением последующей ассоциации гребенчатого кварца (III генерация). Кристаллизация кварца II происходила при температурах 360—300°C. Одновременно с ним и в тех же температурных условиях отлагались сфалерит I (содержит 7,24% железа), галенит I и халькопирит I. Гораздо более распространена поздняя ассоциация крупнозернистых галенита II, сфалерита II (содержит 7,29% железа), халькопирита II и гребенчатого кварца III, которые часто в виде полосок крустифицируют обломки ранней ассоциации. По данным многочисленных замеров температур гомогенизации газовой-жидких включений, гребенчатый кварц завершающий выделение минералов второй стадии, кристаллизовался в интервале температур 320—160°C. Большой температурный интервал кристаллизации находится в соответствии с крупным масштабом проявления данной генерации кварца. Статистическая обработка полученных данных обнаруживает в этой совокупности один максимум с температурой 210°C. Приблизительно в начальный период образования гребенчатого кварца III, ограниченного нижним температурным пределом 240°C, происходило отложение электрума I генерации (пробность 470—605, в среднем

526), который совместно с кварцем образует тонко-равномернозернистый агрегат. На основании интерполяции полученных данных можно предположить, что крупнокристаллические сфалерит II, галенит II и халькопирит II выпали из раствора, имевшего температуру порядка 300°C. Представляет интерес сравнение температур образования данных минералов, получаемых другими методами. По данным Г. Куллеруда (Kullerud, 1953), сфалерит с содержанием железа 7,20—7,30% (что соответствует 14% мол. FeS) образуется при температуре 420°C, которую мы должны признать минимальной ввиду отсутствия пирротина или пирита, свидетельствующих о полной насыщенности сфалерита железом. Интересно также, что халькопирит II содержит пластинчатые выделения кубанита, являющегося доказательством распада твердого раствора халькопирит — кубанит, образование которого, по мнению Г. Борхерта (Borchert, 1934), происходит при температуре не ниже 235°C. Таким образом, минералогические термометры также указывают на сравнительно высокую температуру минералообразования.

3. Золото-марказит-карбонатная стадия начинается с отложения большого количества доломита — анкерита, температура гомогенизации газовой-жидких включений в котором равна 275—250°C. В ряде случаев вместо этих карбонатов отлагался крупнокристаллический кальцит I с температурами гомогенизации газовой-жидких включений 290—250°C. Кроме того в головках кристаллов гребчатого кварца III предыдущей стадии удается обнаружить вторичные включения, гомогенизирующиеся при температурах 320—300°C, которые, вероятно, и характерны для начального момента золото-марказит-карбонатной стадии. Завершается стадия образованием розового ромбоэдрического кальцита II, газовой-жидкие включения в котором гомогенизируются при температурах 230—170°C. Ему предшествует отложение продуктивной ассоциации из марказита и электрума II (пробность 435—545, в среднем 512), которая, таким образом, заключена в температурный интервал порядка 250—230°C.

4. Сульфидно-карбонатная стадия проявилась в виде отдельных прожилков, состоящих из кальцита, родохрозита, сидерита, кутнагорита, а также более поздних сульфидов — пирита, марказита II, галенита III и сфалерита III (содержит 11,55% железа). Для этой стадии, таким образом, характерна ассоциация рудных минералов, несущая черты обеих предшествующих продуктивных стадий. Специфической особенностью этой стадии являются сульфосоли — блеклая руда, пираргирит, миаргирит, а также аргентит. В кальците III устанавливаются газовой-жидкие включения с температурами гомогенизации 300—262°C (единичные замеры).

5. Барит-халцедоновая стадия является заключительным звеном в процессе минералообразования на Агатовском месторождении. Она обычно образует отдельные жилы, тем не менее барит встречается и в обычных рудоносных сульфидно-карбонат-кварцевых жилах. В барите установлены включения с объемом газовой фазы около 15—20% (~200°C). Для призматического полупрозрачного кварца, завершающего образование халцедоновых агрегатов, характерны мелкие неправильные включения, часто приуроченные к трещинам усыхания, в которых газовая фаза составляет не более 5% объема (~100—120°C).

Резко выраженная стадийность продуктивных ассоциаций является характерной чертой Агатовского месторождения, отличающей его от других типов золото-серебряных месторождений. Продуктивные ассоциации отлагались здесь главным образом из истинных растворов, в то время как продуктивные ассоциации месторождений золото-пираргиритового и золото-аргентитового типов (Карамкенского и Хаканджинского) не разделяются на стадии и имеют метакolloидный характер. Минералообразование происходило в резко пульсационном температурном режиме со

значительными инверсионными скачками температур величиной 100—150°C (рис. 2). Температурные инверсии обычно совпадают с началом формирования новых стадий, фиксирующих поступление гидротермальных растворов иного состава по сравнению с предыдущими стадиями. Характерно также, что все продуктивные стадии сформировались примерно в одинаковых температурных интервалах, соответствующих, по В. Линдгрёну, мезотермальным условиям.

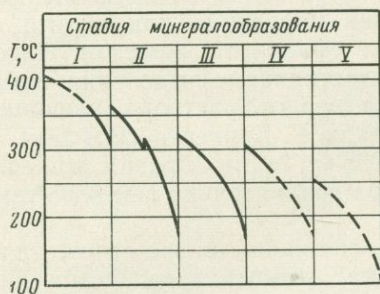


Рис. 2. Температурный режим процесса минералообразования на Агатовском месторождении (пунктир — предполагаемые температурные интервалы)

Таким образом, проведенные нами исследования показали, что формирование золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса проходило в различных температурных условиях, начиная от гипотермальных вплоть до типично эпитермальных. С одной стороны, это противоречит все еще широко распространенному мнению о низкотемпературности (эпитермальности) месторождений золото-серебряной формации. С другой стороны, полученные нами данные находятся в соответствии с неоспоримым свойством субвулканических месторождений — разнотемпературности минеральных ассоциаций. Это обусловлено прежде всего близповерхностными условиями минералообразования, для которых вполне естественны значительные вариации термодинамического режима в связи с интенсивным трещинообразованием, смешением рудоносных флюидов с вадозными водами и другими причинами. Важное значение имеет пространственная связь золото-серебряного оруденения с вулканогенными комплексами, т. е. сам факт нахождения месторождений в палеовулканических областях, отличавшихся повышенными температурными палеоградиентами. В некоторых случаях, как например, на Хаканджинском месторождении, магматический и гидротермальный этапы были настолько сближены во времени и пространстве, что тепловое поле рудовмещающей близкоповерхностной интрузии могло оказывать непосредственное влияние на рудоносные растворы, поддерживая в них высокую температуру на протяжении всего гидротермального периода минералообразования.

В связи с рассматриваемым вопросом большой интерес представляет сравнение субвулканических золото-серебряных месторождений с классическими золоторудными месторождениями Северо-Востока, относящимися к плутоногенной мезотермальной золото-кварцевой формации (Шило, Сидоров, 1967). По данным Н. М. Давиденко (1968), на Каральвеевском месторождении (Западная Чукотка) продуктивная ассоциация с самородным золотом пробностью 850—900 образовалась в сравнительно низкотемпературных условиях — в зависимости от уровня эрозийного среза от 141 до 231°C (температура гомогенизации газовой-жидких включений в кварце). Можно предположить, что такие температурные условия окажутся характерными и для многих других месторождений, так как, по нашему мнению, основанному на геологических данных, месторождения золото-кварцевой формации образовались в более стабильной термодинамической обстановке. Следует отметить также, что существующие до сих

пор представления о зависимости химического состава (пробности) самородного золота от температуры его кристаллизации (высокопробное золото образуется при высоких температурах, низкопробное — при низких) не подтверждаются полученными данными. Низкопробное золото (электрум), характерное для золото-серебряных месторождений, отлагалось в значительном интервале температурных условий вплоть до высокотемпературных. Между тем высокопробное золото месторождений золото-кварцевой формации образовалось из сравнительно низкотемпературных растворов. Субвулканические месторождения кроме того отличаются от плутоногенных резкой изменчивостью физико-химических условий рудоотложения и, вероятно, составом рудоносных растворов.

Минералотермометрические исследования золото-серебряных месторождений хорошо подтверждают стадийный характер рудоотложения. Стадийность особенно четко проявляется на месторождениях золото-сфалерит-галенитового типа, формировавшихся преимущественно из истинных растворов. На месторождениях других типов, особенно при обилии метакolloидных образований, стадийность не всегда фиксируется четко. Месторождения золото-аргентитового типа представляются более высокотемпературными, чем месторождения золото-пираргиритового типа. Совершенно очевидно, что дальнейшие минералотермометрические исследования помогут выяснить оптимальные температурные условия образования продуктивных минеральных ассоциаций и использовать параметры минералообразования для классификации месторождений золота различных формаций.

Об условиях формирования золотоносных жил Кэпэрвеемского узла Западной Чукотки (по включениям в минералах)

Н. М. Давиденко

Строение и состав кварцевых жил Западной Чукотки на примере Кэпэрвеемского золотоносного узла выяснялись наряду с исследованием структурно-тектонических и физико-химических условий их образования.

Кэпэрвеемский золотоносный узел приурочен к одноименному антиклинальному поднятию в пределах мезозойд Северо-Востока СССР. Кэпэрвеемское поднятие сложено в основном интенсивно смятой в крутые складки триасовой песчаниково-сланцевой толщей с пластовыми телами габбро-диабазов ранне-средне-триасового возраста, мощность которых от нескольких метров до первых сот метров и протяженность выходов на дневную поверхность до 15 км. Эта толща пересекается штоками позднегеосинклинальных меловых гранитоидов и серией позднемезозойских даек диоритовых порфириров, лампрофиров и т. п. Гранитоиды представлены главным образом биотитовыми гипабиссальными гранитами, реже — гранодиоритами. Дайки диоритовых порфириров и лампрофиров мощностью от нескольких сантиметров до первых десятков метров характеризуются обычно крутым падением и северо-западным простиранием. Они тяготеют к протяженным на десятки километров зонам со следами многократных вертикальных подвижек. Именно в пределах этих зон находятся

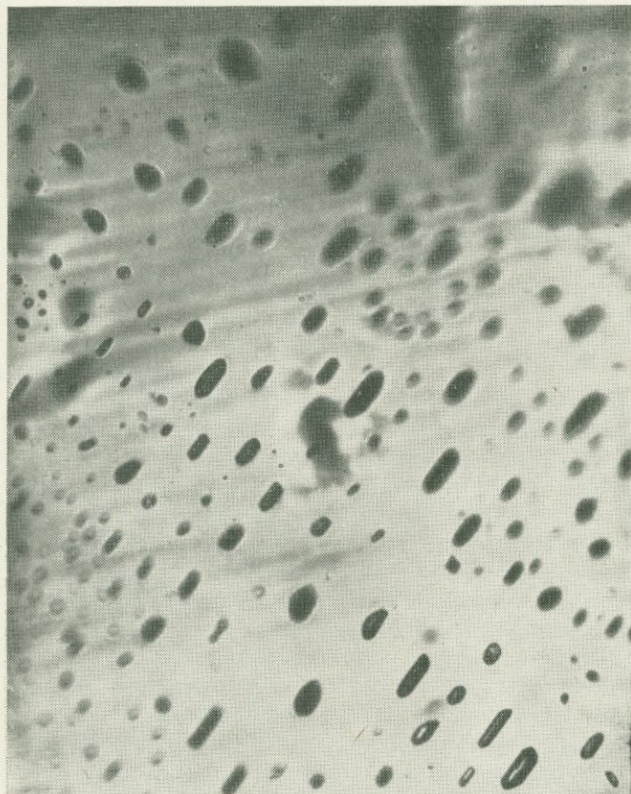
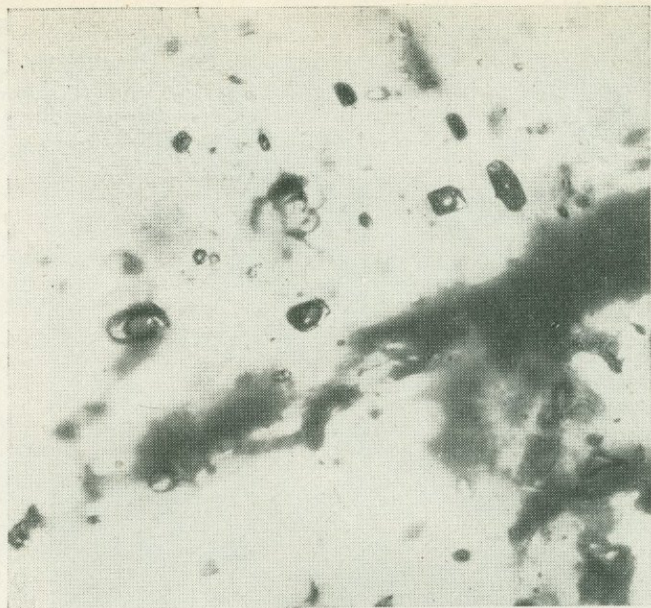


Рис. 1. Газовые микро-
включения в шеелите;
увел. 400

Рис. 2. Жидко-газовые микровключения в кварце; увел. 300



как выходы габбро-диабазов, гранитоидов и других интрузивных пород, так и постмагматические золоторудные месторождения, представленные системами кварцевых жил и прожилков.

Кварцевые жилы в пределах Кэпэрвеевского золотоносного узла чисто условно относились к гидротермальным среднетемпературным образованиям. В некоторых из этих жил встречаются самородное золото и прочие рудные минералы, другие — почти монокварцевые или карбонат-кварцевые и золота практически не содержат. Какие-либо отличительные признаки рудных и безрудных жил района не были известны.

Лишь изучение микровключений минералообразующей среды в минералах позволило выявить принципиальное отличие золотоносных от безрудных жил Западной Чукотки и явилось объективной основой их генетической классификации. Особенности микровключений минералообразующей среды в жильных минералах хорошо согласуются с вещественным составом, а также с глубинами формирования жил и позволяют среди них различать: 1) пневматолитово-гидротермальные глубинные высоко- и среднетемпературные; 2) гидротермальные глубинные высокотемпературные; 3) гидротермальные малых глубин, низкотемпературные. Из них только в пневматолитово-гидротермальных жилах района геолого-разведочными работами обнаруживается самородное золото, а остальные две группы жил не содержат рудных минералов.

Пневматолитово-гидротермальные жилы на 97—98% сложены массивным и друзовым кварцем. В призальбандовых частях их встречается полосчатый кварц. Из прочих минералов содержатся арсенопирит, шеелит, галенит, сфалерит, раухтопаз, мусковит, карбонаты и др.

В минералах первого типа жил имеются первичные, мнимо-вторичные и вторичные многофазовые микровключения (Ермаков, 1950), наиболее ранние из которых (газовые — рис. 1 и жидко-газовые — рис. 2) выявлены в шеелите и зернистом кварце. В этом же раннем кварце встречаются и многофазовые микровключения с жидкой углекислотой (рис. 3). Более поздние минеральные ассоциации этих жил содержат первичные газово-жидкие микровключения, которые иногда обладают формой негативных кристаллов минерала-хозяина (рис. 4). Размер первичных включений редко превышает сотые доли миллиметра. Форма их весьма раз-



Рис. 3. Многофазовое микровключение с углекислотой в кварце; увел. 90

нообразна, часто овальная, четырехугольная или палочковидная. Размещаются они изредка по зонам роста, но чаще беспорядочно. Минералы-узники во включениях не встречаются, что позволяет предполагать невысокую концентрацию минералообразующих растворов. Ранние первичные жидко-газовые микровключения при нагревании в микротермокамере конструкции В. А. Калюжного (1960) до температур 352—357°С гомогенизируются в газовую фазу. Соотношение фаз в этих включениях довольно выдержанное. Гомогенизация ранних первичных включений в газовую фазу при температурах 352—357°С свидетельствует (Ермаков, 1950; Лазько и др., 1968; Долгов, 1968) о том, что в начальные периоды формирования золотоносных жил минералообразующие растворы были газовыми и характеризовались температурой выше 357°С (без поправки на давление)¹.

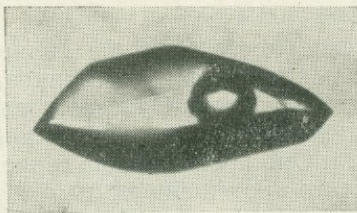
Встречающееся в пневматолитово-гидротермальных жилах самородное золото приурочено к трещинам в раннем кварце и сингенетично с прожилками позднего мелкозернистого голубовато-серого кварца. Последний содержит первичные газожидкие микровключения, которые при нагревании до 230—235°С гомогенизируются в жидкую фазу. Следовательно (Ермаков, 1950), прожилки позднего кварца и сингенетичного с ним самородного золота образовались из жидких растворов при температуре около 250°С (с учетом поправки на давление).

Таким образом, золотоносные жилы Кэпэрвеевского узла являются полигенными. Ранние минеральные ассоциации этих жил возникали за счет газовых эманаций, которые, вероятно, по наиболее проницаемым зонам устремлялись из глубоких очагов меловой кристаллизующейся интрузии в область пониженных давлений. Позже решающая роль в минералообразовании принадлежала жидким растворам. Их происхождение, по видимому, связано с конденсацией газовых эманаций и с мобилизацией веществ из прогреваемых боковых пород.

¹ Давление, определенное по единичным микровключениям с углекислотой, равно 280—330 атм. Следовательно, поправка на давление составляет около +20°С.

Пневматолитово-гидротермальные жилы Кэпэрвеевского узла встречаются преимущественно в мощных дайкообразных телах габбро-диабазов и на их контактах с песчаниками и сланцами (Каральвеевское месторождение), реже — на контактах даек среднего состава с глинистыми сланцами и в ороговикованных сланцах (месторождение Озерное) на

Рис. 4. Многофазовое микровключение в виде негативного кристалла; увел. 300



удалении 1,7—1,9 км от выходов на дневную поверхность штоков гранитоидов. Эти жилы обычно приурочены к крутопадающим ($50\text{--}60^\circ$), протяженным на десятки, реже сотни метров зонам прямолинейных трещин. Жилы в основном четковидные, с резкими контактами. Мощность их изменяется от 0,2—0,5 до 1,5—2,0 м, а в раздувах достигает нескольких метров.

Гидротермальные глубинные высокотемпературные жилы Кэпэрвеевского узла сложены однородным крупнозернистым серовато-белым кварцем сливного облика, содержащим лишь многофазовые сингенетичные микровключения, которые гомогенизируются в жидкую фазу при температурах не ниже $350\text{--}380^\circ\text{C}$. Следовательно, эти жилы образовались из жидких высокотемпературных растворов (Ермаков, 1950). Встречаются эти жилы только в гранитоидах. Форма их обычно линзовидная, мощность 10—25 см, протяженность до 10—15 м, падение крутое, контакты резкие. Жилы этого типа практически безрудные и, по-видимому, имеют парагенетическую связь с гранитоидной интрузией мелового возраста.

Гидротермальные низкотемпературные жилы малых глубин района сложены зернистым молочно-белым и серовато-белым массивным кварцем, иногда сильно загрязненным мелкими твердыми включениями боковых пород. В кварце имеются только жидкие (с незначительной газовой составляющей) сингенетичные микровключения, гомогенизирующиеся в жидкую фазу при температурах $160\text{--}170^\circ\text{C}$. Эти жилы, в отличие от описанных выше, широко распространены в пределах песчаниково-сланцевой толщи триаса. На отдельных зонах, особенно в песчаниках, они настолько многочисленны, что создают штокверкоподобные образования. Гидротермальные низкотемпературные кварцевые и кварц-карбонатные прожилки встречаются и по контракционным трещинам в габбро-диабазе. Жилы обычно пластовые, линзовидные. Протяженность их не превышает 15—30 м, мощность — до 15—25 см, контакты резкие, неровные. Генезис жил этого типа, вероятно, связан с деятельностью жидких растворов, возникших за счет вод, освобождавшихся вследствие регионального метаморфизма триасовых песчано-глинистых толщ (Тильман, 1962). Эти жилы сами по себе практически безрудные, однако иногда на них в пределах линейных зон с многократными вертикальными подвижками наложена более юная пневматолитово-гидротермальная минерализация.

Таким образом, исследование микровключений минералообразующей среды в жильных кварцах позволяет отличать кварцевые золотоносные жилы от безрудных, что особенно важно для геологических поисков золотых месторождений Чукотки, в том числе и только начинающих вскрываться эрозией.

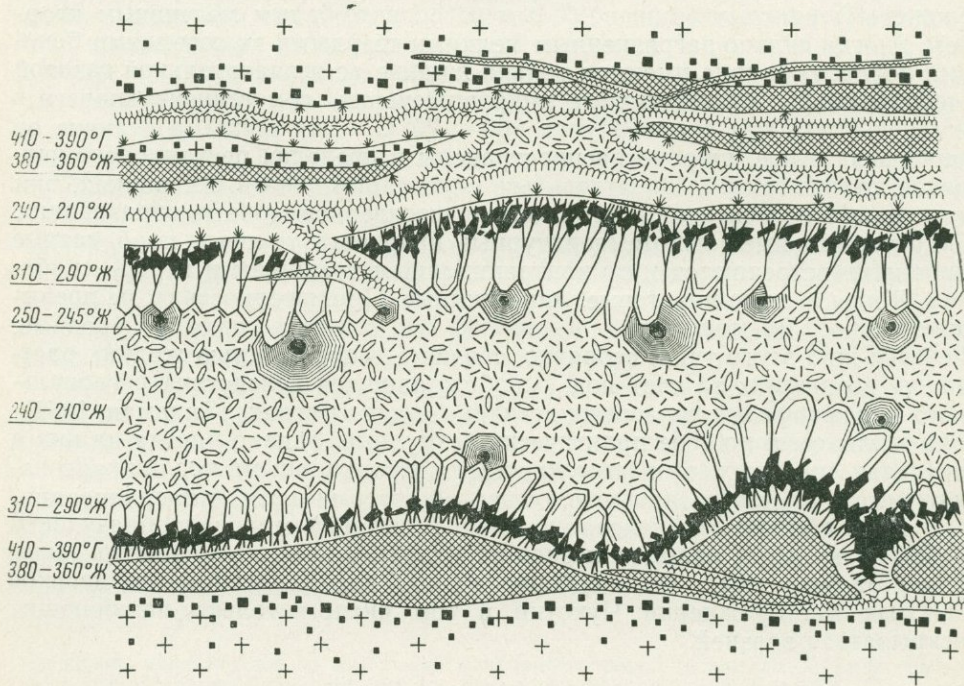
Стадийность и температурный режим формирования Дарасунского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье)

Л. К. Дмитриев, Ю. В. Ляхов, И. Н. Эпов

Дарасунское месторождение является типичным представителем золотого оруденения (кварц-турмалиновая формация), развитого к северо-западу от зоны Монголо-Охотского глубинного разлома, в пределах золото-молибденового пояса Забайкалья (Смирнов, 1944; Горжевский, Лазыко, 1961). Оно представлено серией многочисленных крутопадающих ($70-90^\circ$), часто протяженных (до 2,5 км), но сравнительно маломощных (5—30 см) кварц-сульфидных жил, простирающихся преимущественно в северо-восточном и северо-западном направлении. Размещается месторождение отчасти среди основных пород древнего метаморфического комплекса и главным образом в среднепалеозойских гранитоидах. Последние в центральной части месторождения прорваны штоком юно-киммерийских плагиигранит-порфиров, с которыми, по-видимому, парагенетически связано золотое оруденение Дарасуна (Зенков, 1946, 1947; Тимофеевский, 1962).

Как показали детальные минералогические (Зенков, 1946; Сахарова, Некрасов, 1964) и минералотермометрические исследования, процесс рудообразования на Дарасунском месторождении осуществлялся в ходе длительного многостадийного развития.

В составе дарасунских руд довольно четко выделяется семь последовательно возникших ассоциаций минералов (Зенков, 1946). Методом гомогенизации (3000 анализов) первичных и первично-вторичных включений минералообразующих растворов, а также декрептометрическими анализами (100 опытов) были установлены следующие интервалы относительной температуры их образования.



1. Кварц-турмалиновая ассоциация¹ (рис. 1): турмалин, кварц I (420—350° Г, 355—345° К, 345—320° Ж,) пирит I (360—340° Д).

2. Кварц-пиритовая ассоциация (рис. 2): шеелит (410—390° Г, 395—385° К, 395—370° Ж), кварц II (430—375° Г, 375—370° К, 375—315° Ж), пирит II (360—350° Д).

3. Пирит-арсенопирит-кварцевая ассоциация² (рис. 2—4): кварц III (385—370° Г, 380—370° К, 375—280° Ж), пирит III (360—350° Д) или местами пирротин I (360—350° Д), халькопирит, арсенопирит I (350—330° Д), карбонат I, представленный анкеритом, реже кальцитом (315—275° Ж).

4. Сфалерит-галенитовая ассоциация: кварц IV (285—250° Ж), пирит IV, сфалерит I (270—230° Ж), галенит I, блеклая руда I, халькопирит I, бурнонит I, кубанит I.

5. Халькопирит-бурнонитовая ассоциация: кварц V (280—190° Ж), пирит V (330—290° Д), халькопирит II (240° Д), пирротин, блеклая руда II (280° Д), арсенопирит II (300° Д), кубанит II, бурнонит II, сфалерит II, галенит II, сульфовисмутиты меди и свинца, самородный висмут, теллур, золото, теллуриды серебра и золота.

6. Кварц-сульфоантимонитовая ассоциация: кварц IV (255—210° Ж), сфалерит III (270—210° Ж), галенит III, сульфоантимониты свинца, карбонат II, представленный преимущественно анкеритом (270—170° Ж).

7. Халцедон-карбонатная ассоциация: халцедон, карбонат III (рис. 5), главным образом кальцит (ромбоэдрический 120—75° Ж, ска-

¹ Приводятся только главные минералы в порядке их выделения. Здесь и в дальнейшем даются температурные интервалы (по Цельсию), гомогенизации (Г — в газовую, Ж — в жидкую фазы, К — с критическими явлениями) и начала декрепитации (Д) включений без поправок.

² Генерации кварца III и пирита III выделены несколько условно. По времени и условиям кристаллизации они сопоставляются с кварцем II и пиритом II, являясь лишь поздним рождением последних.

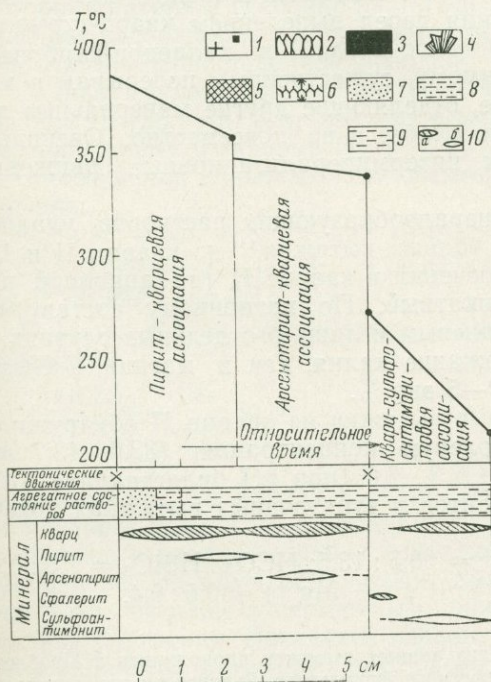
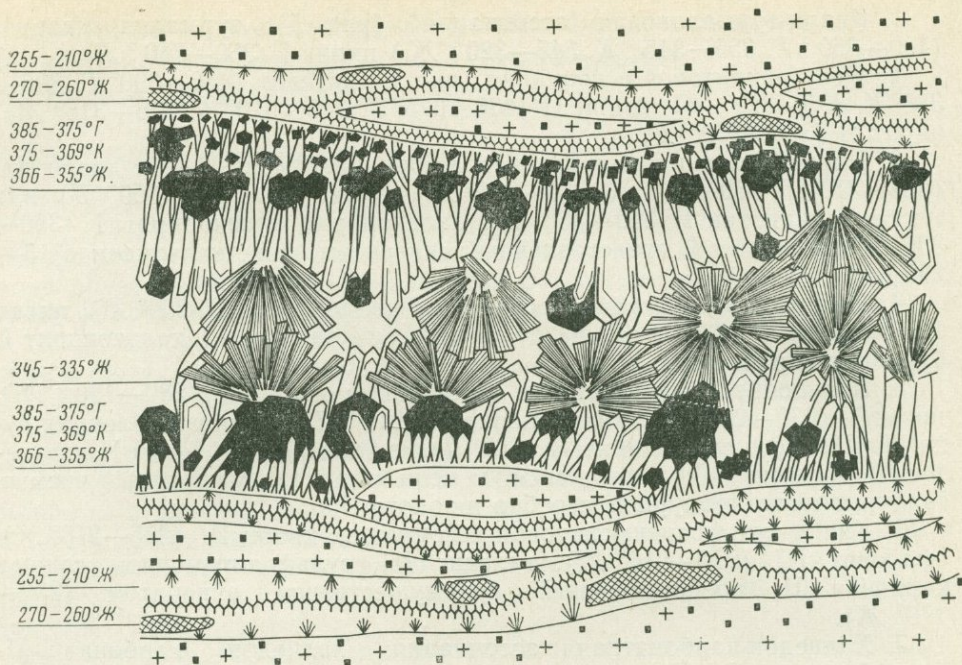


Рис. 1. Взаимоотношение минеральных ассоциаций в составе жилы 4 и их термометрическая характеристика

- 1 — пиритизированный гранит;
- 2 — кварц-турмалиновая ассоциация;
- 3 — арсенопирит-кварцевая ассоциация;
- 4 — кристаллы сфалерита с игольчатыми включениями сульфосолей;
- 5—6 — кварц-сульфоантимонитовая ассоциация:
- 5 — тонкошестоватый кварц с сингенетическими включениями сульфосолей,
- 6 — рисовидный кварц;
- 7—9 — агрегатное состояние растворов:
- 7 — газообразное,
- 8 — критическое, период конденсации,
- 9 — жидкое;
- 10 — температурные интервалы, установленные по включениям (а) и предполагаемые (б)



леноздрический 75—60° Ж, призматический 60—52° Ж и псевдокубический — жидкие однофазовые включения — ниже 50° С), флюорит (95—55° Ж) и однофазовые жидкие включения), кварц VII (однофазовые жидкие включения) с сингенетическими включениями гетита, пирит VI, палыгорскит, цеолит, гипс (однофазовые жидкие включения).

Последовательность выделения охарактеризованных минеральных ассоциаций фиксируется на основании признаков тектонических движений различного порядка (Зенков, 1947). Наиболее широко и интенсивно проявились тектонические движения перед выделением кварц-турмалиновой, пирит-кварцевой, сфалерит-галенитовой и халцедон-карбонатной ассоциаций, отвечая, по-видимому, существенным перерывам в минералообразовании. Подвижки же, отделяющие другие минеральные ассоциации, проявились значительно слабее и не повсеместно. Очевидно, они могут рассматриваться как интерминерализационные движения внутростадийного порядка.

Представление о химизме минералообразующих растворов удалось получить с помощью анализов водных вытяжек¹ из кварца II и III (рис. 6). Характер растворов включений в кварце II (по анионной части) — гидрокарбонатно-гидросиликатный. По катионному составу он чаще всего является натрий-кальциевым и лишь в отдельных случаях — калий-кальциевым. Обычно содержание калия, как и магния, железа, хлора, фтора, редко превышает 2—5 экв. %.

Все проанализированные водные вытяжки из кварца II обнаружили сравнительно высокую общую солевую концентрацию (33,0—43,7 мг/250 мл) и характеризовались pH 7,3—7,8 (при pH бидистиллята 5,4).

Соотношения ведущих компонентов в этих водных вытяжках колеблются в следующих пределах:

$\text{Na}^+ : \text{K}^+ = 5,0 : 2,4$; $\text{Ca}^{2+} : \text{Mg}^{2+} = 68,5 : 13,5$; $\text{HCO}_3^- : \text{HSiO}_3 = 1,3 : 0,6$; $\text{HCO}_3^- : \text{Cl, F} = 6,3 : 3,5$; $(\text{Na}^+ + \text{K}^+) : (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) = 0,6 : 0,4$.

¹ Приготовление и микрохимический анализ водных вытяжек проводились в Проблемной геохимической лаборатории геологического факультета Львовского гос. университета. Аналитики Ж. А. Симкив и Г. Ф. Руденко.

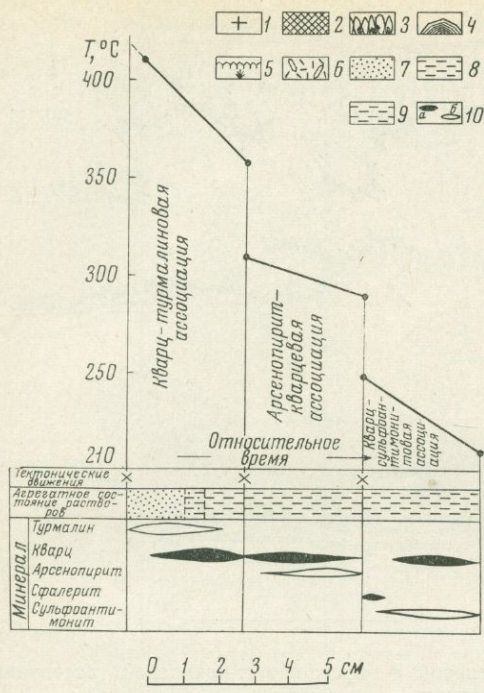
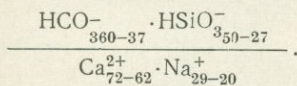


Рис. 2. Взаимотношение минеральных ассоциаций в составе жилы 4 и их термометрическая характеристика

- 1 — пиритизированный гранит;
- 2 — шестоватый кварц;
- 3 — пирит;
- 4 — лучистые агрегаты арсенипирита;
- 5 — сфалерит с включениями сульфосолой;
- 6 — кварц-сульфоантимонитовая ассоциация;
- 7—9 — агрегатное состояние растворов:
- 7 — газообразное,
- 8 — критическое, период конденсации,
- 9 — жидкое;
- 10 — температурные интервалы, установленные по включениям (а) и предполагаемые (б)

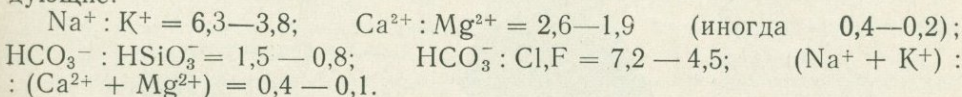
В общих же чертах состав этого типа растворов (430—335° С) может быть выражен в виде формулы:



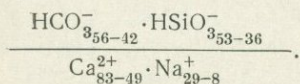
Химический состав раствора включений из кварца III аналогичен, хотя роль натрия и особенно калия здесь значительно снижается при повышении содержания магния, который в составе отдельных вытяжек приобретает первостепенное значение.

Водные вытяжки из кварца III в общем являются более концентрированными (36,1—57,6 мг/250 мл) и менее кислыми (рН 7,6—8,3 до 8,8), чем полученные из кварца II.

Соотношения основных компонентов в вытяжках из кварца III следующие:



В общих чертах состав этого раствора из кварца III представлен формулой:



Интересно, что наряду с общим понижением содержания щелочных элементов в период кристаллизации кварц-арсенипиритовой ассоциации отношение в растворе натрия к калию несколько возрастает по сравнению с более ранними растворами (кварц-пиритовая ассоциация). Очевидно, это вызвано существенным снижением содержания калия в более поздних растворах. Последнее хорошо согласуется с изменением во времени характера метаморфизма боковых пород вблизи жил и прожилков кварц-сульфидного состава: серицитизация со временем обычно сменя-

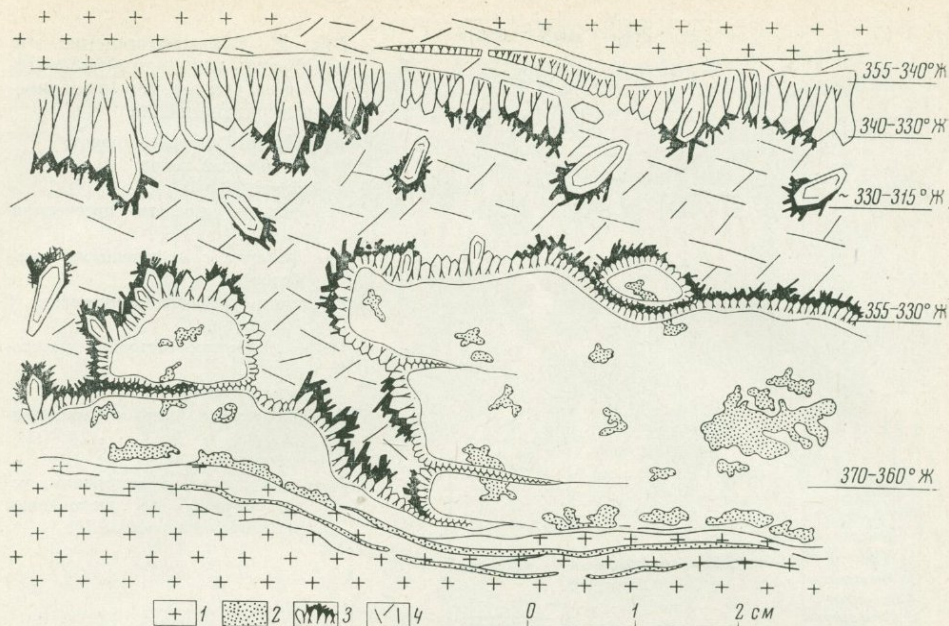


Рис. 3. Взаимоотношение пирротин-кварцевой и арсенипирит-кварцевой ассоциаций и их минералотермометрическая характеристика

1 — окварцованный гранодиорит; 2 — молочно-белый кварц с амёбовидными выделениями пирротина; 3 — мелкошестоватый кварц с нарощими агрегатами арсенипирита; 4 — карбонат розового цвета

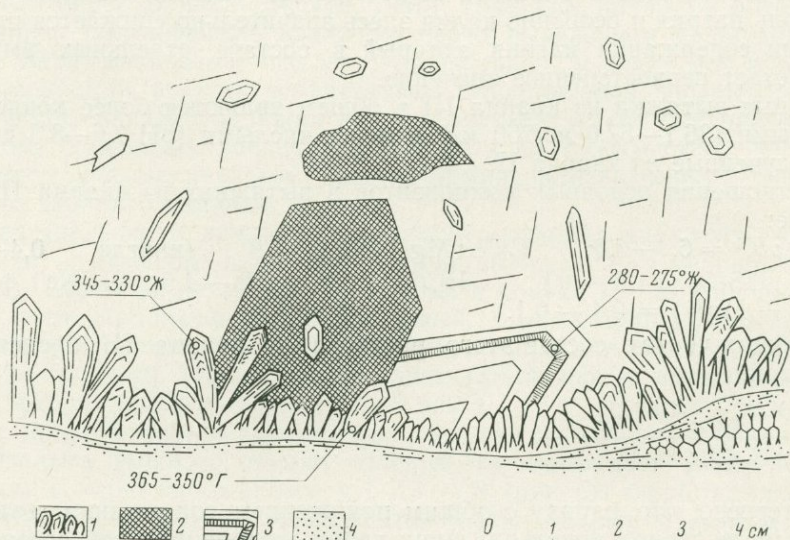


Рис. 4. Схема взаимоотношений и минералотермометрическая характеристика минералов в жиле Боковой на горизонте 335 м

1 — кварц; 2 — пирротин; 3 — кальцит; 4 — измененные вмещающие породы

В основании кристаллов кварца включения гомогенизируются при 365—350°С в газовую фазу; в головках — при 345—330°С в жидкую фазу; в карбонате первично-вторичные включения гомогенизируются только в жидкую фазу при 280—275°С

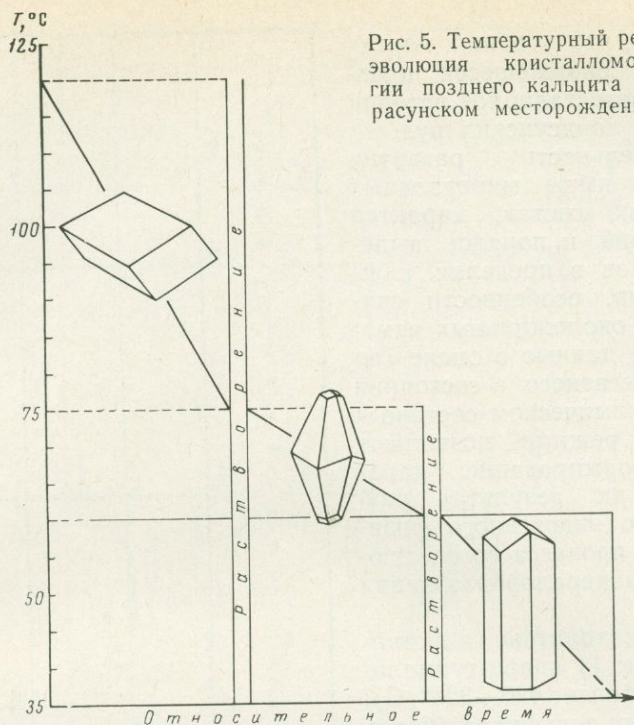


Рис. 5. Температурный режим и эволюция кристалломорфологии позднего кальцита на Дарасунском месторождении

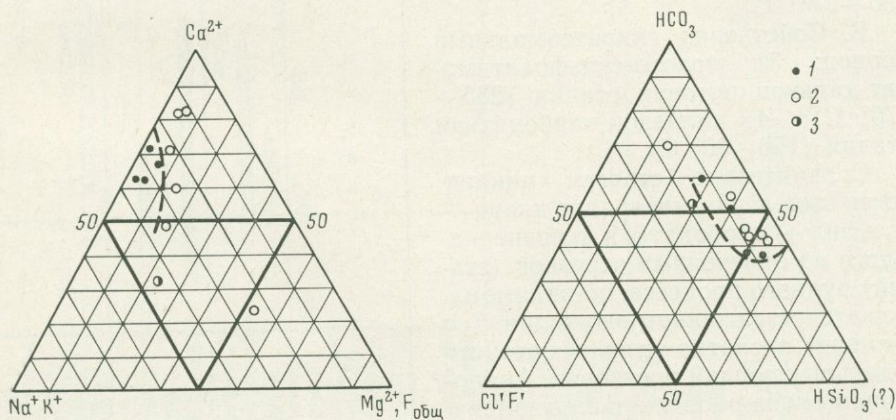


Рис. 6. Диаграмма анионно-катионного состава (в экв. %) водных вытяжек из кварцев Дарасунского месторождения

1 — кварц II, ассоциирующий с пиритом; 2 — кварц III, ассоциирующий с арсенопиритом; 3 — кварц преддарасунского типа с хлоритом

лась калишпатизацией, с развитием которой в растворе возникал дефицит калия.

Полученные результаты термометрического и химического изучения включений свидетельствуют о полигенном происхождении дарасунских руд, в формировании которых принимали участие как жидкие, так и газообразные растворы. Минералообразующая деятельность последних проявлялась неоднократно, главным образом в ранний период рудного процесса. Изменение агрегатного состояния и температуры растворов, особенно в начале процесса, носило скачкообразный характер, достаточно убедительно свидетельствуя о пульсационном поступлении рудонос-

ных растворов, что в общих чертах подтверждает сложившееся представление о многостадийной истории формирования дарасунских руд.

Последовательность развития рассмотренных выше минеральных ассоциаций, их состав, характер взаимоотношений и порядок выделения минералов в пределах каждой ассоциации, особенности связанных с ними околожильных изменений, а также данные о смене (во времени) агрегатного состояния растворов, их химическом составе и температурном режиме позволяют представить формирование дарасунских руд как результат развития сложного эндогенного физико-химического процесса со следующей схемой минералообразования (рис. 7).

А. Пневматолитово-гидротермальный период: 1) кварц-турмалиновая стадия (более 420—320° С); 2) стадия ранних сульфидов (более 430—275° С).

Б. Собственно гидротермальный период: 3) золото-сульфоантимонит-халькопиритовая стадия (285—170° С); 4) халцедон-карбонатная стадия (120—30° С).

Сравнительно строгая цикличность выделения минералов кварц — сульфид — карбонаты в течение каждого из отмеченных отрезков (стадий) рудного процесса, по-видимому, является отражением эволюции (во времени) кислотно-основных свойств отдельных порций растворов. Аналогичная смена околожильных изменений, когда, например, серицитизация сменяется калишпатизацией, также согласуется с представлением о повышении основности растворов к концу стадии минерализации (Петровская, 1955; Григорчук, 1965 и др.).

В пневматолитово-гидротермальный период минералообразования начало развития каждой из входящих в него стадий ознаменовалось деятельностью газовых растворов, которые на фоне снижающейся температуры, постепенно уплотняясь, сравнительно плавно трансформировались в высокотемпературные гидротермы. Так, в первую кварц-турмалиновую стадию кристаллизация кварца I и, очевидно, известной части турмалина осуществлялась вначале из газовых растворов, температура которых превышала 420° С. В дальнейшем после сжижения газов (350—345° С) кварц I продолжал выделяться уже совместно с пири-

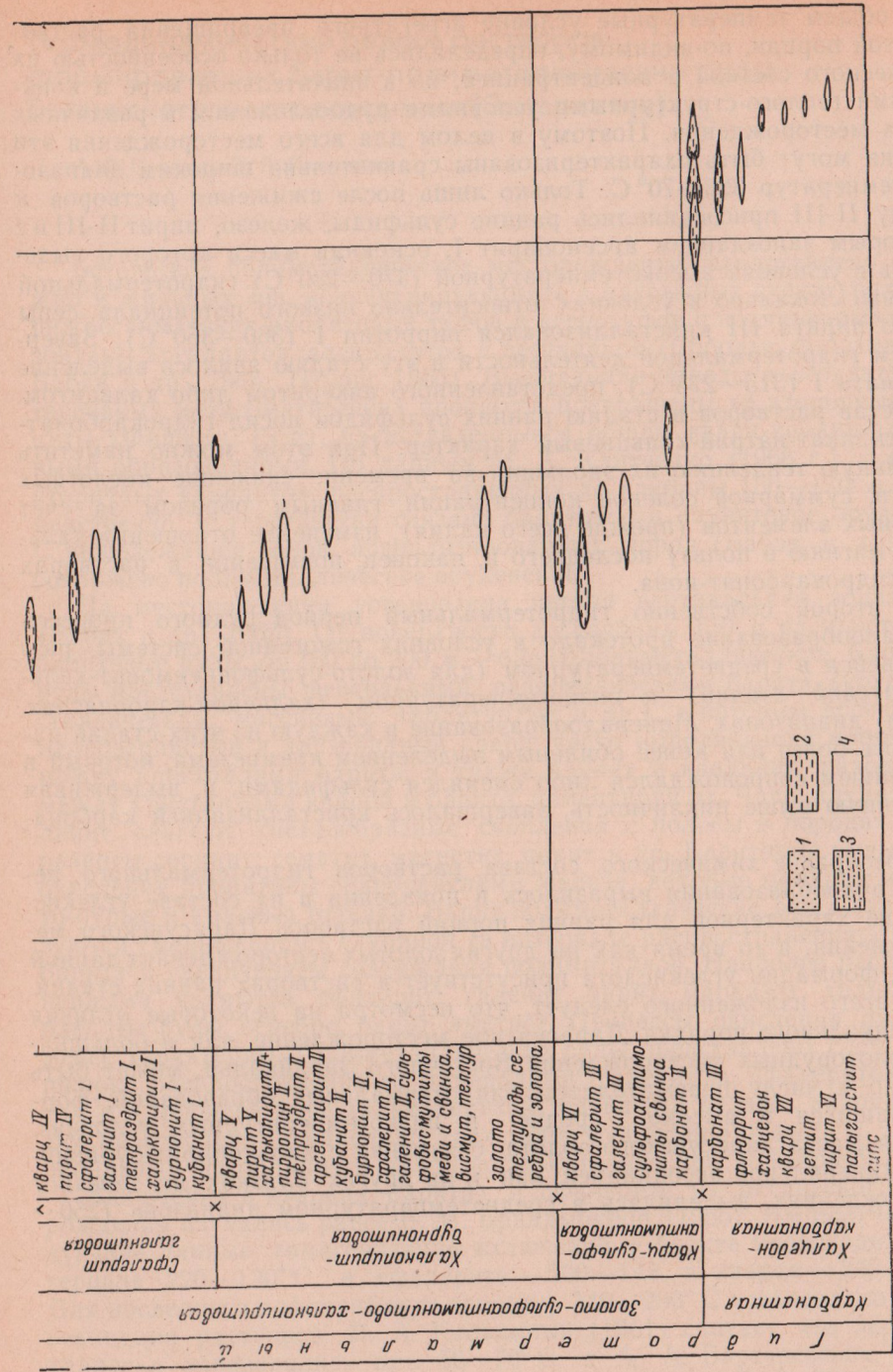
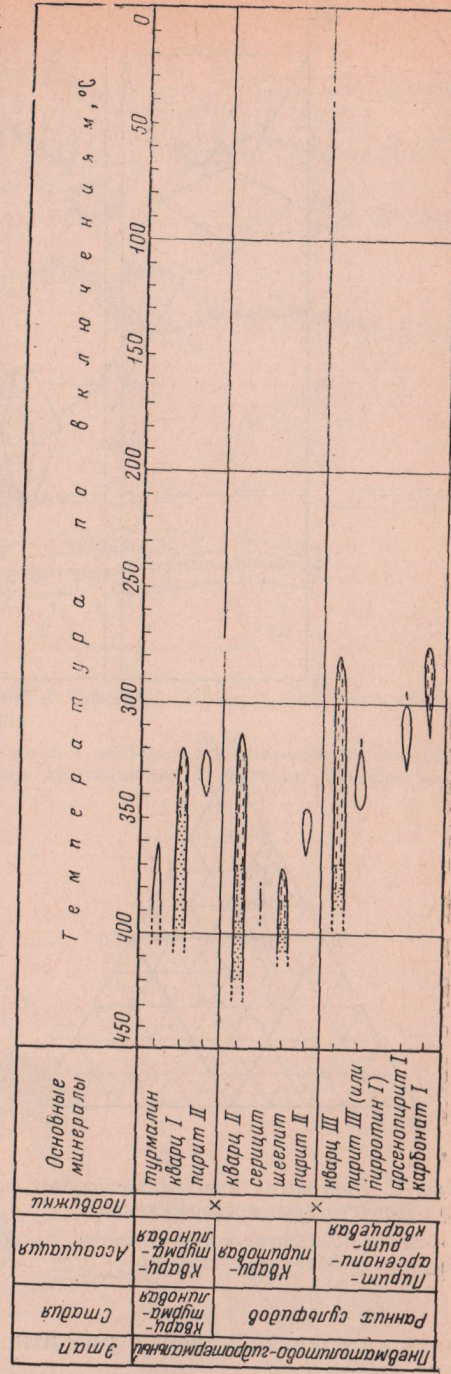


Рис. 7. Сводная температурно-парагенетическая схема минералообразования Дарасунского месторождения. Температурные интервалы по включениям: 1 — газообразное состояние растворов; 2 — жидкое состояние растворов; 3 — критическое состояние растворов (конденсация); 4 — предполагаемые температурные интервалы

том I из гидротермальных растворов (342—320° С). Во вторую стадию (ранних сульфидов) начальная температура очередной порции газов, из которых кристаллизовался кварц II-III, превышала 430—390° С. В непосредственной близости от трубок газовых взрывов с некоторым опережением кварца II происходило выделение шеелита (более 410—390° С), кристаллизация которого продолжалась также из только что конденсировавшихся (395—385° С) и даже жидких растворов (385—375° С).

В общем температурные условия агрегатного превращения растворов этой порции, по-видимому, определялись не только особенностью их химического состава и концентрацией, но в значительной мере и конкретными геолого-структурными условиями рудоотложения в различных частях месторождения. Поэтому в целом для всего месторождения эти условия могут быть охарактеризованы сравнительно широким диапазоном температур 395—70° С. Только лишь после сжижения растворов к кварцу II-III присоединились ранние сульфиды, железо, пирит II-III и с некоторым запозданием арсенопирит I, основная масса которого выделялась в условиях высокотемпературной (370—280° С) гидротермальной системы. Локально в условиях относительно низкого потенциала серы вместо пирита III кристаллизовался пирротин I (360—350° С). Завершением гидротермальной деятельности в эту стадию явилось выделение карбоната I (315—275° С), представленного анкеритом либо кальцитом.

Состав растворов в стадию ранних сульфидов носил гидрокарбонат-гидросиликат-натрий-кальциевый характер. При этом можно наметить следующую тенденцию их эволюции во времени: снижение кислотных свойств, суммарной солевой концентрации, главным образом за счет щелочных элементов (прежде всего калия), изменение отношения кальция к магнию в пользу последнего и, наконец, повышение в растворах роли гидрокарбонат-иона.

Во второй, собственно гидротермальный период рудного процесса минералообразование протекало в условиях гомогенной системы, развивавшейся в среднетемпературном (для золото-сульфоантимонит-халькопиритовой стадии) и низкотемпературном (халцедон-карбонатная стадия) диапазонах. Минералообразование в каждую из этих стадий начиналось более или менее обильным выделением кремнезема, который в дальнейшем сопровождался либо сменялся сульфидами, и, выдерживая отмененную выше цикличность, завершалось кристаллизацией карбонатов.

Своеобразие химического состава растворов гидротермального периода рудообразования выразилось в появлении в их составе углекислоты, не характерной для ранних порций растворов Дарасунского месторождения, в то время как на других золотых месторождениях данной рудной формации углекислота присутствует в растворах ранних стадий.

Из всего изложенного следует, что несмотря на некоторые отличия индивидуального порядка Дарасунское месторождение, как и большинство золоторудных месторождений Восточного Забайкалья, может быть отнесено к числу пневматолитово-гидротермальных образований, формировавшихся в высоко-, средне- и низкотемпературных условиях. Главная масса дарасунского золота, связанная с халькопирит-бурнонитовой минеральной ассоциацией, как и на других близких по генезису месторождениях, выделилась в среднетемпературном диапазоне (250—200° С).

Термодинамический режим растворов, формировавших барит-полиметаллические руды Беганьского месторождения (Закарпатье)

А. В. Пизнюр, Э. Л. Платонова

Беганьское полиметаллическое месторождение представлено рядом жил и жильных зон, концентрирующихся в разрывных структурах среди нижнесарматских риолитовых туфов и ксенотуфов с подчиненными горизонтами аргиллитов, алевролитов и песчаников (Соболев, Фишкин, 1953; Бабак и др., 1966; Теплов, 1966). Вмещающие породы в результате интенсивных метасоматических процессов превращены во вторичные кварциты (Фишкин, 1958), представленные в общем кварц-каолин-алунитовыми образованиями. По данным М. А. Клитченко (1966 г.), с фацией вторичных кварцитов, распространенных до глубины 150—170 м, пространственно и генетически связано баритовое и алунитовое оруденение. С нижележащей зоной аргиллизированных пород (Бабак и др., 1966) сопряжено полиметаллическое оруденение.

На месторождении установлена четкая вертикальная зональность (Бабак и др., 1966). От поверхности до глубины 150 м распространены баритовые руды, от 150 до 200 м — барит-полиметаллические. Баритовые руды представлены несколькими разновидностями барита (крупнокристаллический, массивный, таблитчатый и др.), с которым ассоциируют мелкозернистый и друзовидный кварц, часто выполняющий промежутки между кристаллами барита, а также алунит и каолинит, находящиеся между кристаллами кварца и барита, цементируя их. Чаше алунит и каолинит слагают гнездообразные скопления и полосы в породах. Менее развиты серицит, гематит, магнетит, пирит и др. Баритовые руды в зоне окисления пропитаны гидроокислами железа, которые придали им желто-бурые и красные оттенки. Барит-полиметаллические руды характеризуются уменьшением с глубиной (в интервале распространения этих руд) барита и увеличением содержания полиметаллов. Наиболее распространенными являются сфалерит, галенит, пирит, марказит, халькопирит, блеклые руды, серебро, барит, аметист. Процессы окисления руд здесь менее характерны. Полиметаллические руды представлены следующими широко распространенными минералами: галенитом, сфалеритом, пиритом и в меньшей мере халькопиритом, блеклыми рудами, кварцем и др. Все перечисленные минералы трех типов руд можно отнести к двум минеральным ассоциациям: кварц-полиметаллической и кварц-баритовой.

Включения в кварцах, баритах и сфалерите из Беганьского месторождения изучались ранее В. М. Брандыбурой (1966). Им получены следующие данные: гомогенизация включений в барите происходила в интервале 220—120°С, в сфалерите — 200—145, в кварце — 340—150°С. Для последнего в интервале температур 340—290°С установлено явление вскипания растворов. В. А. Калужный (1961) считает, что бариты Закарпатья образовались при 50—70°С, а А. А. Вартересевич (1956) и В. С. Соболев, М. Ю. Фишкин (1953), ссылаясь на Г. Л. Пиотровского, разделяют бариты Закарпатья на высокотемпературные (пределы высоких температур гомогенизации включений 140—120°С) и низкотемпературные (судя по однофазовым включениям, изученным А. А. Вартересевич, и двухфазовым включениям, гомогенизирующимся при 50—60°С, изученным Г. Л. Пиотровским). Данные о температурах образования других минералов Закарпатья приведены в работах Б. В. Мерлича (1959, 1961) и Е. М. Лазаренко с соавторами (1963). Они касаются в основном Береговского Холмогорья и Вышковского района.

Для определения температурных условий формирования описанных руд изучались включения в кварце, барите, сфалерите, которые отбирались из керн различных глубин скважин, секущих главным образом Майскую рудную зону (Особенности размещения..., 1968)¹. Результаты этих исследований приведены в таблице и на схематическом разрезе

Глубина отбора проб по скважинам и данные гомогенизации включений

№ скв.	Глубина отбора проб, м	Отметки по горизонтантам	Минерал	Температура гомогенизации включений, °С	Тип руд	
37	112,3	+ 5	Барит	140—150—160	Баритовые	
37	112,5		»	150—160		
542	202,0	0	Кварц	170	Барит-полиметаллические	
449	181,0	— 20	»	160		
439	191,2	— 97	»	180—195—200		
373	245,3	— 95	»	180—200—210		
416	245,0	— 95	Аметист	180		
442	238,8	—130	Кварц	185—190		
424	262,0	—145	»	200		
446	275,0	—150	Кварц, барит	190—220		
329	301,9	—195	Кварц	195—205		Полиметаллические
304	352,9	—205	»	210—220		
454	315,5	—210	»	220—230		
303	343,0	—220	»	260—265		
161	333,0	—230	»	180—195—200		
409	340,4		»	200		

Майской рудной зоны (см. рис. № 1). Эти данные указывают на общее понижение температуры рудообразующих растворов при движении их к поверхности. Зональность минерального состава руд в вертикальном разрезе подтверждается, таким образом, температурной зональностью в этом же направлении. Так, первично-вторичные включения в кварце, ассоциирующем с полиметаллами, гомогенизируются в пределах 265—230°С. Эти температуры относятся к нижнему пределу окончания формирования полиметаллического оруденения. Вторичные газово-жидкие включения в этом кварце гомогенизируются при 220—190°С. В сфалерите включения гомогенизируются при 240—230°С. В раннем кварце барит-полиметаллических руд гомогенизация первичных включений происходит при 220—190°С. Указанные температуры, как и все приведенные ниже, принимаются нами за минимальные температуры минералообразования, достаточно близкие к истинным, исходя из того, что давление, под которым они находились, было незначительным, если подразумевать под ним литостатическую нагрузку перекрывающих пород, мощность которых не превышала, по аналогии с Береговским месторождением, 300—500 м (Особенности размещения..., 1968). Если учитывать наличие в раннем барите газовых и жидких включений, свидетельствующих о вскипании растворов, вызванном трещинообразованием, то значения давлений могли изменяться только в сторону уменьшения.

Кварц более поздней генерации представляет собой разномерные агрегаты, выполняющие промежутки между кристаллами барита. Он образует также друзы кристаллов, цвет которых меняется от водяно-про-

¹ Экстрагирование содержимого включений проводилось методом водных вытяжек в Проблемной геохимической лаборатории Львовского гос. университета. Аналитик Г. Ф. Руденко.

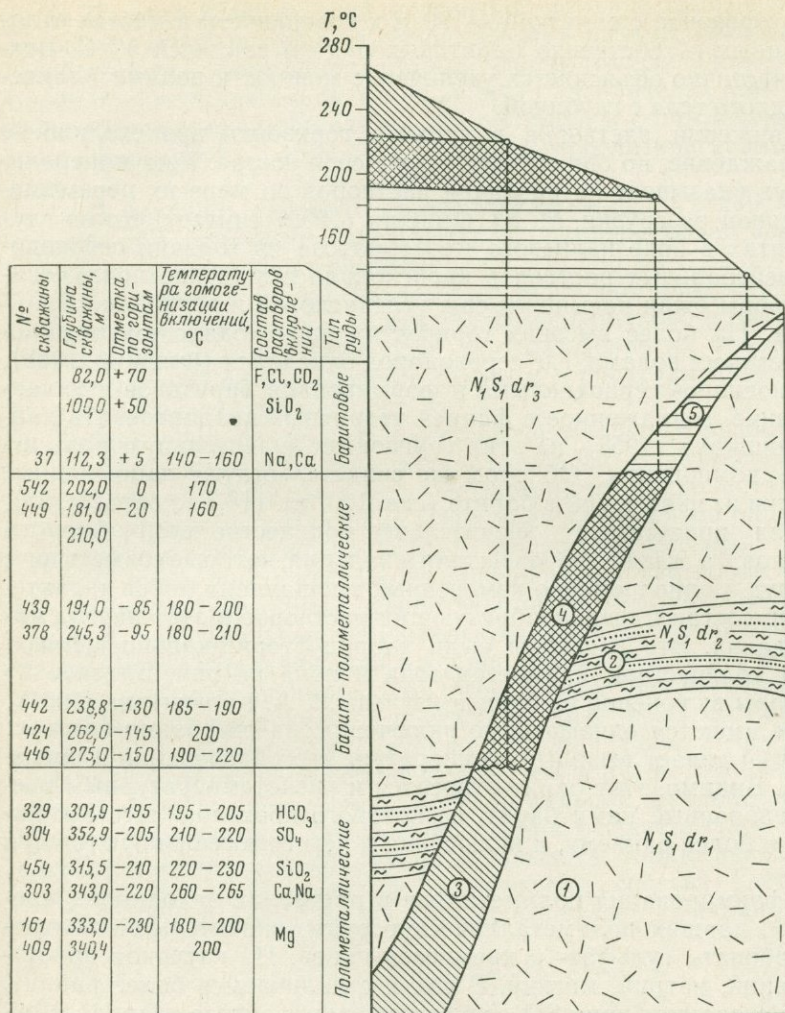


Рис. № 1. Схематический разрез Майской рудной зоны (по Г. Г. Сасину) и температурные условия ее формирования

1 — туфы (неоген, нижний сармат, нижне- и верхнедоробратовская свиты);
 2 — аргиллиты и песчаники (неоген, нижний сармат, среднедоробратовская свита);

3 — полиметаллическое оруденение;
 4 — барит-полиметаллическое оруденение;
 5 — баритовое оруденение

зрачного до розовато-фиолетового (аметист). В последнем включения гомогенизируются при 180° C, а в зернистом кварце, заключающем обломки сфалерита, — при 160—150° C. В барите собственно баритовых руд гомогенизация включений происходит при 160—140° C. В нем распространены также многочисленные вторичные однофазовые жидкие включения. Таким образом, цифровые данные гомогенизации включений в минералах, отобранных из различных горизонтов, свидетельствуют об охлаждении растворов по мере их продвижения снизу вверх: при формировании полиметаллических руд — до 265—230° C, барит-полиметаллических — до 220—190 и до еще более низких значений при отложении собственно баритовых руд.

Охлаждение растворов по мере их продвижения с глубоких горизонтов к поверхности было неравномерным. Если в местах отложения полиметаллических руд спад температуры в пределах горизонтов от —220 до —200 м, т. е. на расстоянии 20 м, составлял 70° C, то при продвижении

растворов от горизонта с отметкой —190 м к поверхности в местах отложения смешанных и собственно баритовых руд он равнялся 80° С. Возможно, этим частично объясняется увеличение мощности полиметаллической части рудного тела с глубиной.

При продвижении растворов в верхние горизонты происходило не только их охлаждение, но они меняли также свой состав. Уже минеральный состав руд указывает на различия растворов по мере их перемещения и постепенной разгрузки. М. Ю. Фишкин (1958) считает, что на глубоких горизонтах в зоне калиевого метасоматоза из горячих сероводородных или нейтральных растворов происходило выпадение полиметаллов. Эти растворы были насыщены еще углекислотой и вскипали (Брандыбура, 1966). На более высоких горизонтах происходило смешивание их с поверхностными водами, где сероводород окислялся (Фишкин, 1958), растворы становились сернокислыми и формировали баритовое и алунитовое оруденение, сопряженное с фацией вторичных кварцитов. По данным М. Ю. Фишкина (1958), на этих горизонтах значительную роль играли летучие компоненты. Об этом же свидетельствуют наши данные водной вытяжки из включений в барите (скв. 126, гл. 118,7 м, обр. 20/126). Во включениях присутствует значительное количество хлор-, фтор- и кремнезем-ионов, а также ионов натрия и кальция, которые совместно с минералами руд и одновременно измененных вмещающих пород характеризуют полный состав минералообразующих растворов в этот период минералообразования. Эти растворы были хлорид-фторид-кальциевыми со значительным количеством кремнезем-иона и иона натрия. Близкие по составу растворы включений из барита изучены В. А. Калюжным (1961). В этом барите имеются однофазовые включения, на основании которых В. А. Калюжный делает выводы о температуре его образования в пределах 50—70° С. Видимо, этот барит относится к низкотемпературным разностям. Исследованный нами барит, из которого производилась вытяжка, относится к более раннему, и включения в нем гомогенизируются при 160—140° С.

Во время формирования полиметаллов в растворах находилось, кроме соединений, давших полиметаллические руды, значительное количество гидрокарбонат-, сульфат- и кремнезем-ионов. Из катионов присутствовали кальций, натрий, магний. В связи с наличием в более ранних, чем барит, образованиях иона SO_4 (во включениях раннего кварца) можно допускать, что в растворах, просачивавшихся из глубин, находилось некоторое количество серы в виде сульфат-иона. К такому же выводу пришел ранее Е. И. Вульчин (1949), который, описывая минералы Береговского Холмогорья, указывал, что алунит и каолин здесь образовались под воздействием вулканических растворов, содержащих ион SO_2 , который окислялся до SO_3 . И если концентрация SO_3 к кали-натровым полевым шпатам (при замещении которых формировались указанные минералы) составляла 1 : 1, то происходила алунитизация, а при соотношении $SO_3 : (K, Na) AlSi_3O_8 = 1 : 2$ происходило формирование каолина. Г. Г. Сасин (1966) тоже указывает на миграцию серы из более глубоких горизонтов, в частности из туфов, которые не были алунитизированными.

Растворы включений в кварце, судя по водной вытяжке, имели повышенную общую концентрацию по сравнению с таковой во включениях барита. Растворы включений были преимущественно гидрокарбонат-сульфат-кальциевыми со значительным количеством кремнезема и ионов натрия и магния.

Из всего изложенного можно сделать некоторые обобщающие выводы.

1. На Беганском месторождении выделяются две ассоциации минералов, сформировавших три типа руд: полиметаллические, барит-полиметаллические (смешанные) и баритовые.

2. Данные исследований включений методом гомогенизации показали, что различные руды образовались при разных температурах. Полиметаллические формировались при спаде температуры до 265—230°С, барит-полиметаллические (смешанные) — в пределах 220—190, а собственно баритовые — начиная от 180 до 140°С и с последующим понижением температуры растворов, из которых росли кристаллы позднего барита.

3. В пределах глубин с отметками от +70 до —230 м на Майской рудной зоне отмечается вертикальная температурная зональность, совпадающая с минералогической.

4. Подмечено, что минералообразующие растворы, двигавшиеся к поверхностным горизонтам, охлаждались неодинаково равномерно. На глубинах с отметками — (200—220) м охлаждение их происходило значительно быстрее по сравнению с таковым в пределах горизонтов концентрации баритового оруденения.

5. Минералообразующие растворы на глубоких горизонтах Беганьского месторождения отлагали полиметаллы. По мере продвижения растворов к поверхности происходило истощение их компонентами полиметаллов и постепенное увеличение в них количества ионов бария и сульфата, выпадавших в виде барита на более высоких горизонтах.

6. О различиях в составе и концентрации растворов, находившихся на различных горизонтах, свидетельствуют не только минеральный состав руд, околожильные изменения, но и реликты минералообразующих растворов в виде включений в кварце и барите. Эти различия установлены при экстрагировании содержимого включений методом водных вытяжек. По мере продвижения растворов снизу вверх состав их изменялся следующим образом: на глубине ведущая роль в них принадлежала кальцию, натрию, сульфату и кремнезем-иону. В приповерхностных условиях главное место в них занимали кальций, натрий, хлор, фтор и др. Можно предполагать, что перенос бария осуществлялся при наличии в растворах ионов кальция, хлора и сульфата. Аналогичные выводы были получены при исследованиях химического состава растворов жидких включений в баритах из Кавказа и Копетдага (Учамейшвили, 1965).

Об обратной вертикальной температурной зональности на месторождениях флюорита

Л. С. Пузанов, А. В. Коплус, Ф. Я. Корытов

Почти на всех месторождениях флюорита обнаруживаются свидетельства прерывистости процесса гидротермальной деятельности, сопровождающейся выделением минеральных ассоциаций из растворов меняющегося состава. Нередко наблюдается также закономерное распределение минеральных парагенезисов в составе рудных тел и зон, которое определяет проявление как горизонтальной, так и вертикальной зональности оруденения. Последняя отвечает типу пульсационной, по С. С. Смирнову (1937), или стадийной, по В. И. Смирнову (1960), с ограниченным распространением фациальной зональности отложения.

Ранее как прямая (Щеглов, 1963), так и обратная (Корытов и др., 1966) зональность оруденения была отмечена на многих месторождениях Западного Забайкалья. Исследованиями авторов установлено, что обратная, реже обратная с элементами прямой (для отдельных стадий) зональность оруденения распространена также на месторождениях флюорита Средней Азии, Восточного Забайкалья, Горного Алтая. При этом по падению рудных тел происходит смена ранних минеральных парагенезисов более поздними, что сопровождается отчетливым снижением температур кристаллизации слагающих их минералов, прежде всего флюорита. Не рассматривая все изученные месторождения, ограничимся более подробной характеристикой наиболее ярких и крупных их представителей в каждом из отмеченных регионов.

Термометрические исследования проводились методом гомогенизации (Ермаков, 1950) по пластинкам и сколам флюорита, содержащего многочисленные жидкие двухфазовые включения. Сопоставление полученных данных проводилось для флюоритов соответствующих стадий и флюоритов с одинаковыми цветом и кристаллографическими особенностями, которые отбирались на разных гипсометрических уровнях рудных тел.

Все изученные месторождения относятся к мезо-эпитептермальному жильному типу, сформировались на небольших глубинах и имеют четко выраженную связь с разломной тектоникой. Можно поэтому считать, что выявленные на них температуры образования флюорита близки к истинным (Шапошников, Ермаков, 1968; Хетчиков и др., 1968).

Горный Алтай. Наиболее крупным флюоритовым месторождением региона является Каянчинское, располагающееся в области интенсивного проявления герцинского тектоно-магматического цикла.

Месторождение локализуется в крутопадающей субмеридиональной зоне дробления и трещиноватости, прослеженной в вулканогенной, пестрой по составу толще среднего девона. Минерализация распространяется в гидротермально измененных плагиопорфирах, кератофирах, дацитовых и липарит-дацитовых порфирах и туфах того же состава. Контур промышленного оруденения прослежен по простирацию на 950 м и на глубину до 300 м при мощности до 25 м. Внутри его развиты в различной степени флюоритизированные брекчированные эффузивы с содержанием фтористого кальция, не превышающим 28—30%. Они вмещают плито- и линзообразные кварц-флюоритовые жилы, с которыми связана основная масса плавикового шпата месторождения. Жилы часто обладают зональным строением с чередованием субпараллельных полос кварца и флюорита. Последний образует мелко-, средне- и крупнозернистые кристаллические массы с разной окраской.

Гипогенное минералообразование на месторождении протекало в четыре стадии, которые устанавливаются на основании состава и пространственного распределения минеральных ассоциаций.

Дорудная стадия в основном характеризовалась окварцеванием и слабой флюоритизацией пород с выделением небольшого количества кристаллического темно-зеленого фтористого кальция (I генерация). Основное значение имел рудный кварц-флюоритовый этап, который охватывал две разделенные тектоническими подвижками стадии, сопровождавшиеся дальнейшим оплакиванием и окварцеванием рудовмещающей толщи. В раннюю из продуктивных стадий выделился фиолетовый с различными оттенками флюорит (II генерация), в позднюю — резко преобладал тот же минерал слабо-зеленоватого и светлых тонов (III генерация). С послерудной карбонатно-сульфидной стадией связано отложение небольших количеств кальцита, барита и сульфидов свинца, цинка, меди, железа, а также кубических кристаллов флюорита характерного голубовато-синего и синего цвета (IV генерация). Наиболее типичным изменением вмещающих пород этой стадии является кальцитизация.

В верхней части доступного для наблюдения интервала рудного тела распространены флюориты всех генераций, причем основную массу слагают продукты первых трех стадий, среди которых существенную роль играет наиболее ранний зеленый плавиковый шпат. Кристаллики синего флюорита отмечены здесь в единичных случаях и явно наложены на предыдущие минеральные образования.

На уровне горизонта штольни полностью отсутствует ранний зеленый флюорит и увеличивается количество позднего при резко доминирующем развитии масс плавикового шпата средних стадий рудообразования. По мере дальнейшего перехода к нижним горизонтам в рудном теле возрастает количество кальцита и сульфидов при параллельном снижении содержания флюорита.

Статистически обработанные температуры гомогенизации первичных и первично-вторичных включений из флюоритов разных генераций приводятся в табл. 1. Из таблицы видно, что по мере снижения от уровня, соответствующего современной поверхности месторождения, общий диапазон палеотемператур отложения флюорита несколько уменьшился (соответственно 240—110 и 210—110°С). Характерно, что такое уменьшение свойственно лишь начальным температурам кристаллизации флюо-

Таблица 1

Температуры гомогенизации первичных и первично-вторичных включений из флюоритов разных стадий

Место взятия	Минерал, генерация	Число замеров	Температура, °С			Температурный перепад
			общий интервал	максимум		
				диапазон	среднее значение	
Поверхность месторождения	Флюорит, I	33	230—240	235—240	237,5	по стадиям (поверхность — штольня) I II III IV — 10 0,0 —15 на 100 м (в среднем)
	Флюорит, II	36	190—210	200—210	205,0	
	Флюорит, III	42	150—180	160—170	165,0	
	Флюорит, IV	62	110—140	130—140	135,0	
Штольня	Флюорит, I		Не обн.			—(20—25)
	Флюорит, II	40	190—210	190—200	195,0	
	Флюорит, III	43	140—180	160—170	165,0	
	Флюорит, IV	54	110—140	110—130	120	

рита. Выделение последнего внутри каждой из стадий происходило в довольно близких температурных условиях, несмотря на четко выраженное последовательное охлаждение растворов в процессе минералообразования. Различие в цифровых значениях температур гомогенизации флюоритов соответствующих генераций колеблется от 10 до 30°С на верхнем горизонте и несколько увеличивается на нижнем (30—40°С). Эти данные хорошо согласуются с выводами В. Б. Наумова и И. Л. Ходаковского (1968), показавшими, что перепад температур при кристаллизации флюоритов единой генерации в общем не превышает 50°С.

Гистограммы, построенные по температурным данным, показали наличие одного четко выраженного максимума для флюоритов каждой генерации, независимо от их положения в рудоносной зоне. Ширина этих максимумов, отвечающих наиболее часто встречающимся температурам (57—48%), укладывается в 5—10°С для флюоритов, находящихся на верхнем горизонте, и увеличивается в 2 раза у тех же минералов, кристаллизовавшихся на горизонте штольни.

Сравнение цифровых величин, ограничивающих максимумы температур гомогенизации флюоритов одних и тех же стадий, располагающихся на разных горизонтах месторождения, позволяет установить наличие температурной зональности в рудоносной зоне. Не менее контрастно подобная закономерность выступает, если обратиться к оценкам, отвечающим средним значениям соответствующих максимумов, хотя в данном случае выясняется практически полное отсутствие изменения в средних температурах гомогенизации газовой-жидкой включений из флюорита 3-й стадии с глубиной в пределах изученной части месторождения. Вместе с тем расчеты показывают, что температурные градиенты для 2-й и 4-й стадий флюоритоотложения (при экстраполяции на глубину 100 м) составляют соответственно около $-(20-30)^\circ\text{C}$. Отсутствие раннего флюорита на уровне штольни не позволяет проделать аналогичные расчеты для условий отложения этого минерала в наиболее высокотемпературную 1-ю стадию. Однако различие в температурной обстановке его кристаллизации на разных уровнях более чем вероятно. С учетом имеющихся данных можно считать, что усредненный палеотемпературный градиент флюоритообразования на месторождении не превышает 20—25°С, снижаясь с глубиной.

Забайкалье. Наиболее характерными месторождениями флюорита этого региона, имеющими обратную вертикальную зональность, являются Калангуйское, Усуглинское и Харасунское, связанные с магматической деятельностью мезозойского времени. Основные черты геологического строения отмеченных месторождений неоднократно освещались в литературе (Якжин, 1962 и др.).

На Калангуйском месторождении, расположенном в осадочных породах, самые верхние горизонты главного рудного тела сложены исключительно мономинеральной флюоритовой рудой (светло окрашенный флюорит кубического и шестоватого габитуса), а нижние — пиритом и марказитом с незначительным количеством флюорита. Содержание сульфида железа в этих рудах достигает 30—50%. Изучение показывает, что флюорит, слагающий верхние части Калангуйского месторождения, принадлежит к наиболее ранней стадии минералообразования (температура кристаллизации 220—140°С), а отложение пирита и марказита относится к завершению рудного процесса. Температура кристаллизации сульфидов железа, судя по их парагенетической ассоциации с поздним флюоритом, составляет 140—70°С. Термометрический анализ минералов из различных горизонтов позволяет выявить на Калангуйском месторождении наличие обратной вертикальной температурной зональности оруденения (табл. 2) с градиентом понижения температуры около 15—20°С на глубину 100 м.

Таблица 2

Температуры гомогенизации (в °С) первичных и первично-вторичных включений из флюоритов Калангуйского, Усуглинского и Харасунского месторождений

Месторождение	Верхние горизонты месторождений		Нижние горизонты месторождений		Градиент понижения температуры на глубину 100 м
	общий интервал	диапазон максимума	общий интервал	диапазон максимума	
Калангуйское	220—140	180—140	140—70	110—80	15—20
Усуглинское	260—170	230—180	150—110	130—110	40—50
Харасунское	200—120	170—160	170—110	130—110	10—15

Аналогичная картина устанавливается на Усуглинском месторождении, приуроченном в большей части к метаморфическим породам и сформировавшемуся в несколько стадий рудообразования. Верхние горизонты главного рудного тела, прослеженного на 3000 м, сложены в основном наиболее высокотемпературным ярко окрашенным (зеленым, темно-фиолетовым) октаэдрическим флюоритом начальных стадий. Нижние части того же тела выполнены самым поздним низкотемпературным светло окрашенным гребенчатым и друзовым флюоритом кубического габитуса. На средних горизонтах рудного тела значительно развит фарфоровидный кварц одной из промежуточных стадий. Температура минералообразования, как показывают данные гомогенизации флюоритов из разных участков рудного тела, понижается на глубину с градиентом 40—50°С на 100 м (см. табл. 2). Подобная обратная вертикальная температурная зональность оруденения отмечается и в главной жиле Харасунского месторождения, залегающего в гранитоидах, где градиент понижения температуры рудообразования на глубину составляет 10—15°С. Несмотря на различие в значениях установленных палеотемпературных градиентов, общие диапазоны температур кристаллизации флюоритов Калангуйского, Усуглинского и Харасунского месторождений близки между собой, что, наряду с другими особенностями, подчеркивает генетическое единство этих объектов и близость геохимических условий их формирования.

Средняя Азия. Наиболее заметно элементы обратной температурной зональности выступают на месторождении Агата-Чибаргата, расположенном на юго-западной оконечности Чаткальского хребта. Оно приурочено к жерловой фации кислых эффузивов, обнажающихся среди туфогенной толщии среднего и верхнего карбона, и контролируется Чибаргатинским региональным разломом, послужившим, вероятно, каналом для излияния магм, давших вулканы, а также гранодиориты кызыл-сайского типа, установленные в районе развития флюоритовой минерализации. С разломом связано и поступление фтороносных растворов.

Подробное описание геологического строения, минерального состава руд и гидротермально измененных пород Агата-Чибаргатинского месторождения с указанием стадийности его формирования приводится у А. Е. Толкунова (1965) и Г. Г. Грушкина (1968). Отметим только, что это месторождение представлено серией сложных по морфологии жил, из которых основное промышленное значение имеет крупное флюоритоносное тело № 1, протягивающееся более чем на 800 м. На верхних горизонтах оно сложено преимущественно ярко окрашенным (зеленым и фиолетовым) флюоритом, относящимся к двум последовательным стадиям рудообразования. В нижних частях рудного тела к нему присоединяется более низкотемпературный кристаллический плавиковый шпат, не имеющий заметного распространения. Нужно указать, что пульсационная вертикальная зональность оруденения на этом месторождении в целом более сложная, чем на ранее рассмотренных флюоритоносных объектах

Горного Алтая и Забайкалья. Дело в том, что барит, широко представленный на Агата-Чибаргатинском месторождении, нередко концентрируется в его верхних частях, хотя по времени выделения этот минерал в основном является более поздним, чем флюорит. В связи с этим общая обратная вертикальная зональность оруденения маскируется прямой зональностью отложения, свойственной конечной стадии минералообразования. Тем не менее закономерное снижение температур по падению рудного тела отчетливо устанавливается при сопоставлении результатов гомогенизации флюоритов фиолетового и зеленого цвета, взятых на горизонтах, отстоящих примерно на 70 м по вертикали друг от друга. Полученные термометрические данные приведены в табл. 3.

Таблица 3

Температуры гомогенизации первичных включений в разно окрашенных флюоритах Агата-Чибаргатинского месторождения

Место взятия	Цвет флюорита, генерация	Число замеров	Температура, °С			Градусный понижения температуры на глубину 100 м
			общий интервал	максимум		
				диапазон	среднее значение	
1 горизонт (1080 м)	Зеленый кристаллический, I	71	230—90	180—160	168	Для зеленого флюорита 55—60°
	Фиолетовый кристаллический, II	158	210—70	160—140	152	
2 горизонт (1010 м)	Зеленый кристаллический, I	79	180—70	140—120	127	Для фиолетового флюорита 65—70°
	Фиолетовый кристаллический, II	127	180—80	110—90	104	

Так же, как на Каянчинском месторождении, температурные градиенты для флюоритов разных генераций здесь заметно различаются, составляя для зеленого флюорита I генерации около 55—60, а для более позднего фиолетового (II генерация) — приблизительно 65—70° С. Обшая величина палеотемпературного градиента при флюоритоотложении может быть оценена примерно в 60—65° С. Она в 2—3 раза превосходит наиболее частые значения палеотемпературных градиентов, которые были установлены на ранее рассмотренных месторождениях, и в определенной мере сопоставима лишь с величиной снижения температур гомогенизации флюорита по падению Усуглинского рудного тела.

Следует отметить, что перепад температур кристаллизации минералов порядка 60—65° С на 100 м по вертикали является далеко не самым высоким из тех, которые определены в зонах гидротермального рудоотложения. Температурные градиенты с абсолютными значениями 100—200° С на 100 м и более установлены, например, для некоторых хрусталоносных кварцевых жил Якутии (Коплус, Кудаква, 1968), а также в Иеллоустонском парке (США), в Таджикистане близ Ходжи-Оби-Гарм, в районе Тосканы и других местах (Рундквист, 1966).

Обратная пульсационная и температурная зональность отмечается и в основном рудном теле Такобского месторождения, где низкотемпературные минералы самых поздних стадий (кальцит, барит) появляются лишь на самых глубоких горизонтах.

Рассмотрение причин формирования рудных тел с обратной вертикальной и пульсационной зональностью оруденения показало, что ее возникновение определяется в основном действием структурного фактора и связано с условиями направленного приоткрывания рудовмещающих разрывных нарушений сверху вниз в ходе гидротермальной деятельности. Такую зональность следует отнести к типу зональности тектонического раскрывания, по классификации В. И. Смирнова (1957).

Ранее Ю. А. Билибин (1951) обратил внимание на наличие обратной зональности оруденения полиметаллических месторождений, указав, что это явление имеет, пожалуй, более широкое распространение, чем принято считать. Изложенные материалы свидетельствуют о том, что отмеченное положение Ю. А. Билибина находит в определенной мере подтверждение и на примере гидротермальных флюоритовых месторождений, где смена ранних генераций минерального вещества поздними сопровождается закономерным уменьшением палеотемператур по падению рудных тел. Обратная температурная зональность, согласно полученным данным, довольно широко распространена во флюоритовых месторождениях различных металлогенических провинций. Это обстоятельство следует иметь в виду при предварительной оценке вновь открываемых месторождений флюорита в таких регионах, как Горный Алтай, Забайкалье, Средняя Азия. Представляется очевидным, что нередко наиболее перспективными на глубину будут те флюоритовые месторождения, которые на дневной поверхности представлены в основном минералами ранних стадий рудообразования, имеющими относительно высокую температуру кристаллизации.

Физико-химические особенности процессов гипогенной минерализации на флюорит-полиметаллическом месторождении Такоб (Южный Гиссар)

А. М. Рахманов, Д. Н. Хитаров

Флюорит-полиметаллическое месторождение Такоб расположено в пределах южного склона Гиссарского хребта. Оно размещено в пределах Южно-Варзобского гранитоидного батолита γC_3 (Баратов, 1966 г.) и представлено серией субпараллельных правильных жильных тел, локализованных в тектонических нарушениях северо-западного простирания. Минеральный состав руд описываемого месторождения довольно прост. По степени распространенности в них установлены следующие гипогенные минералы: флюорит (I—IV генерации), кварц (I—V генерации), кальцит (I—III генерации), барит, галенит (I—IV генерации), сфалерит (I—IV генерации), халькопирит, пирит, арсенопирит, бурнонит, прустит, самородное серебро, блеклые руды, самородное золото.

Детальными геолого-минералогическими исследованиями на месторождении установлены следующие 7 стадий минерализации: 1) карбонат-флюоритовая; 2) флюорит-сульфидная; 3) кремнеземная; 4) кварц-галенит-сфалерит-флюоритовая; 5) карбонатная; 6) друзовая (флюорит-кальцит-полиметаллическая); 7) баритовая. Каждой выделенной стадии минерализации предшествует тектоническая пульсация, нередко сопровождающаяся дроблением минеральных комплексов предыдущих стадий.

В результате детальных исследований газовой-жидких включений в минералах указанных стадий были выявлены некоторые физико-химические особенности процессов гипогенной минерализации на описываемом месторождении: агрегатное состояние, температуры, химизм и концентрации минералообразующих растворов во включениях.

Температурные интервалы рудообразования по данным гомогенизации и декрепитации

Для выявления температурных условий формирования рудных тел и эволюции теплового режима минералообразующих растворов было проведено более 1000 замеров температур гомогенизации и более 200 анализов декрепитации включений во флюоритах, кальцитах, кварце, галените, сфалерите и барите всех последовательных парагенетических ассоциаций месторождения. Это позволило нам на примере данного месторождения проследить характер изменения температурного режима растворов в пространстве и во времени.

В парагенетической ассоциации карбонат-флюоритовой стадии включения маточных растворов исследовались в зеленом, голубовато-зеленом, голубом, слабо-фиолетово-сером флюорите I. Для флюорита данной стадии характерны неправильные, овальные, каплеобразные, изометрично-объемные и уплощенные двухфазовые газовой-жидкие ($J \gg G$) включения с содержанием газовой фазы 10—20, реже 20—25%. Гомогенизация сингенетических включений во флюорите I происходит по I типу (Ермаков, 1950) в интервале температур 315—277—260—258—210—190—185—170—157—145—140—135—130°С, что свидетельствует о постепенном спаде температур минералообразующих растворов в

процессе нарастания минеральных ассоциаций данной стадии от контактов рудных тел к их внутренним зонам.

Температуры гомогенизации сингенетических включений варьируют не только во времени, но и в пространстве, характеризуя изменение теплового режима растворов по падению и простиранию рудных тел и их апофиз.

Для низких горизонтов месторождения (1380 м) гомогенизация сингенетических включений во флюорите I происходит в интервале 315—272—130°С с преобладанием верхнего предела температур. Для флюорита I из рудных тел более высоких горизонтов (1427 и 1475 м) характерны температуры гомогенизации соответственно 272—130 и 210—130°С. В плане температуры гомогенизации сингенетических включений во флюорите I распределяются следующим образом: наиболее высокие температуры (315—130°С) характерны для Центрального рудного тела, размещенного в Центральном Такобском разломе; для Промежуточного и Северного рудных тел, расположенных к северу от Центрального тела и приуроченных к тектоническим нарушениям, оперяющим Центральный Такобский разлом, температуры снижаются соответственно до интервалов 245—135 и 210—130°С.

В пределах каждого из этих рудных тел понижение температур гомогенизации сингенетических включений во флюорите I происходит с запада на восток соответственно: по Центральному рудному телу от 315—140 до 210—130°С; по Промежуточному рудному телу — от 245—220—140 до интервала 160—130°С; по Северному рудному телу — от 220—135 до 170—130°С. Вторичные включения во флюорите I из всех этих участков месторождения гомогенизируются, как правило, по I типу (Ермаков, 1950) в интервале 110—90°С.

Температурные условия формирования минеральных ассоциаций флюорит-сульфидной стадии были выявлены при исследовании включений во флюорите II (методом гомогенизации) и галените II (методом декрепитации). Для флюорита II характерны те же формы и фазовый состав включений, которые были описаны для флюорита I. Гомогенизация сингенетических включений во флюорите II из всех описанных рудных тел происходит в жидкую фазу в интервале 260—120°С. Четкую пространственную температурную зональность для данной стадии выявить не удалось. Температурные условия кристаллизации сульфидных образований данной стадии были выявлены методом декрепитации по галениту II. В процессе нагревания мономинеральных фракций (0,5—0,25 мм) галенита II были выявлены два максимума взрываний, соответствующие интервалам температур 140—180 и 250—400°С. Первый максимум, очевидно, соответствует взрыванию включений в галените, второй — разложению галенита с выделением S²⁻. Учитывая изложенное, можно предположить, что формирование сульфидной ассоциации данной стадии в целом происходило в интервале температур, установленных методом гомогенизации сингенетических включений флюорита II.

Вторичные включения во флюорите II, как правило, гомогенизируются в интервале 90—110°С.

Температурные условия формирования кремнеземной стадии были выявлены методом декрепитации мономинеральных фракций (0,5—0,25 мм) кварца III — основного минерала данной стадии. Согласно данным декрепитации, формирование кремнеземной стадии происходит в интервале температур 150—225°С.

Температурные условия кристаллизации минералов кварц-галенит-сфалерит-флюоритовой стадии минерализации установлены методом гомогенизации включений во флюорите III и методом декрепитации мономинеральных фракций (0,5—0,25 мм) галенита III и сфалерита III. Согласно данным многочисленных анализов, кристаллизация минералов

данной стадии происходила в интервале температур 230—110°С. В пространстве температуры минералообразующих растворов данной стадии понижаются с запада на восток соответственно в пределах от 200—140 до 175—130°С. При продвижении с низких горизонтов месторождения к верхним растворы данной стадии испытывали охлаждение. Градиент понижения температуры этих растворов, согласно данным анализов, составляет 1°С на 3 м.

Температурный режим растворов карбонатной стадии минерализации был выявлен при детальном исследовании сингенетичных включений в кальците II. В последнем были встречены существенно жидкие ($J \gg G$) включения неправильной, изометричной, овальной и каплеобразной форм с содержанием газовой фазы порядка 10%. Гомогенизация этих включений происходила в жидкую фазу (I тип) в интервале 140—110°С. Вторичные включения в кальците II гомогенизируются, как правило, в интервале 80—100°С. Таким образом, формирование карбонатных жил данной стадии происходит, по-видимому, из жидких гидротермальных растворов в интервале температур 140—110°С.

Кристаллизация минералов друзовой стадии, согласно данным гомогенизации, происходит из жидких гидротермальных растворов в интервале 165—157—145—130—120—110—100—90—85°С. Однако различные минералы данной ассоциации кристаллизовались в разные интервалы температур. Рост кристаллов флюорита IV происходит в интервале 165—157—145—140—135—130°С. При этом снижение температур гомогенизации сингенетичных включений во флюорите IV происходит от внутренних зон кристаллов к внешним, что указывает на постепенный спад температур минералообразующих растворов в процессе роста кристаллов.

Кристаллизация сфалерита IV (клеюфана), тесно ассоциирующего с флюоритом IV, согласно данным гомогенизации сингенетичных включений, происходит в интервале температур 125—120—110—105—100—90—85°С. Кристаллизация кальцита III происходит в интервале 130—120—115—110—90°С. Сингенетичные включения в кальците III, так же как и аналогичные включения во флюорите IV и сфалерите IV данной стадии, гомогенизируются, как правило, в жидкую фазу и относятся к категории включений существенно жидких ($J \gg G$) с содержанием газовой фазы порядка 10%.

Кристаллизация субмономинеральной баритовой стадии минерализации на месторождении, судя по результатам гомогенизации сингенетичных газовой-жидких ($J \gg G$) включений в барите, происходит в интервале 117—105—90—85—80°С. Для данной стадии характерны наиболее низкотемпературные жидкие гидротермальные растворы.

Некоторые данные о составе рудоносных растворов по водным вытяжкам

Выявление химизма рудоносных растворов, законсервированных во включениях, проводилось методом тройных водных вытяжек (Хигаров, 1968), что позволило достичь наиболее полного растворения содержимого включений в первых двух вытяжках, а также учесть степень растворимости минерала-хозяина. Учет отмеченных выше факторов позволяет избежать существенных ошибок, обычно неминуемых при одинарных вытяжках.

Анализы вытяжек проводились по основным минералам парагенетических ассоциаций всех стадий минералообразования на месторождении. Таких результатов этих анализов приведены в табл. 1.

В минеральной ассоциации 1-й стадии рудообразования исследовались включения во флюорите I (см. табл. 1, обр. 376). В катионном со-

стае растворов, законсервированных в указанных включениях, установлены Na^{2+} , K^+ , Ca^{2+} , причем содержание Ca^{2+} значительно преобладает над суммарной концентрацией катионов K^+ и Na^+ . В анионном составе растворов установлены HCO_3^- , Cl^- , F^- , причем содержание Cl^- существенно превышает суммарное содержание HCO_3^- , F^- . Растворы имели карбонат-фтор-хлоридный состав. В составе отмеченных растворов установлен Si, присутствовавший в них первоначально, вероятно, в виде растворимых соединений SiF_6^{2-} , Na_2 , SiO_3^{2-} . Спектральным анализом в сухих остатках упаривания водных вытяжек дополнительно установлены в порядке возрастающей концентрации: Ni, Mo, Cr, Ag, Zn, Pb, Sr, Cu, Ba, Ti, Mg, Mn, Fe, Al. Определение содержания H_2O во включениях позволило установить среднюю концентрацию растворов в последних, равную 17%.

В ассоциации 2-й (флюорит-сульфидной) стадии минерализации водные вытяжки проводились из флюорита II. Анализы сделаны по двум пробам данного флюорита, отобранном из различных участков месторождения (см. табл. 1, обр. 394, 411). В результатах обоих анализов наблюдается полная идентичность состава растворов данной стадии. Катионный состав растворов представлен Na^+ , K^+ , Ca^{2+} . Содержание Ca^{2+} в растворах включений превышает суммарную концентрацию Na^+ и K^+ . Анионный состав, согласно данным обеих вытяжек, представлен Cl^- . Кроме этого в составе одной из проб (обр. 411) установлен Si. Спектральными анализами в составе сухих остатков выпаривания водных вытяжек дополнительно установлены: Ag, Cr, Mo (0,0001—0,001), Ba, Sr (0,001—0,003), Cu, Mg, Mn, Fe, Ti, Pb (0,003—0,01), Al (0,06—0,1) %.

Усредненная концентрация растворов включений во флюорите II, согласно данным водных вытяжек, составляет 9,85% (табл. 2).

Из кварца III кремнеземной стадии минералообразования анализы водных вытяжек не проводились. В парагенетической ассоциации 4-й (кварц-сфалерит-галенит-флюоритовой) стадии минералообразования анализы водной вытяжки проводились из флюорита III (см. табл. 1, обр. 421). В катионном составе растворов включений во флюорите III установлены Na^+ , K^+ , Ca^{2+} . Содержание Ca^{2+} , как и в предыдущих случаях, превышает суммарную концентрацию Na^+ и K^+ .

В анионном составе растворов установлен Cl^- . Кроме того в составе растворов включений отмечено значительное содержание Si.

Спектральным анализом в составе сухих остатков выпаривания водной вытяжки дополнительно установлены: Zr (0,0003), Ag, Sn, Mo (0,0001—0,001), Sr (0,001—0,003), Cr, Li, Pb (0,003—0,006), Ti, Cu (0,006—0,01), Ba, Mg, Mn, Fe, Al (0,01—0,1) %.

Особенности состава растворов карбонатной (5-й) стадии минералообразования были выявлены при проведении водной вытяжки из кальцита II (см. табл. 1, обр. 396). Согласно данным анализов, катионный состав указанных растворов представлен Na^+ , K^+ , и Ca^{2+} . В анионном составе данных растворов установлены HCO_3^- , Cl^- , F^- . Растворы носили фтор-хлорид-бикарбонатный характер с преобладанием карбонатных и бикарбонатных соединений щелочных и щелочноземельных элементов над хлоридными и фторидными формами. Спектральным анализом в составе сухих остатков выпаривания водных вытяжек дополнительно установлены: Ag (0,0001), Pb (0,001), Ba (0,001—0,003), Cu, Ti (0,003—0,006), Mg, Fe, Al (0,01—0,1) %. Усредненная концентрация растворов включений в кальците II, согласно данным пересчета анализов водных вытяжек, равна 9,9% (см. табл. 2).

Для выявления состава растворов баритовой стадии минералообразования проводились анализы водной вытяжки из барита (см. табл. 1, обр. 82). Согласно данным анализов, указанные растворы имели суще-

Таблица 1

Результаты химического анализа тройных водных вытяжек из минералов месторождения

№ обр.	Минерал	pH	Na+	K+	Ca ²⁺	Sr ²⁺
360	Флюорит IV	7,50	0,011	—	—	—
373	Флюорит III	7,52	0,025	0,003	0,044	—
376	Флюорит I	7,52	0,053	0,011	0,255	—
385	Флюорит I	7,47	0,033	0,006	0,050	—
394	Флюорит II	7,26	0,078	0,005	0,127	—
396	Кальцит II	6,85	0,020	0,002	0,105	—
403	Флюорит I	7,51	0,071	0,003	0,081	—
411	Флюорит II	6,75	0,081	0,11	0,090	—
416	Флюорит III	6,70	0,012	0,003	0,010	—
421	Флюорит III	6,72	0,018	0,003	0,030	—
82	Барит	6,0	0,02	0,002	0,06	0,01

* Анализы выполнены в лаборатории ВИМС под руководством Д. Н. Хитарова.

ственно хлоридный состав. Кроме Cl^- из анионов в составе растворов были установлены следы HCO_3^- , SO_4^{2-} , F^- . Катионный состав растворов представлен Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Sr^{2+} , причем содержание Ca^{2+} превышает концентрацию остальных катионов. Усредненная концентрация растворов включений в барите, согласно данным пересчета, составляет 12% (см. табл. 2).

Исходя из изложенного, можно предположить, что формирование руд на месторождении Такоб происходит из фтор-карбонат-хлоридных, карбонат-хлоридных, фтор-хлоридных и хлоридных растворов, содержащих довольно широкий спектр щелочных, щелочноземельных, редких и халькофильных элементов. Последние могли находиться в растворе в виде легкорастворимых хлоридов, бикарбонатов, фторидов и комплексных соединений.

Криометрические исследования солевого состава растворов включений в минералах месторождения Такоб

Характеристика методики криометрических исследований и аппаратуры приводилась в работах Н. П. Ермакова (1968), Ф. П. Мельникова (1965, 1968) и др. В связи с этим в данном разделе, не затрагивая этих вопросов, приступим к непосредственному изложению результатов криометрических исследований концентраций растворов включений в различных минералах месторождения Такоб. Для этой цели было проведено более 300 опытов по замораживанию включений во флюоритах, кальцитах, сфалерите (клеюфане) и барите различных парагенетических ассоциаций, в целом охватывающих все стадии минералообразования на описываемом месторождении. Параллельно, для сопоставления, проводился расчет концентраций растворов включений, по данным анализа их химического состава. При этом количество воды, законсервированной в вакуолях включений, определялось методами Пенфильда и Прегля.

В минеральной ассоциации I-й стадии исследовались включения во флюорите I из различных участков Центрального, Промежуточного и Северного-1 рудных тел.

Для Центрального рудного тела наиболее низкие температуры замерзания сингенетических включений во флюорите I расположены в интервале $(-57,13-44,08)^\circ\text{C}$. Температура их полного оттаивания находится в пределах $-6,96^\circ\text{C}$. Промежуточные температуры замерзания

Такоб (в мг/экв на 300 мл раствора вытяжки) *

HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl-	F-	ΣK	ΣA	Si	Ошибка, %
—	—	0,015	—	0,011	0,015	—	+15
—	—	0,045	0,027	0,072	0,072	—	—
0,075	—	0,218	0,021	0,319	0,314	0,017	-0,8
—	—	0,090	—	0,089	0,090	—	+0,5
—	—	0,205	—	0,210	0,205	—	-1,2
0,067	—	0,055	0,013	0,127	0,135	—	+3,0
0,002	—	0,153	—	0,155	0,155	—	$\pm 0,0$
—	—	0,218	—	0,182	0,218	0,039	+0,0
—	—	0,013	0,012	0,025	0,025	—	—
—	—	0,055	—	0,051	0,055	0,057	+3,8
Сл.	Сл.	0,08	Сл.	0,092	0,08	—	-13,4

сингенетических включений располагаются в интервале $(-2,63 - 30,45)^\circ\text{C}$. Полное оттаивание этих включений происходит в интервале $(-14,21 - 5,80)^\circ\text{C}$. Наиболее незначительные температуры замерзания сингенетических включений во флюорите I располагаются в пределах $(-33,93 - 24,5 - 24,65)^\circ\text{C}$ с температурой полного оттаивания $(-9,28 - 7,25)^\circ\text{C}$.

Сопоставление полученных данных с результатами замораживания искусственно приготовленных растворов заданной концентрации, отвечающих по химическому составу растворам исследуемых включений, позволяет получить некоторые представления о концентрации последних. Концентрация солей в растворах сингенетических включений во флюорите I Центрального рудного тела колеблется в интервале 10—15%. Это согласуется с результатами, полученными при расчете концентраций, по данным анализа химического состава включений во флюорите I. Согласно последним, усредненная концентрация растворов включений во флюорите I равна 17% (см. табл. 2).

Таблица 2

Концентрация растворов включений, по данным анализа их химического состава и криометрических исследований, на месторождении Такоб

№ обр.	Минерал	Генетический тип включений	Температура, $^\circ\text{C}$		Концентрация растворов включений, по данным криометрии, %	Усредненная концентрация, по данным анализов водных вытяжек, %
			замерзания	оттаивания		
42, 385	Флюорит I	Сингенетические	-57,13—(-30,45)	(-5,80)	15—8	17
		Эпигенетические	-32,48—(-17,98)	-10,51—(-3,51)	7—5	
151, 183	Флюорит I	Сингенетические	-50,17—(-27,55)	-12,90—(-2,61)	13—8	9,85
		Эпигенетические	-32,48—(-31,05)	-4,93—(-4,35)	8—6	
396	Кальцит II	Сингенетические	-44,95—(-34,80)	-7,25—(-3,19)	8—10	9,9
390		»	-56,36—(-47,75)	-12,90—(-12,32)	12—15	
82	Барит	Эпигенетические	-29,58	-7,45	5—6	12
2148	Кальцит III	Сингенетические	-58,93—(-58,58)	-15,08—14,79	14—15	14,4
		Эпигенетические	-50—75	-13—05	13	
2105	Флюорит I	Сингенетические	-53—65—(-41,18)	-15,08—13,05	10—14	16,5
2134		Эпигенетические	-32,48—(-30,45)	-9,28—(-7,25)	6—7	
2030						

Аналогичные результаты были получены при исследовании включений во флюорите I из различных участков Промежуточного и Северного рудных тел.

В парагенетической ассоциации 2-й стадии минерализации криометрические исследования проводились по включениям во флюорите II. Сингенетичные включения во флюорите II из различных участков Центрального, Промежуточного и Северного рудных тел месторождения замерзают в одном и тех же интервалах температур: $(-50,17-27,55)^{\circ}\text{C}$. Полное оттаивание криогидрата в них происходит в интервале $(-8,41-2,61)^{\circ}\text{C}$. Концентрация солей в растворах сингенетичных включений во флюорите II, согласно данным криометрических исследований, колеблется в пределах 8—13%, что согласуется с цифрами, полученными при расчете концентраций последних, по данным химического анализа состава этих включений. Согласно последним, усредненная концентрация растворов включений равна 9,85% (см. табл. 2).

На месторождении 3-я стадия минерализации представлена непрозрачным, скрытокристаллическим кварцем III. Включения в этом кварце визуально не обнаружены, вследствие чего криометрические исследования в них не проводились.

В парагенетической ассоциации 4-ой стадии минерализации криометрические исследования проводились по включениям во флюорите III генерации. Массовые замеры криогидратных точек сингенетичных включений во флюорите III из Южных рудных тел позволили установить наиболее характерный интервал их замерзания $(-51,04-31,90)^{\circ}\text{C}$. Полное оттаивание криогидрата происходило в интервале температур $(-15,95-8,70)^{\circ}\text{C}$. Согласно экспериментальным данным (Мельников, 1965), полученным при замораживании искусственных растворов аналогичного состава, концентрация солей в растворах описываемых включений не превышает 8—13%.

Для сингенетичных включений флюорита III из Северной рудной зоны наиболее характерным интервалом температур замерзания является $(-34,80-33,95)^{\circ}\text{C}$. Полное оттаивание криогидрата происходит при $(-5,19-4,90)^{\circ}\text{C}$. Концентрация солей в растворах этих включений, вероятно, не превышает 8—10%.

Обобщая результаты криометрических исследований включений во флюорите III, приходим к выводу: концентрация солей в растворах включений исследуемого флюорита III находится в пределах 8—13%.

Исследования растворов 5-ой (карбонатной) стадии минерализации проводились по включениям в главном минерале данной стадии — кальците II. Сингенетичные включения в нем замерзают в интервале температур $(-44,95-34,80)^{\circ}\text{C}$. Оттаивание криогидрата происходит в интервале $(7,25-3,19)^{\circ}\text{C}$. Концентрация солей в растворах этих включений достигает 8—10%. Это согласуется с результатами, полученными при расчете концентраций описываемых растворов, по данным их химического состава: усредненная концентрация растворов включений в кальците II равна 9,9% (см. табл. 2, обр. 396).

В минералах друзовой 6-ой стадии минерализации криометрические исследования проводились по включениям из флюорита IV и сфалерита IV. Сингенетичные включения в кристаллах флюорита IV замерзают в интервале температур $(-49,30-37,12)^{\circ}\text{C}$. Наиболее низкие температуры замерзания $(-49,30-45,82)^{\circ}\text{C}$ характерны для включений, расположенных в основании и внутренних зонах кристаллов. Для включений внешних зон кристаллов характерны меньшие значения температуры: $(38,28-37,12)^{\circ}\text{C}$, а в единичных случаях фиксировались температуры $-29,29$ и $-27,25^{\circ}\text{C}$. Полное оттаивание криогидрата происходит в интервале температур $(-8,70-2,32)^{\circ}\text{C}$.

Концентрация солей в растворах сингенетичных включений, располо-

женных в основании и внутренних зонах кристаллов флюорита IV, достигает 10—13%. К внешним зонам роста кристаллов концентрация постепенно понижается до 5—10%. Сингенетичные включения в кристаллах сфалерита IV (клеюфана) замерзают в интервале температур (—40,60—37,70)°С. Полное оттаивание криогидрата происходит в интервале (—7,54—5,80)°С. Концентрация солей в растворах сингенетичных включений в сфалерите IV колеблется в пределах 8—10%.

Исследования растворов завершающей баритовой стадии минерализации проводились по включениям в барите — основном минерале данной стадии. Сингенетичные включения в барите замерзают в интервале температур (—36,36—47,75)°С, что характеризует довольно значительную концентрацию (12—15%) солей в растворах этих включений. Температура оттаивания криогидрата этих включений колеблется в пределах (—12,90—12,32)°С. Согласно данным анализа водной вытяжки, усредненная концентрация солей, растворенных в жидкой фазе включений в барите, составляет 12% (см. табл. 2), что весьма приближается к результатам криометрических исследований.

Как видно из изложенного, концентрации растворов включений, определенные криометрическим методом, совпадают с результатами пересчета концентраций растворов, по данным химического анализа включений методом тройных вытяжек. Это доказывает целесообразность применения метода криометрии в геологических исследованиях для выявления режима концентраций растворов в процессе минералообразования. С другой стороны, такое совпадение концентраций свидетельствует о правомерности и необходимости проведения тройных водных вытяжек.

Таким образом, проведенные комплексные исследования включений в минералах различных стадий, проявленных на месторождении Такоб, позволили охарактеризовать обстановку отложения минералов каждой стадии по значениям температур, состава и концентрации минералообразующих растворов.

О физико-химических условиях образования некоторых месторождений, связанных с субвулканическими гранитами

А. П. Берзина, В. И. Сотников

С субвулканическими гранитами связаны месторождения многочисленных рудных элементов. Общие геологические и физико-химические особенности образования их охарактеризованы В. Н. Котляром (1968). Автором приводится характеристика физико-химической среды преимущественно на основе экспериментальных работ и расчетов в условиях относительно простых систем и ограниченных интервалов термодинамических параметров. Вместе с тем известно, что образование месторождений рассматриваемой группы происходит в условиях существенного изменения физико-химической обстановки. Поэтому представляется интересным проследить ее изменение в течение длительной истории рудообразования. Некоторые данные по этому вопросу были получены нами при исследовании Жирекенского, Давендинского, Сорского молибденовых и оловорудного Хапчерангинского месторождений.

Формирование рассматриваемых месторождений происходило в сходных геологических условиях. Они характеризуются многоэтапным проявлением процесса минерализации, связанным с неоднократным внедрением магматических масс, а также широким развитием гидротермально измененных пород, отдельные фации которых распространены повсюду. Вместе с тем специфические геологические условия регионов, к которым приурочены рассматриваемые месторождения, и прежде всего петрохимические особенности рудоносных интрузий, оказали влияние на проявление рудной минерализации и минеральных парагенезисов. Так, для Сорского месторождения характерно широкое развитие альбитизированных пород и фторсодержащих минералов, для Жирекенского и Давендинского — аргиллизированных пород и карбонатов, для Хапчерангинского — грейзенов.

Для установления физико-химических особенностей растворов, действовавших в процессе формирования изучаемых месторождений, были использованы современные методы изучения газово-жидких включений (Ермаков, 1950, 1968). Исследование их проводилось в кварцах различных стадий и этапов минерализации. Концентрация NaCl и KCl определялась по таблицам растворимости NaCl — H₂O; NaCl — KCl — H₂O (Справочник химика, 1964) на основании температур замерзания двухфазовых включений или температур плавления кристаллов галита и сильвина в многофазовых включениях. Криометрические исследования были проведены авторами в лаборатории минералообразующих растворов ИГГ СОАН СССР. Давление определялось по методике, описанной Ю. А. Долговым, Л. Ш. Базаровым, И. Т. Бакуменко (1968). При этом были использованы диаграммы М. И. Равича (1951), М. А. Стыриковича и И. Х. Хайбуллина (1956), Г. Г. Леммлейна и П. В. Клевцова (1956), С. Сорирояна и Дж. К. Кеннеди (Sourirajan, Kennedy, 1962). Для выявления химических особенностей минералообразующих растворов были использованы анализы водных вытяжек и данные расчета привноса-выноса вещества в процессе гидротермального изменения пород.

Жирекенское месторождение. Формирование месторождения связано с многофазным комплексом верхнеюрских мелкозернистых гранитов, гранит-порфиров и фельзитов. На месторождении развиты образования фаций калишпатизированных, аргиллизированных и серицитизированных

пород. Рудные тела представлены кварц-молибденитовыми жилами, прожилками и брекчиями двух стадий и кварц-пирит-галенитовыми прожилками 3-ей стадии. Завершается гидротермальный процесс образованием карбонатных жил.

Во вкрапленниках кварца из гранит-порфиров встречаются стекловатые включения. Они расположены во внутренней части зерен минерала и имеют несколько вытянутую форму. Газовый пузырек правильной округлой формы занимает до 20% вакуоли. Были предприняты попытки проведения гомогенизации стекловатых включений. При температуре 900°С отмечалось существенное изменение объема газового пузырька. На этом нагревание термокамеры по техническим причинам прекращалось.

В кварцах из калишпатизированных гранитов, гранит-порфиров и кварц-калишпатовых метасоматитов включения имеют слабо вытянутую, реже изометричную форму. В метасоматитах они крупнее (до 0,01 мм), чем в измененных гранитах и гранит-порфирах, и встречаются чаще. В пределах одного зерна включения распределены равномерно и гомогенизируются в близком интервале температур. Преобладают двухфазовые включения. Встречаются также однофазовые — сухих газов и многофазовые с галитом и молибденитом. Гомогенизация в основном происходит в газовую фазу. Однако в кварцах из гранит-порфиров встречаются также включения, морфологически аналогичные описанным и гомогенизирующиеся при высоких температурах (520—400°С) в жидкую фазу. В метасоматитах часто наблюдается гомогенизация с точкой инверсии и в отдельных случаях — гомогенизация с критической точкой. Максимальные температуры гомогенизации были зафиксированы в кварцах из калишпатизированных гранит-порфиров (600—430, реже 400°С). В калишпатизированных гранитах включения гомогенизируются в интервале 510—390°С. В кварц-калишпатовых метасоматитах гомогенизация осуществляется при температуре 450—400°С.

В многофазовых газовых включениях кристаллики галита растворяются при 420—400°С после исчезновения конденсата жидкой фазы. Молибденит остается нерастворенным вплоть до вскрытия включения при нагреве. Концентрация NaCl, определенная по диаграммам двухфазовых равновесий без учета влияния других солей, составляет около 47%. Давление в момент гомогенизации, по-видимому, превышает 1600—1800 атм.

В процессе аргиллизации гранитов и гранит-порфиров кварц ведет себя как устойчивый минерал. Наблюдается его перекристаллизация и изменение физических свойств. Включения в нем приурочены к трещинкам, реже распределены по зернам минерала равномерно. Морфология таких включений и температура гомогенизации аналогичны включениям вдоль залеченных трещинок. Включения менее правильной формы и мельче, чем в кварцах из калишпатизированных пород. Гомогенизация происходит всегда в жидкую фазу при температурах 430—350°С. Процесс гомогенизации в различных зернах неодинаков. Обычно при температуре, близкой к температуре гомогенизации, газовый пузырек ведет себя подвижно, как при броуновском движении. Однако во включениях с повышенной температурой гомогенизации (430—390°С) газовый пузырек неподвижен, при повышении температуры наблюдается лишь продвижение фазовой границы.

Растворение кристаллов галита в трехфазовых включениях происходит при температурах 350—220°С до исчезновения газовой фазы. Концентрация NaCl составляет 47—42%. Давление в момент гомогенизации равно 220—110 атм.

В кварце кварц-молибденитовых жил включения многочисленные, но мелкие, они гомогенизируются в жидкую фазу при температурах 370—350 (1-ая кварц-молибденитовая стадия) и 250—220°С (2-ая кварц-молибденитовая стадия). Минералообразование, по данным А. В. Пизнюра (1968),

полученным по включениям с углекислотой, происходило при давлении 800—600 *атм.*

Давендинское месторождение. Молибденовое оруденение этого месторождения связано с верхнеюрским комплексом гранит-порфиров и кварцевых порфиров. Рудные тела представлены жилами, реже оруденение имеет штокверковый характер.

Гидротермально измененные породы представлены теми же фациями, что и на Жирекенском месторождении.

В кварце калишпатизированных пород включения крупные, часто плоские, вытянутой и реже изометричной формы, распределены по всему зерну равномерно. Гомогенизация происходит в газовую фазу при температурах 480—410° С. Многофазовые включения не обнаружены.

В аргиллизированных породах наблюдаются включения двух типов. Одни включения по морфологии и равномерному распределению в зернах аналогичны включениям в калишпатизированных породах, но существенно отличаются от них по степени наполнения и характеру гомогенизации. Гомогенизация их происходит в узком температурном интервале (350—330° С) в жидкую и газовую фазу, т. е. заполнение вакуолей происходило при вскипании растворов, а полученные температуры являются истинными. Включения второго типа (мнимо-вторичные) приурочены к трещинкам и гомогенизируются в жидкость при температурах 350—320° С.

Замерзание растворов в двухфазовых включениях происходит при температуре (—11—13,5)° С. Концентрация NaCl составляет 24,6—24,8%. Давление в момент гомогенизации равно 130—100 *атм.*

В кварце кварц-молибденитовых жил обнаружены мельчайшие включения неправильной формы. Гомогенизация происходит в жидкую фазу при температурах 290—230° С.

Хапчерангинское месторождение. По ряду геологических и геохимических признаков оловянное оруденение парагенетически связывается с комплексом верхнеюрских биотитовых гранитов и гранит-порфиров. Касситерит-кварцевая минерализация максимально развита в эндоконтактной зоне штока биотитовых гранитов и гранит-порфиров и пространственно обособлена от касситерит-сульфидной, которая локализована во вмещающей шток палеозойской песчано-сланцевой толще. Метасоматические изменения, сопровождающие касситерит-кварцевую минерализацию, характеризуются развитием фаций калишпатизированных и грейзенизированных пород и слабым проявлением в отличие от касситерит-сульфидной минерализации хлоритизированных и карбонатизированных пород.

В кварце грейзенизированных пород присутствует очень большое количество включений. Гомогенизация их происходит в жидкую фазу при температурах 400—320° С. Вторичные включения, приуроченные к залеченным трещинкам, гомогенизируются при температурах 290—200° С. Кристаллики галита в трехфазовых включениях растворяются при температурах 270—280° С после исчезновения газового пузырька. Концентрация NaCl составляет 36—35%. Давление превышает 1200 *атм.* Замерзание двухфазовых включений происходит при температуре (—11—12)° С. Концентрация NaCl равна 24,8%.

Сорское месторождение. Месторождение связано с субвулканическим комплексом лейкократовых гранитов и порфиров. В первый этап минерализации, связанной со становлением гранитов, были образованы калишпатизированные, альбитизированные, серицитизированные породы и кварцевые жилы с рудными минералами. Для второго этапа (образование порфиров) характерно широкое развитие альбитизированных пород и проявление основной части рудной минерализации, представленной продуктами трех стадий: 1-ой кварц-молибденитовой, 2-ой кварц-молибденитовой и 3-ей кварц-флюоритовой.

Фазовое состояние растворов существенно изменялось как в пределах этапов, так и при переходе от одного этапа к другому. Минералообразование на первом пневматолитовом этапе осуществлялось из газовых растворов, а на втором гидротермальном этапе — из жидких. Гомогенизация включений происходит в следующих интервалах температур: в калишпатизированных и альбитизированных породах 730—450°С, в кварц-калишпатовых метасоматитах — 520—470, в серицитизированных гранитах — 410—360, в кварцевых жилах первого этапа — 470—390, второго этапа — (400?) 290—220, в кварц-флюоритовых образованиях — 350—220°С.

В калишпатизированных породах были обнаружены четырехфазовые включения с кристалликами галита и сильвина. В первом включении температура плавления галита 440°С, а полная гомогенизация происходит в газовую фазу при температуре 510°С. Во втором включении температура плавления галита 400°С, исчезновение газового пузырька происходит при температуре 270°С. Давление превышает 1400 атм. В третьем включении плавление галита происходит при температуре 330°С. Полная гомогенизация наблюдается при температуре 405°С.

В альбитизированных породах кристаллики галита плавятся при температурах 470—450°С после исчезновения жидкой фазы. Концентрация NaCl составляет 52,5%. Давление превышает 2000 атм.

В кварцевых жилах кристаллики галита растворяются при температурах 280—240°С до исчезновения газового пузырька. Концентрация NaCl в растворе равна 36—33%. Давление в момент гомогенизации 129—90 атм. Замерзание растворов в двухфазовых включениях наблюдается при температурах (—11—13)°С. Концентрация NaCl составляет 24%. Давление в момент гомогенизации 100—80 атм.

Приведенные результаты исследования газовой-жидких включений из наиболее характерных образований ряда месторождений, связанных с субвулканическими гранитами, позволяют охарактеризовать агрегатное состояние растворов и, с некоторым приближением, температуру и давление на различных стадиях и этапах минерализации. Данные по температуре более достоверны, чем по давлению. Отмечается совпадение температур образования определенных типов минерализации по ряду месторождений как по нашим данным, так и по данным других исследователей (Пизнюр, 1968; Говоров и др., 1968). Полученные по газовой-жидким включениям давления в момент гомогенизации не всегда могут быть использованы для характеристики условий минералообразования. Этим целям наиболее соответствуют давления, возникающие в многофазовых включениях в случае растворения минералов после исчезновения газовой или жидкой фазы. Однако для определения создаваемого в таких включениях давления необходимо знать зависимость температуры от давления. В настоящее время она изучена лишь для 30%-ных растворов NaCl и растворов с 24% NaCl и 15% KCl (Леммлейн, Клевцов, 1956; Клевцов, Леммлейн, 1959) и используется ориентировочно для других концентраций. Давления, полученные по двухфазовым включениям, оказываются значительно заниженными.

Отделение растворов от расплава, очевидно, происходило в результате магматической дистилляции. Подтверждением этого служат, кроме фазового состояния, высокие температуры ранних процессов, приближающиеся к температуре кристаллизации гранитов. На поздних этапах минерализации в гидротермальную деятельность, очевидно, вовлекались остаточные растворы ранних этапов.

На ранних этапах состав растворов на всех рассматриваемых месторождениях был преимущественно калий-кремнистым. Об этом свидетельствуют данные расчета привноса-выноса вещества в процессе гидротермального изменения пород, а также широкое развитие калишпа-

тизированных и окварцованных образований (Сотников, Берзина, 1966). На позднем этапе растворы имели преимущественно натрий-кремний-фтористый состав на Сорском месторождении, кремний-углеродистый — на Жирекенском и Давендинском, кремний-фтор-углеродистый — на Хапчерангинском.

На основании изучения водных вытяжек газовой-жидких включений (Берзина, Сотников, 1968) и расчета привноса-выноса вещества установлено, что в состав минералообразующих растворов входили: из катионов — калий, натрий, кремний, алюминий, железо, магний, кальций, титан, марганец и др., из анионов — фтор, хлор, сера, угольная кислота. Основные компоненты гидротермальных растворов имели два источника. Одни из них привносились из магматического расплава, другие выщелачивались в процессе гидротермального преобразования пород. При этом состав растворов (особенно в катионной части) в значительной мере зависел от состава окружающих пород.

Температурный режим формирования рассматриваемых месторождений в основном близок и характеризуется значительным спадом температур: от 700—400 при образовании калишпатизированных и альбитизированных пород до 400—200°С при формировании основной кварцево-рудной минерализации (образование наиболее поздних, существенно карбонатных ассоциаций происходило в условиях более низких температур).

Из всех исследованных калишпатизированных образований минимальные температуры зафиксированы для кварц-калишпатовых метасоматитов, формирующихся в участках резко повышенной проницаемости окружающих пород. Это, возможно, обусловлено вскипанием здесь растворов в условиях значительных градиентов давлений, вообще характерных для месторождений субвулканического типа, с образованием паро-водяной смеси с высоким теплосодержанием.

Среди кварцево-рудных образований относительно пониженными температурами характеризуются жилы Давендинского месторождения. Температура гомогенизации газовой-жидких включений в кварце у этих жил, являющихся продуктом 1-ой кварц-молибденитовой стадии, соответствует температуре гомогенизации включений в кварце из 2-ой кварц-молибденитовой ассоциации Сорского и Жирекенского месторождений. Эти жилы локализованы в хорошо проявленных трещинных системах, где при повышенной фильтрации растворов создавались условия для значительной конвективной теплопередачи.

Высокие значения температур, полученные для ряда кварц-молибденитовых жил Сорского месторождения, по-видимому, свидетельствуют об образовании этих кварцевых жил в период формирования кварц-калишпатовых тел, когда происходило разделение кварца и калиевого полевого шпата с заметной миграцией кремнезема (Сотников, Берзина, 1966), и о более позднем наложении на них молибденовой минерализации. Последнее подтверждается также общегеологическими наблюдениями.

Широко проявленные на месторождениях метасоматические процессы развивались в условиях близких температур: образование калишпатизированных и альбитизированных пород происходило из газовой-жидких растворов при 700—400°С и давлении порядка 2000—1200 атм, аргиллизированных пород — из жидких растворов пониженной плотности при температуре 400—300°С, грейзенированных пород — из жидких растворов при давлении около 1000 атм и температуре 350—300°С. Очевидно, появление различных минеральных ассоциаций зависит не столько от общего температурного режима процесса минерализации, сколько от других факторов, среди которых (по общегеологическим данным), по-видимому, следует отметить химические особенности минералообра-

зующих растворов. Так, на месторождениях при существенно фтористом характере растворов происходило образование альбитизированных пород, при углекислом — аргиллизированных и при фтор-углекислом — грейзенизированных.

Близость термодинамических условий образования альбитизированных, аргиллизированных и грейзенизированных пород подтверждается также многочисленными экспериментальными работами по синтезу силикатных минералов. Так, по данным Р. Л. Фолка (Folk, 1947) и Дж. Хемли (Hemley, Jones, 1964), альбит, каолинит и мусковит могут быть устойчивыми при температурах 300 — 350° С, и образование того или иного минерала определяется в значительной мере химическими особенностями минералообразующей среды.

Температурные условия формирования медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района

К. А. Карамян, О. Г. Маданян

Медно-молибденовые месторождения южной части Армянской ССР: Дастакерт, Каджаран, Джиндара, Айгедзор, Агарак объединяются в единую медно-молибденовую формацию, которая территориально совмещена с Памбак-Зангезурской структурно-металлогенической зоной и образует медно-молибденовый пояс, вытянутый в северо-западном направлении, со своей спецификой геологического строения, магматизма и металлогении. Этот пояс протягивается как на юго-восток за пределы Армянской ССР в Иранский Карадаг, так и на север — в пределы Турции.

В пределах рудного пояса отмечается довольно неравномерное распределение районов развития медно-молибденового оруденения. Участки развития медно-молибденового и тесно с ним связанного полиметаллического оруденения выделяются в рудные районы — Памбакский, Айгедзорский и Зангезурский. Они приурочены к местам воздымания складчатых структур и выходам крупных интрузивных массивов.

В пределах рудных районов месторождения располагаются в эндо- и экзоконтактах интрузивных массивов. В размещении медно-молибденовых месторождений большую роль играет структурный контроль. Крупные разрывные структурные элементы: региональные разломы, зоны смятия и дробления контролируют локализацию отмеченных месторождений.

Значительное влияние помимо структур в размещении оруденения имеют и литологические особенности вмещающих пород — состав и их физико-механические свойства.

Указанные месторождения генетически связаны с батолитовым интрузивным комплексом, развивающимся от верхнего эоцена до нижнего миоцена в четыре фазы интрузивной деятельности в следующей последовательности: 1) габбро, габбро-пироксениты, 2) монцониты, сиенито-диориты, 3) банатиты, гранодиориты, граносиениты, 4) порфириовидные гранодиориты и граниты.

В завершающий этап магматической деятельности формируется дайковый комплекс регионального развития, который повсеместно предшествует оруденению. Постмагматические месторождения и рудопроявления в пределах медно-молибденового пояса по генетическим условиям формирования могут быть подразделены следующим образом.

I. Пегматитовые — медно-молибденовые — Калер, Мюльк, Аткиз.

II. Контактново-метасоматические (скарновые) — медно-молибденовые шеелитоносные — Мичимат, Ньювади-Кейпашен.

III. Гидротермальные

а) высоко-среднетемпературные, медно-молибденовые — Каджаран, Агарак, Дастакерт, Айгедзор, Джиндара;

б) среднетемпературные: 1) полиметаллические — Аткиз, Пхрут, Катнарат, Кармир-Кар; 2) золото-полиметаллические — Личквас-Тей;

в) низкотемпературные — реальгар-аурипигментовые.

Одной из характерных черт гидротермального процесса медно-молибденовых месторождений Армянской ССР является четко выраженная многостадийность минерализации. Стадии минерализации выделяются по ряду критериев, к числу которых относятся:

пересечение рудных тел (прожилков, жил и др.) с различными парагенетическими ассоциациями;

пространственное обособление отдельных парагенетических ассоциаций;
околорудное гидротермальное изменение каждой стадии минерализации;
различные тектонические условия локализации и внутрирудные подвижки;
разные температурные интервалы минералообразования по гомогенизации газовой-жидких включений.

Стадии минерализации медно-молибденовых месторождений, их возрастные и количественные соотношения

Несмотря на общие черты геологического строения и генетические условия формирования отмеченные выше медно-молибденовые месторождения характеризуются различным набором парагенетических ассоциаций (стадий минерализаций), что в известной мере отличает одно месторождение от другого.

В таблице приведены схемы стадийности медно-молибденовых месторождений южной части Армянской ССР. Они значительно отличаются друг от друга: количеством стадий минерализации; качественной характеристикой стадий; интенсивностью проявлений; последовательностью формирования.

Число стадий минерализации на крупных месторождениях достигает десяти, а на других обычно семи-восьми; только на Арцвабердском и Аравусском месторождениях проявляются три стадии. Несмотря на большое число стадий минерализации на медно-молибденовых месторождениях число продуктивных стадий на них обычно небольшое — две или три.

Качественное отличие стадий минерализации на медно-молибденовых месторождениях проявляется в том, что стадии минерализации или парагенетические ассоциации неодинаковы для всех месторождений.

Некоторые стадии минерализации и ассоциации на ряде месторождений не проявляются. Например, молибденит-халькопиритовая ассоциация проявляется не во всех месторождениях. Имеются также стадии минерализации, которые проявляются весьма ограниченно. К таким относятся алабандиновая стадия, которая проявилась только на Дастакертском месторождении, или кварц-арсенопиритовая стадия, проявившаяся только на Тейском участке Айгедзорского рудного поля. Кварцево-безрудная стадия проявилась только на Агаракском месторождении.

Роль каждой стадии минерализации на отдельных месторождениях различная, и проявляются они с разной интенсивностью, вследствие чего наблюдается известное различие в количественных соотношениях полезных компонентов, особенно между медью и молибденом.

Следует отметить, что в некоторых случаях та или иная продуктивная стадия минерализации на этих месторождениях хотя и проявляется, но настолько спорадически, что совершенно не влияет на количественные соотношения между металлами. Например, на Джиндаринском месторождении проявляется кварц-молибденитовая стадия, но значение молибдена в балансе полезных компонентов ничтожно. В связи с этим среди медно-молибденовой формации выделяются месторождения чисто молибденовые — Анкаван, Айгедзор, медно-молибденовые — Каджаран, Агарак, Дастакерт и медные — Джиндара, Арцваберт.

Проявление на ряде месторождений промежуточной стадии минерализации, такой как кварц-молибденит-халькопиритовая, приводит к тому, что весь процесс минерализации имеет характерные черты растянутости и формирование промышленного оруденения молибдена и меди происходит не в одну, а в две или три стадии.

хема стадийности медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района

172	Каджаранское		Агаракское		Дастакертское		
	Стадия минерализации	Интенсивность проявления	Стадия минерализации	Интенсивность проявления	Стадия минерализации	Интенсивность проявления	
1	Кварц-магнетитовая	—	1	Магнетитовая	1	Кварц-магнетитовая	—
2	Кварц-полевошпатовая	—	2	Полевошпатовая	2	Полевошпат-кварц-халькопиритовая	—
3	Кварц-молибденитовая	—	3	Кварц-безрудная	3	Молибденит-халькопиритовая	—
4	Кварц-молибденит-халькопиритовая	—	4	Кварц-молибденитовая	4	Кварц-молибденит-халькопиритовая	—
5	Кварц-халькопиритовая	—	5	Кварц-халькопиритовая	5	Кварц-пиритовая	—
6	Кварц-пиритовая	—	6	Кварц-пиритовая	6	Кварц-сфалерит-галенитовая	—
7	Кварц-сфалерит-галенитовая	—	7	Кварц-сфалерит-галенитовая	7	Алабандиновая	—
8	Кварц-карбонатная	—	8	Карбонатная	8	Карбонатная	—
9	Халцедоновая	—					
10	Ангидрит-гипсовая	—					

Личкская группа		Айгедзор-Личквас-Тей		Арцавердское		
Стадия минерализации	Интенсивность проявления	Стадия минерализации	Интенсивность проявления	Стадия минерализации	Интенсивность проявления	
1	Магнетит-биотитовая	1	Кварц-молибденит-халькопиритовая	1	Кварц-магнетит-гематитовая	—
2	Кварц-борнит-халькопиритовая	2	Кварц-халькопиритовая	2	Кварц-халькопиритовая	—
3	Кварц-молибденитовая	3	Кварц-пиритовая	3	Кварц-пиритовая	—
4	Кварц-молибденит-халькопиритовая	4	Кварц-сфалерит-галенитовая	Аравусское		
5	Кварц-пиритовая	5	Кварц-арсенопиритовая			
6	Кварц-сфалерит-галенитовая	6	Карбонатная	1	Пирит-энаргитовая	—
7	Кварц-карбонатная	7	Ангидрит-гипсовая	2	Кварц-сфалерит-галенитовая	—
8	Кварц-халцедоновая			3	Кварц-реальгар-аурупигментовая	—
9	Ангидрит-гипсовая					

Помимо отличия месторождений друг от друга по количеству стадий минерализации, качественным особенностям каждой стадии, интенсивности их проявления, имеются месторождения, различающиеся также последовательностью проявления продуктивных стадий минерализации. Обычная последовательность стадий минерализации на медно-молибденовых месторождениях — это более раннее образование кварц-молибденитовой парагенетической ассоциации по сравнению с кварц-халькопиритовой. Это характерно для Каджаранского, Агаракского, Айгедзор-Личквас-Тейского месторождений.

Однако на ряде месторождений установлено совершенно обратное соотношение последовательности образования стадий минерализации. Здесь в первую очередь образуется халькопиритовая, а затем и молибденитовая ассоциация. Такая последовательность стадий минерализации характерна для Дастакертского и Джиндаринского месторождений, поэтому схема выноса соединений элементов из их источника здесь иная.

Таким образом, анализируя приведенные данные, следует отметить, что среди медно-молибденовых месторождений южной части Армянской ССР выделяются два типа месторождений, отличающиеся друг от друга по особенностям формирования стадий минерализации: I тип месторождений — с растянутым во времени процессом минерализации; II тип месторождений — с сокращенным процессом минерализации.

Для месторождений I типа характерно образование ряда так называемых промежуточных стадий минерализации, в результате чего отмечается определенная преемственность минерального состава от стадии к стадии. При этом главные рудообразующие минералы, такие как молибденит, халькопирит, пирит, сфалерит, галенит, энаргит, висмутин, медно-висмутовые минералы (эмплектит, виттихенит), борнит, магнетит, могут фиксироваться в ряде стадий, иногда с их максимальным проявлением.

К месторождениям с растянутым гидротермальным процессом относятся Каджаран, Дастакерт и Личкская группа месторождений, в которую входят Джиндара, Алагюней, Шор-джур, Мегригет и Кармир-Кар. На месторождениях II типа не проявляются промежуточные стадии минерализации и нет преемственности в минеральном составе руд ряда последовательных стадий минерализации, каждая стадия минерализации отличается своим минеральным составом (месторождения Агарак и Айгедзор — Личквас-Тей).

Результаты термометрического изучения продуктов гидротермальной деятельности на медно-молибденовых месторождениях

Первые систематические термометрические исследования ряда минералов медно-молибденовых месторождений были проведены авторами на Каджаранском месторождении (Карамян, Маданян, 1968). В основном здесь газово-жидкие включения были изучены в ряде прозрачных минералов, таких как кварц, калиевый полевой шпат, кальцит.

В результате термометрических исследований на Каджаранском месторождении было установлено, что процесс минералообразования протекал в значительном температурном интервале — от высокотемпературных газообразных растворов, температура которых превышала критическую температуру чистой воды, до низкотемпературных холодоводных растворов. Были выявлены резкие падения температуры растворов для каждой последующей стадии. При этом было установлено, что начальная температура кристаллизации минералов каждой последующей стадии была выше конечной температуры кристаллизации предшествующей стадии.

Позднее термометрически были исследованы уже все ранее отмеченные медно-молибденовые месторождения южной части Армянской ССР. При этом изучался тот же комплекс минералов: кварц, калиевый полевой шпат, кальцит, а также прозрачные сфалериты из Личквасского месторождения. Во всех этих месторождениях кварц является основным жильным минералом во многих стадиях минерализации, за исключением карбонатной.

Изучение текстурных и структурных особенностей руд этих месторождений показало, что кварц в рудах обычно кристаллизуется раньше сульфидных минералов, таких как молибденит, халькопирит, магнетит, гематит, сфалерит, галенит и др. Только в одном случае при образовании текстур зальбандовых оторочек в кварц-молибденитовых прожилках некоторых месторождений (Агарак, Каджаран) молибденит кристаллизовался раньше или почти одновременно с кварцем. Во всех месторождениях наивысшая температура гомогенизации газовой-жидких включений кварца различных стадий минерализации была характерна для начала кристаллизации растворов этой стадии.

Для термометрических исследований обычно отбирались образцы одной четко установленной стадии минерализации ввиду частого наложения различных стадий в пределах одного рудного тела (жилы, прожилки). Учитывая это совмещение стадий минерализации, в термометрических исследованиях был использован метод гомогенизации, так как метод декрепитации дает в этом случае только суммарные результаты.

Газово-жидкие включения в жильных минералах (кварц, полевой шпат, кальцит) на различных стадиях минерализации медно-молибденовых месторождений представлены первичными и первично-вторичными разновидностями. Нами учитывались только эти сингенетические включения, отражающие физико-химические условия образования минералов каждой данной стадии. Первичные включения имеют различные фазовые соотношения. Среди них обнаруживаются существенно газовые, газожидкие и жидкие включения. Нередко наблюдаются и многофазовые жидкие включения, где в виде твердой фазы присутствуют галит, сильвин и рудные минералы.

В морфологическом отношении в кварце обычно встречаются вакуоли с неправильными очертаниями или имеющие округлые границы, а часто и негативные бипирамидальные кристаллы с несколько сглаженными ребрами.

В кальците включения обычно имеют либо трубчатые формы, либо угловатые, с редкими очертаниями стенок. В сфалерите включения имеют форму негативного кристалла тетраэдра, на гранях которого различается четкая штриховка. Обычно размеры включений сильно варьируют от 0,005 до 0,05 мм.

Результаты термометрических исследований газовой-жидких включений из минералов различных стадий минерализации разных месторождений сведены в таблицу (рис. 1). Из данных этой таблицы видно, что для всех исследованных медно-молибденовых месторождений характерен значительный температурный интервал образования минеральных продуктов постмагматической деятельности — от высокотемпературных газообразных растворов, температура которых превышала критическую температуру чистой воды, до низкотемпературных или даже холодноводных растворов с температурой 50—40° С.

Продуктивные стадии минерализации, такие как кварц-молибденитовая, кварц-молибденит-халькопиритовая, кварц-халькопиритовая, а также кварц-пиритовая и кварц-сфалерит-галенитовая, образовались из жидких, т. е. гидротермальных растворов. В сингенетических включениях различные соотношения между газом и жидкостью находятся в прямой зависимости от температуры их консервации.

Каджаранское

Стадия минерализации	Минерал	Облик включений	% соотношения фаз	Температура гомогенизации	Тип гомогенизации
Кварц-магнетитовая	Кварц		75-80	360-400	II
Кварц-полевошпатовая	Кварц и полевошпат		75-80	360-400	II
Кварц-молибденитовая	Кварц		50-55	380-250	I и II тип I вида
Кварц-молибденит-халькопиритовая	"		50-55	250-280	I и II тип I вида
Кварц-халькопиритовая	"		50-55	260-300	I и II тип I вида
Кварц-пиритовая	"		30-35	190-220	I
Кварц-сфалерит-галенитовая	"		30	260-300	I
Кварц-карбонатная	Карбонат		2.5	185-210	I
Халцедоновая	Халцедон		2.0	175-180	I
Ангидрит-гипсовая	Гипс		0	50-60	

Агаракское

Стадия минерализации	Минерал	Облик включений	% соотношения фаз	Температура гомогенизации	Тип гомогенизации
Магнетитовая	—	—	—	—	—
Полевошпатовая	—	—	—	—	—
Кварц-безрудная	Кварц		45-50	350-375	I и II тип I вида
Кварц-молибденитовая	"		45	330-350	I
Кварц-халькопиритовая	"		40-45	325-360	I
Кварц-пиритовая	"		40-45	325-350	I
Кварц-сфалерит-галенитовая	"		25	180-210	I
Карбонатная	—	—	—	—	—

Айгедзорская группа

Кварц-молибденит-халькопиритовая	Кварц		45-50	270-310	I и II тип I вида
Кварц-халькопиритовая	"		35-40	250-285	I
Кварц-пиритовая	"		35	210-255	I
Кварц-сфалерит-галенитовая	Кварц-сфалерит		15-20	165-200	I
Кварц-арсенопиритовая	Кварц		30-35	265-285	I
Кварц-арсенопиритовая	Кварц		20-25	230-255	I
Карбонатная	Кальцит		20-25	125-220	I
Ангидрит-гипсовая	Гипс		0	50-60	

Личская группа

Магнетит-биотитовая	—	—	—	—	—
Кварц-борнит-халькопиритовая	Кварц		40	330-350	I
Кварц-молибденитовая	"		35-40	300-315	I
Кварц-молибденит-халькопиритовая	"		35	240-260	I
Кварц-пиритовая	"		30	270-285	I
Кварц-сфалерит-галенитовая	"		20-25	255-300	I
Кварц-карбонатная	Кальцит		20	265-280	I
Кварц-халцедоновая	Халцедон		20	175-180	I
Ангидрит-гипсовая	Гипс		—	50-60	100% жидких включений

Дастакертское

Кварц-магнетитовая	Кварц		75-80	340-360	I
Полевошпат-кварц-халькопиритовая	"		45-50	320-360	I
Молибденит-халькопиритовая	"		45	315-345	I
Кварц-молибденит-халькопиритовая	"		35	270-290	I
Кварц-пиритовая	"		30	300-330	I
Кварц-сфалерит-галенитовая	"		30	270-290	I
Албандиновая	—	—	—	—	—
Карбонатная	Кальцит		30-35	280-300	I

Аравусское

Пирит-энергитовая	—	—	—	—	—
Кварц-сфалерит-галенитовая	Кварц		30	210-240	I
Кварц-реальгар-аурилизментовая	"		30-35	220-235	I

Арцавабердское

Кварц-магнетит-гематитовая	Кварц		45	325-350	I
Кварц-халькопиритовая	"		40-45	315-350	I
Кварц-пиритовая	—	—	—	—	—

Рис. 1. Характерные особенности газово-жидких включений и температура гомогенизации жильных минералов из различных стадий минерализации медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района

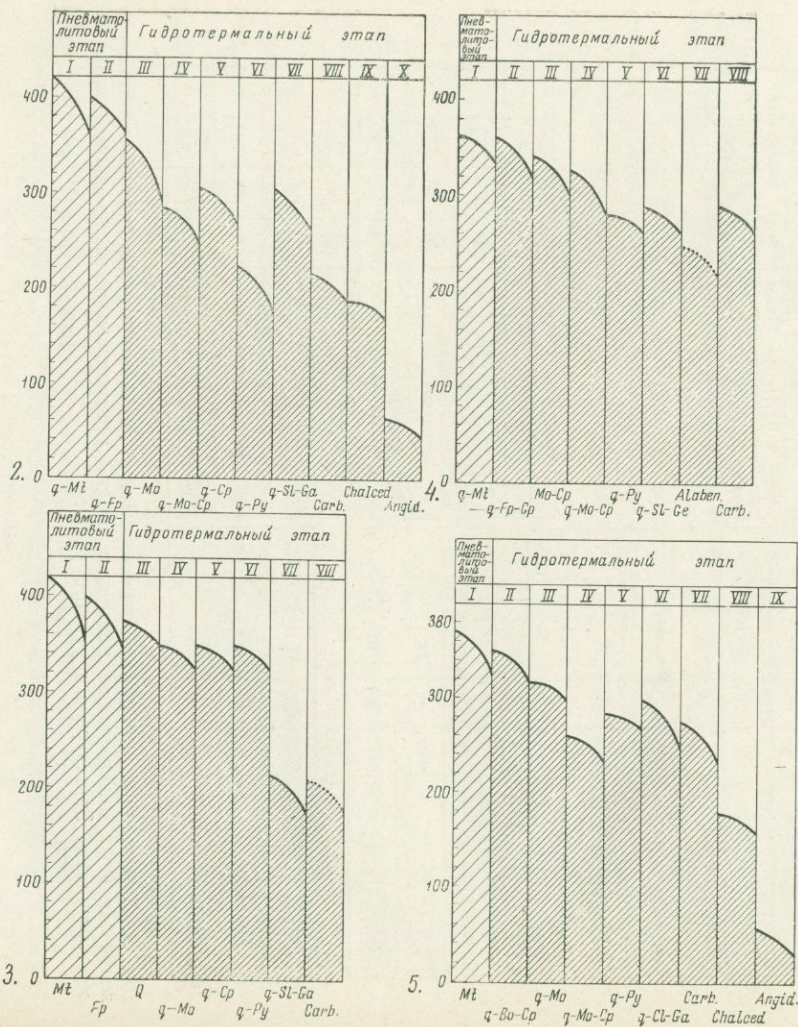


Рис. 2. Температурный режим гидротермального процесса Каджаранского месторождения

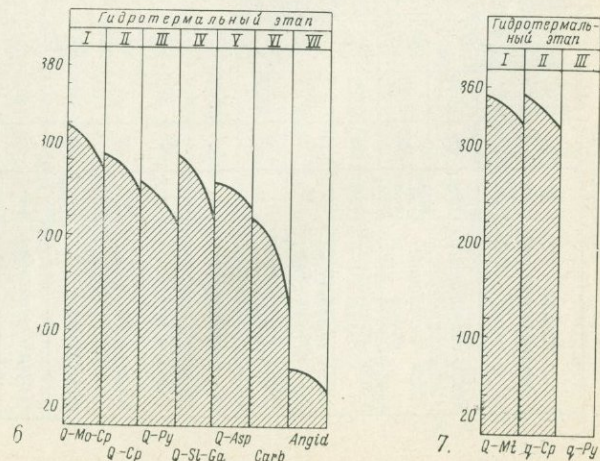
Рис. 3. Температурный режим гидротермального процесса Агаракского месторождения

Рис. 4. Температурный режим гидротермального процесса Дастакертского месторождения

Рис. 5. Температурный режим гидротермального процесса Личской группы месторождений

Рис. 6. Температурный режим гидротермального процесса Айгедзерского месторождения

Рис. 7. Температурный режим гидротермального процесса Арцабердского месторождения



Завершающая ангидрид-гипсовая стадия характеризовалась тепловодными и холодноводными растворами, температура которых не превышала 50—60°С. Первичные трубчатые включения растворов в гипсе полностью заполнены жидкостью, т. е. являются однофазовыми при обычной температуре.

По многочисленным замерам температур гомогенизации газовой-жидких включений в исследованных минералах (кварц, калиевый полевой шпат, кальцит, сфалерит) различных стадий минерализации составлены графики температурных режимов процесса минералообразования для каждого месторождения (рис. 2—7). Эти графики показывают, что каждое из исследованных месторождений характеризуется в общем своим температурным режимом формирования руд — растянутым или сжатым во времени.

Для месторождений с растянутым температурным режимом характерен весьма постепенный спад температур последовательных стадий минерализации и наиболее значительный температурный интервал формирования каждой стадии минерализации.

Месторождениям с быстрым режимом формирования свойственны узкие температурные интервалы гомогенизации газовой-жидких включений большинства стадий и в общем небольшие температурные интервалы формирования каждой стадии. Представленные на графиках температурные условия формирования месторождений непосредственно отражаются и на характере строения руд. Так, например, на Каджаранском месторождении в кварц-молибденитовых прожилках устанавливаются четкое обособление молибденита и более отчетливая индивидуализация его зернистых агрегатов в виде оформившихся кристаллов, сферолитов и розеток. На Агаракском месторождении наиболее характерной особенностью кварц-молибденитовых прожилков является значительная распыленность молибденита в кварцевой массе и мелкозернистость его выделений, что свидетельствует, по-видимому, о быстрой кристаллизации растворов.

Из приведенного фактического материала по изучению газовой-жидких включений в гипогенных минералах медно-молибденовых месторождений Армении можно установить, что весь процесс формирования медно-молибденовых месторождений отчетливо распадается на два качественно отличных этапа минералообразования: 1) пневматолитовый, когда минералообразование и преобразование пород обеспечиваются существенно газовыми растворами; 2) гидротермальный, когда продуктивное медно-молибденное минералообразование связано с действием жидких водных растворов.

Постмагматическая минерализация гранитов Каменных Могил (Приазовье)

Б. В. Зациха

Каменномогильский гранитный массив сложен розовыми биотитовыми порфиroidными гранитами, которые около контакта с вмещающими породами переходят в микроклиновые, повышено сверх среднего обогащенные биотитом (апограниты). В приконтактных частях кроме процессов высокотемпературного метасоматоза — микроклинизации и альбитизации — широко проявились грейзенизация и поздняя альбитизация с образованием грейзенов и альбититов (Ляшкевич, Зациха, 1965). Эти процессы затронули все разновидности гранитов, а также пегматитовые жилы, где в местах наиболее полного метасоматоза наблюдаются пустоты с кристаллами кварца и флюорита (Зациха, 1968).

От неизмененных гранитов к центрам жил грейзенов выделяются шесть зон со своими минеральными парагенезисами. Первая зона характеризуется начальной стадией изменения гранитов — разложением олигоклаза, который в присутствии свежего биотита полностью альбитизируется с примесью мелких чешуй мусковита. Дальнейшее изменение приводит к частичному замещению биотита мусковитом и перекристаллизации основной массы. Вторая зона — это зона обогащенных кварцем гранитов, где биотит полностью замещается мусковитом. Содержание кварца достигает 50—67% породы. Иногда в идиоморфных зернах кварца встречаются реликты альбита. Третья зона представлена сильно альбитизированными породами, близкими к альбититам. Здесь поздний альбит замещает все минералы грейзенизированного гранита: микроклин, флюорит, кварц, отчасти мусковит и топаз. Содержание альбита достигает 55—80% породы. Четвертая зона сложена мусковит-альбитизированными гранитами. Пятая зона относится к собственно грейзену и представлена кварц-мусковитовой либо мусковит-кварцевой породой, значительно обогащенной флюоритом. Зона кварцевого грейзена маломощна и развита в виде прожилков и гнезд.

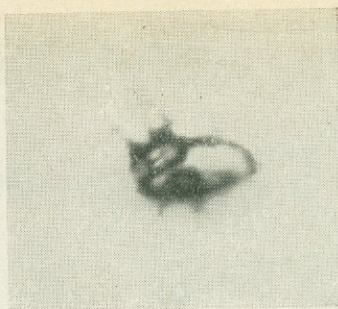
На основании петрографических исследований зональности построены две сопряженные метасоматические колонки; первая отвечает стадии грейзенизации, где отмечается некоторое повышение потенциала K_2O в сравнении с Na_2O ; вторая характеризуется высоким потенциалом Na_2O и является результатом наложенной более поздней альбитизации.

Минералогические анализы измененных пород показали возрастание содержания акцессорных танталит-колумбита, топаза (грейзенизированные граниты) и акцессорного ксенотима (зоны альбититов).

Исследование включений проводилось в характерных минералах измененных пород: топазе, кварце, флюорите, ксенотиме и позднем альбите.

Топаз грейзенизированных гранитов образует бесцветные кристаллы размером 1—2 мм, на которых отмечены грани призмы {110}, {120}, {041}, пинакоида {010}, бипирамиды {221} и очень редко пинакоида {001}. В отличие от голубоватых топазов пегматоидных выделений в биотит-альбит-микроклиновых апогранитах они содержат примеси CaO , K_2O , Na_2O и значительно меньше SiO_2 (Марченко и др., 1966). В топазе грейзенов встречены единичные включения в виде отрицательных кристаллов (рис. 1). Фазовый состав таких первичных включений следующий: жидкость = 65—70%; газ = 15% и кристаллы-узники = 15—20%. Твердая фаза представлена изотропным кубом, который растворяется при 410—420°С (галит?), и анизотропным слегка удлинненным минера-

Рис. 1. Первичные включения в топазе из грейзенизированных гранитов; увел. 1000



лом, который растворяется при 360°C . Полная гомогенизация происходит при 430°C в жидкую фазу. Очевидно, растворы, приведшие к кристаллизации топаза грейзенов, имели галоидный состав, высокую концентрацию и очень кислый характер (Соболев, 1949; Калужный, 1957).

Кристаллы кварца из пустот достигают длины 10—15 см и имеют зональное строение: внутренняя дымчатая зона обростаёт, а иногда и регенерируется маломощной бесцветной зоной с корочкой халцедоноподобного кварца (рис. 2).

В зонах кварца встречены твердые включения танталит-колумбита, флюорита грейзенов (определяется по наличию первичных включений), мусковита и кальцита. Танталит-колумбит и мусковит захвачены при росте дымчатой зоны, флюорит образует присыпку на этой зоне, а кальцит расположен на микрозоне роста в бесцветном кварце.

В пластинках, выпиленных перпендикулярно главной оси кристаллов, выделяются группы включений, ориентированные согласно элементам симметрии кварца (рис. 3). Такие включения, создающие видимость тригональных пучков («розеток»), впервые были отмечены В. А. Калужным и А. С. Ширицей (1962), которые их образование связывают с многоглавой регенерацией крупных трещин. Они имеют форму отрицательных кристаллов. Среди них наблюдаются более крупные двухфазовые, гомогенизирующиеся при $290\text{—}260^{\circ}\text{C}$ в жидкую фазу и более мел-

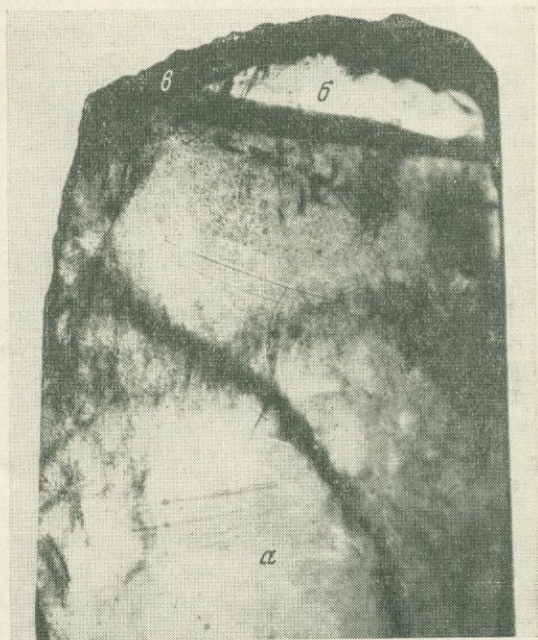


Рис. 2. Зональное строение кристаллов кварца из пустот пегматитов; натур. вел.

- a* — зона дымчатого кварца с крупными залеченными трещинами;
- б* — зона бесцветного кварца;
- в* — корочка халцедоноподобного кварца

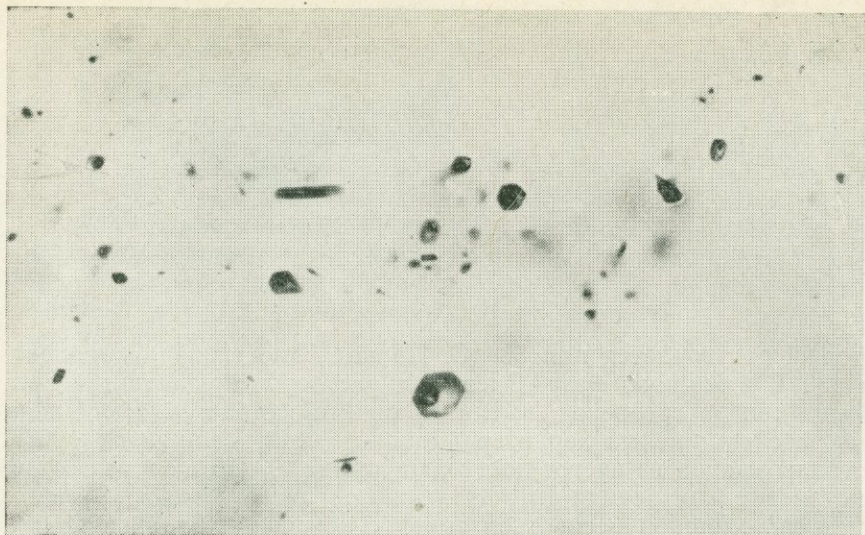


Рис. 3. Вторичные включения постгенетических трещин в виде тригональных пучков; увел. 100

кие сложные включения с углекислотой гетерогенного происхождения. Гетерогенное состояние растворов характеризовалось температурой 200°C и давлением 655 атм (температура частичной гомогенизации CO_2 равна $25,5^{\circ}\text{C}$ в жидкую фазу, количество растворенной воды достигало 2%). В зоне бесцветного кварца такие включения уже не встречаются. Здесь встречены единичные включения, имеющие форму отрицательных кристаллов (первичные), гомогенизирующиеся при $190\text{—}185^{\circ}\text{C}$ в жидкую фазу. Реже наблюдаются вторичные включения (температуры гомогенизации $125\text{—}90^{\circ}\text{C}$).

Температуры гомогенизации вторичных включений в кварце грейзенов, грейзенизированных гранитов и блоков пегматитов попадают также в определенные выше интервалы — в основном $280\text{—}200$ и реже $180\text{—}160^{\circ}\text{C}$.

Растворы включений в виде тригональных пучков в кварцах из разных мест отбора (дымчатый из пустот, блоковые зоны) имеют почти одинаковый хлоридно-натриевый состав (табл. 1). Очень мало ионов K^+ , Ca^+ , Mg^{2+} , Mn^{2+} , HCO_3^- . Концентрация растворов, рассчитанная по количеству воды в минерале (метод Пенфилда) и общей минерализации вытяжки, колеблется от 3,9 до 4,6%. Измерение pH непосредственно в растворах включений при обычной температуре показало значение 7,7, а после удаления углекислоты увеличивалось до $8,5 \pm 0,2$. Раствор первичных включений в бесцветном кварце имеет щелочной характер — pH равно $8,5 \pm 0,2$. Газовая фаза включений из дымчатого кварца представлена 64,6% CO_2 , 32,1% N_2 , 1,9% O_2 , 1,4% CH_4 , в то время как во включениях кварца блоков, где встречаются и более низкотемпературные включения, она состоит из 57,2% N_2 , 35,4% CO_2 , 5,3% Ar , 2,1% O_2 и следов метана (анализы выполнены на масс-спектрометре МХ-1303 И. М. Своренем).

Изучение химизма растворов включений в виде тригональных пучков подтверждает, что залечивание трещин в кварце связано с альбитизирующими растворами — сначала имело место некоторое растворение кварца (поздний альбит замещает кварц), а далее происходила многоглавая регенерация. После ухода углекислоты растворы становятся более щелочными. Уже в стадию бесцветного кварца ($190\text{—}160^{\circ}\text{C}$) кри-

Таблица 1

Химический состав водных вытяжек из кварца и флюорита измененных гранитов Каменных Могили и с. Екатериновки

Ионы	Кварц дымчатый из пустот (канава 34)		Блоковый кварц (канава 34)		Блоковый кварц (канава 42)		Флюорит			
							зеленый из пустот		фиолетовый с. Екатериновки	
	мг на 100 г пробы	мг-экв	мг на 100 г пробы	мг-экв	мг на 100 г пробы	мг-экв	мг на 100 г пробы	мг-экв	мг на 100 г пробы	мг-экв
Na ⁺	1,70	0,074	8,5	0,372	7,47	0,325	0,1	0,004	0,07	0,003
K ⁺	0,25	0,006	0,2	0,005	0,55	0,014	0,1	0,002	2,33	0,059
Li ⁺	0,03	0,005	0,06	0,008	—	—	Сл.	—	0,15	0,021
Ca ²⁺	—	—	0,1	0,005	0,1	0,005	0,27	0,013	—	—
Mg ²⁺	—	—	—	—	0,08	0,007	0,27	0,005	—	—
Mn ²⁺	—	—	0,05	0,002	—	—	—	—	—	—
Cl ⁻	2,56	0,072	13,4	0,380	12,8	0,360	0,40	0,011	0,53	0,015
SO ₄ ²⁻	—	—	0,24	0,005	—	—	0,17	0,004	1,07	0,017
HCO ₃ ⁻	0,53	0,009	0,5	0,008	—	—	—	—	—	—
BO ₃ ³⁻	0,01	0,001	—	—	0,05	0,003	0,07	0,003	—	—
F ⁻	0,20	0,010	—	—	—	—	0,17	0,008	1,00	0,053
Сумма катионов		0,085		0,392		0,351		0,024		0,083
Сумма анионов		0,092		0,393		0,363		0,026		0,085
pH порций вытяжек	7,2; 7,4; 7,5		7,4; 7,8; 8,0		7,0; 7,7		7,9; 8,0		6,9; 6,5; 6,5	
Рассчитанная концентрация растворов, %	4,6		—		3,9		1,05		—	

Примечание. Al³⁺, Fe³⁺, CO₃²⁻ и SiF₆²⁻ не обнаружены. В таблице приведены результаты с учетом растворимости минерала-хозяина и микропримесей. Анализы выполнены З. С. Притула.

сталлизуется кальцит, с которым на массиве ассоциируют аксессуарные минералы (бастнезит и паризит).

В позднем альбите, который образует прожилки в кварце и флюорите грейзенов, встречаются единичные газово-жидкие включения призматической формы с температурами гомогенизации 290°С. Можно считать, что поздняя альбитизация происходила при температурах выше 290°С.

Аксессуарный ксенотим зон альбититов образует изометрические кристаллы размером около 1 мм, на которых развиты грани бипирамиды {011} и призм {010}, {110}, реже наблюдаются формы {111} и {001}. Твердые включения в минерале представлены альбитом, флюоритом и мусковитом. Газово-жидкие включения, имеющие форму отрицательной тетрагональной бипирамиды, приурочены к центральным зонам кристаллов (рис. 4). Стенки вакуолей имеют ступенчатое строение, очевидно, за счет послойного роста. Такие включения отнесены к первичным. Гомогенизация их происходит при 210—200°С в жидкую фазу. Отметим, что ксенотимы, связанные с альбитизацией в пегматитах из архейских образований (Зацеха, 1964), образовались также в этих интервалах (250—210°С).

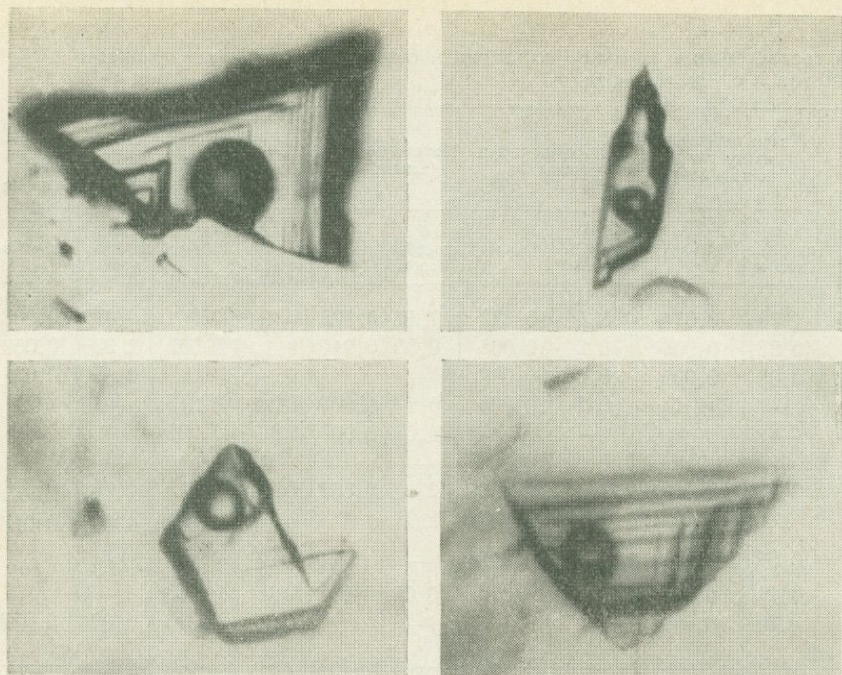


Рис. 4. Первичные включения в аксессуарном ксенотиме зон альбититов; увел. 1200

Флюорит из пустот пегматитов представлен фантом-кристаллами, в которых благодаря присыпкам пирита установлены зоны внутреннего куба, кубооктаэдра и внешнего куба (Зациха, 1968). Первая зона отвечает флюориту грейзенов, последняя — прожилковой флюоритизации в гранитах. Кубические кристаллы этой генерации образуют присыпки на корочках кристаллов кварца, в то время как зона кубооктаэдра захватывает кристаллы бесцветного кварца.

Зеленый флюорит зоны внутреннего куба охарактеризован химически (в %):

CaF ₂	98,90	Tk ₂ O ₃	0,15
CaO	0,66	S (общ.)	0,02
MnO	0,01	CO ₂	0,20
Na ₂ O	0,05	П.п.п.	Нет
K ₂ O	0,04	H ₂ O ⁻	»
SiO ₂	Нет	Сумма	99,80
Al ₂ O ₃	0,10	CaO(общ.)	71,80
Fe ₂ O ₃ (общ.)	0,10		

Анализ выполнен И. И. Любошиц и Е. И. Тихомировой, ИМГРЭ. В этой зоне встречены включения кварца, пирита, мусковита, торита. Кварц наблюдается в виде присыпок на микрizonaх, содержит газожидкие включения, гомогенизирующиеся при 340° С. Пирит в некоторые моменты роста был сингенетичен флюориту. Вокруг пирита отмечается сиреневая окраска с постепенным уменьшением ее интенсивности, в то время как вокруг включений торита наблюдается темно-фиолетовый ореол. Первичные газожидкие включения формы отрицательных кубов ($J=60-65\%$; $\Gamma=35-40\%$ и минерал-узник ангидрит= $1-2\%$) гомогенизируются в интервале 340—320° С. Жидкая CO₂ в них не обнаружена.

Таблица 2

Схема стадийности развития постмагматической минерализации гранитоидов
Каменных Моги

Стадия минералообразования	T среды, °C	Характер растворов (рН) при обычной температуре	Главные минералы	Акцессорные минералы
Микроклинизация	500—600	Щелочной	Микроклин, биотит II	
Альбитизация	430	»	Альбит II, мусковит	Танталит-колумбит
Грейзенизация				
Топазизация	430	Сильнокислый		Топаз
Окварцевание	430—340		Кварц	
Флюоритизация	340—320	6,2—5,8	Флюорит {100}	
Кристаллизация сульфидов	320		Пирит	Молибденит?
Поздняя альбитизация				
Образование зон альбититов	420—290	Щелочной	Альбит III, мусковит II	
Регенерация кварца	290—200	7,7—8,5	Кварц	
Гетерогенизация растворов, T=200° C, P=655 атм				
Кристаллизация ксенотима	210—200	8,5		Ксенотим
Рост бесцветного кварца	190—160	8,5	Кварц	Кальцит, паризит, бастнезит
Прожилковая флюоритизация	155—145	6,2—5,8	Флюорит {100}	
Рост кристаллов флюорита	130—125	5,0—5,4	Флюорит {111}	
Отложение халцедоноподобного кварца	120—90		Кварц, пирит	

Состав флюоритообразующих растворов грейзенов, по данным водной вытяжки (см. табл. 1), представляется в виде таких гипотетических солей (в %): $\text{CaF}_2=25,9$; $\text{CaSO}_4=19,3$; $\text{NaCl}=19$; $\text{KCl}=13,3$; $\text{MgCl}_2=17,0$ и $\text{H}_3\text{BO}_3=5,2$ (пересчет согласно методике А. А. Резниковой, Е. П. Муликовой, 1954 г.). Концентрация растворов определена в 1, 05%. Среда флюоритообразования, вероятно, была кислой (рН растворов включений при комнатной температуре 6,2—5,8).

В некоторых кристаллах наблюдались нарушенные первичные включения с аномальным газовым пузырьком и ореолом дочерних газожидких включений. Гомогенизация таких аномальных включений происходит при 420° C.

В кубоктаэдрическом флюорите обнаружены двухфазовые первичные включения октаэдрических форм, гомогенизирующиеся при 128—125° C. Растворы этих включений при обычной температуре имеют кислую реакцию (рН 5,4—5,0).

В зонах внешнего куба двухфазовые первичные включения гомогенизируются при 155—145° C, рН растворов 6,2—5,8. Образование прожилковых флюоритов гранитов с. Екатериновки, где развиты аналогичные постмагматические изменения, попадает также в этот интервал температур. Состав водной вытяжки (см. табл. 1) в пересчете на гипотетические соли имеет такой вид: $\text{KF}=59,6\%$; $\text{LiCl}=12,3$; $\text{I iHCO}_3=4,8$; $\text{KHCO}_3=17,5\%$; $\text{NaHCO}_3=5,8\%$.

Таким образом, изучение минеральных парагенезисов и исследование включений в минералах новообразованных зон показало, что постмагматическое минералообразование закономерно разделяется на пять

стадий. Установленная закономерность хорошо согласуется с теорией академика Д. С. Коржинского (1955, 1957) о щелочности-кислотности постмагматических растворов.

Из составленной схемы стадийности развития постмагматической минерализации гранитов Каменных Могил (табл. 2) видно, что стадия высокотемпературного щелочного метасоматоза сменилась среднетемпературной грейзенизацией (430—320° С). Эти растворы изменялись от сильнокислых (топаз) к слабокислым (флюорит), их концентрация снижалась соответственно от 20—25 до 1,05%. В составе растворов участвовали хлориды, фториды, сульфаты кальция, калия и натрия. Отсутствовали бикарбонаты и углекислота. Новое трещинообразование содействовало широкому проявлению поздней альбитизации (420—290° С). Эти хлоридно-натриевые щелочные растворы впоследствии залечивали трещины в кристаллах кварца. С понижением температуры до 200° С и давления до 655 *атм* произошла гетерогенизация растворов (уход значительного количества углекислоты). Увеличение щелочности после этого привело к кристаллизации кальцита, аксессуарных ксенотима, бастнезита, паризита.

Данные минералотермометрических исследований руд и комплекса постмагматических прожилковых образований медно-никелевых месторождений и рудопроявлений

И. Я. Баранов, В. Н. Василенко

Проблема изучения докембрия Русской платформы в последние годы привлекает к себе пристальное внимание, так как с породами кристаллического фундамента связаны некоторые важные в промышленном отношении полезные ископаемые. А. В. Сидоренко (1963) указывает, что всестороннее изучение докембрия следует считать одной из важнейших задач современной геологии.

Минералотермометрические исследования проведены нами по юго-восточному склону Воронежской антеклизы в пределах сравнительно неглубокого залегания пород фундамента.

Основные черты глубинного строения, состава и металлоносности докембрия в исследуемом районе выяснены в настоящее время недостаточно полно. Возможность обнаружения на территории северной части Ростовской обл. месторождений сульфидного характера определяется целым рядом факторов. В первую очередь, это обусловлено литолого-петрографическим и геолого-структурным сравнением с сопредельным участком юга Воронежской области и связано с положительными результатами, полученными при изучении этого района, т. е. открытием медно-никелевых месторождений — Нижне-Мамоновского, Подколотовского, Юбилейного и ряда рудопроявлений, связанных с интрузиями основного и ультраосновного состава.

В геологическом строении юго-восточного склона Воронежской антеклизы в пределах исследуемого района докембрийский фундамент Русской платформы представлен двумя сериями пород: гнейсово-мигматитовой (архей) и песчано-сланцевой (протерозой). Каждая серия характеризуется проявлением тектоно-магматической деятельности в виде региональных разломов и внедрении интрузий.

Интрузии в пределах гнейсово-мигматитовой серии представлены сергеевским комплексом, а в пределах протерозойской песчано-сланцевой серии они выделены в интрузивный Нижне-Мамоновский комплекс. С последним связаны известные в этом районе сульфидные медно-никелевые месторождения и рудопроявления. Породы этого комплекса представлены гранитоидами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, габбро-диоритами, габбро, габбро-норитами, норитами, перидотитами, пироксенитами, серпентинитами, серпентинизированными перидотитами и пироксенитами.

Анализ имеющихся материалов свидетельствует о том, что интрузии основного и ультраосновного состава, несущие медно-никелевое оруденение, приурочены к зонам разломов север-северо-западного простирания. Продолжения этих разломов и связанные с ними рудоносные массивы прослеживаются из Воронежской обл. на север Ростовской обл. (район станции Казанской). Ряд рудопроявлений Ростовской обл. обнаружен не только по Мамоновскому разлому, но встречается также к северу от станции Мигулинской. Геофизическими исследованиями в этом районе установлено несколько сот гравиметрических аномалий, связанных с телами интрузивных пород. Буровые работы свидетельствуют о том, что кристаллический фундамент на территории северной части Ростовской обл. испытывает погружение и залегает на глубине 150—600 м. Интерес к нему повышается в связи с тем, что на западном склоне Во-

ронезской антеклизы с породами кристаллического фундамента связаны крупные месторождения железных руд (район КМА), залежи бокситов (Яковлевское и др.) и рудопроявления цветных и редких металлов.

Целью наших исследований являлось изучение агрегатного состава включений и температурных условий образования широко развитого в породах кристаллического фундамента комплекса постмагматических прожилков, а также основных типов руд. Наибольшее внимание при этом уделено аплитовым и аплитовидным существенно кварц-полевошпатовым, пегматоидным гранитоидам, кварцевым, кварц-карбонатным, серпофит-карбонатным, карбонатным и другим прожилкам, характеризующим заключительный автометаморфический пневматолитово-гидротермальный этап интрузивного магматизма. В них нашими исследованиями был обнаружен неожиданно широкий комплекс включений минералообразующей среды. Все разнообразие их представлено в приводимой классификации (см. таблицу), построенной по классификации Н. П. Ермакова (1950, 1966). Установлено четыре типа включений: жидкие (рис. 1, 2), комбинированные (рис. 3, 4), газовые (рис. 5), затвердевшие (рис. 6—8). Экспериментальные их исследования только что начаты.

В процессе изучения видового разнообразия и агрегатного состава включений большое внимание уделено нами изучению характера размещения их в теле минерала-хозяина. При этом установлены три основные группы включений — первичные, первично-вторичные и вторичные.

Фазовый состав включений, их размеры, количество и характер размещения претерпевают значительные колебания.

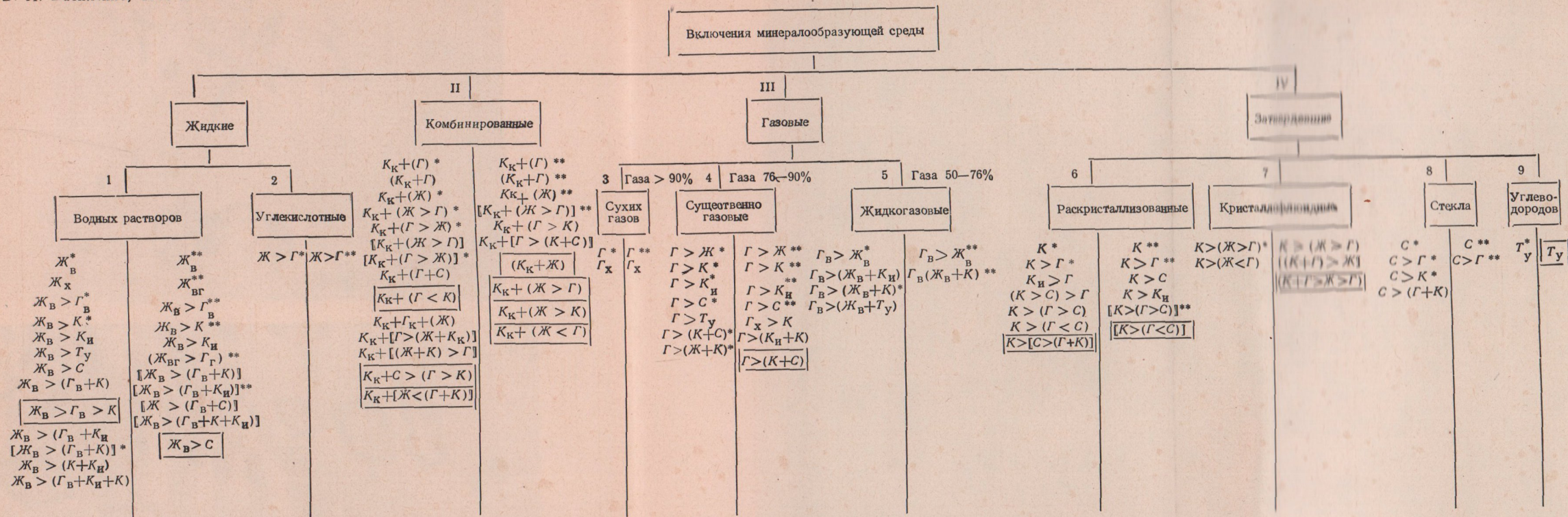
Для аплитовидных и пегматоидных жил характерно преобладание первичных включений (рис. 9) наряду с большим распространением первично-вторичных и минимальным развитием вторичных включений. Размер их до 6—10 мк, часто крупнее. Среди первичных включений преобладают двухфазовые газовой-жидкие и жидкие. Значительно развиты газовые, часто отмечаются различные сложные, многофазовые. Первично-вторичные включения отличаются значительно большими размерами и располагаются в виде цепочковидных и струйчатых обособлений. Основная масса их представлена газовыми включениями.

В пегматоидных крупнооблочных кварц-микроклиновых жилах заметно повышается роль первично-вторичных включений. Замечено, что вблизи контакта таких жил с породой часто встречаются отдельные участки, в которых основная масса жидких и газовой-жидких включений претерпела естественную декрепитацию (рис. 10). В таких участках встречаются редкие мелкие включения углеводородов (рис. 11). Наличие последних установлено при изучении прозрачных полированных пластинок в ультрафиолетовом свете.

В полевых шпатах этих образований отмечается большое количество очень мелких (до 1 мк, реже несколько микрон) включений, преимущественно газовых и твердых. Они имеют тенденцию располагаться вдоль направления кристаллографического элемента вмещающих зерен (рис. 12). Включения в мономинеральных кварцевых жилах отличаются несколько большими размерами, причем часто основная масса их представлена первично-вторичными. Для карбонатов характерно резкое уменьшение количества включений. При изучении периферических участков линейно-вытянутых зон, ориентированных по направлению роста кристаллов карбоната, установлены мельчайшие глобулярные включения (рис. 13). При больших увеличениях (1200) видно, что основная часть их состоит из овальных, заполненных минералообразующим раствором пустоток и лишь незначительная часть их содержит газовую фазу в виде мельчайшего газового пузырька. Минералотермометрические исследования проводились методом гомогенизации микротермокамерой системы Н. П. Ермакова и термовакuumного декрепитометра.

Схема классификации включений минералообразующей среды в постмагматическом комплексе прожилковых образований в породах докембрийского кристаллического фундамента юго-восточного склона Воронежской антеклизы (северная часть Ростовской обл. и юг Воронежской обл.)

В. Н. Василенко, 1968 г.



Примечание. Римские цифры — типы включений; арабские — виды включений; буквенные индексы — разновидности включений: Ж — жидкая фаза, К — кристаллическая, Г — газовая, Т — твердая, С — стекло, в — подные, к — ксеногенные, у — углеводороды, х — смесь газов или жидкостей, г — глобулярные, и — инкрустационные. Левая часть колонки — включения, встречающиеся в кварце аплитовых и пегматоидных кварц-полевых прожилков, * — характерны для кварцев и полевых шпатов. Правая часть колонки — включения, встречающиеся в кварцах мономинеральных кварцевых прожилков, ** — характерны для кварцев и мономинеральных карбонатных прожилков. — отмечены лишь в полевых шпатах или в карбонатах.

Заказ № 2763



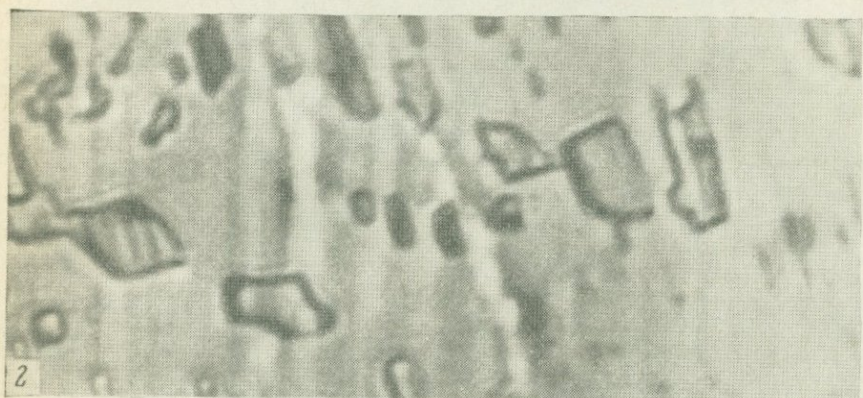


Рис. 1. Крупное многофазовое жидкое включение в зоне распространения первично-вторичных включений в кварцах аплитовидных гранитов кварц-полевошпатового состава. Здесь и далее увел. 1200

Рис. 2. Первичное жидкое включение в карбонатах

Рис. 3. Комбинированное включение в мономинеральных прожилках кварца

Рис. 4. Комбинированное включение в аплитовых жилах

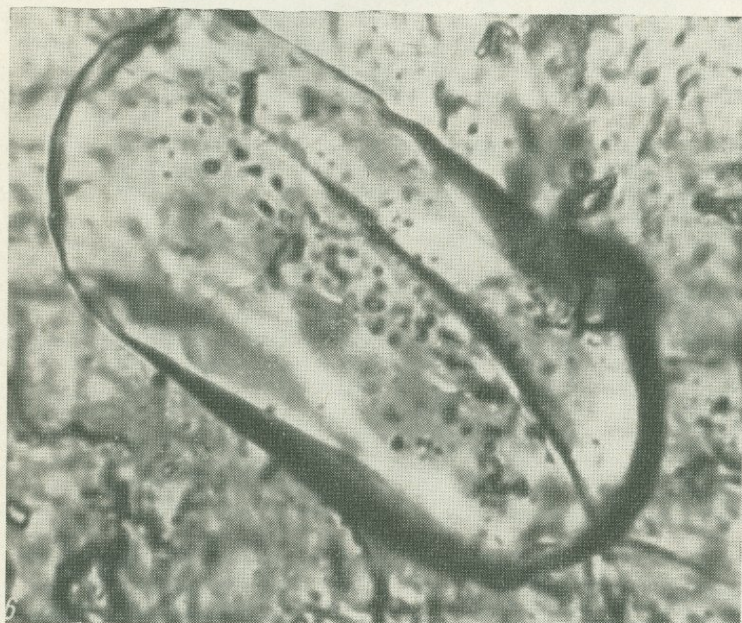
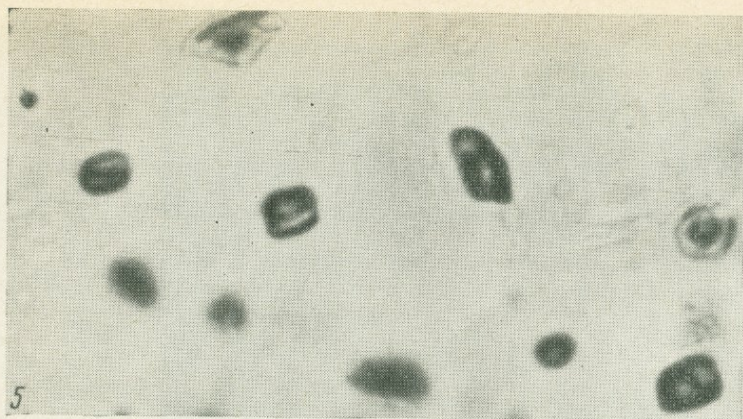


Рис. 5. Включения сухих газов в пегматоидных прожилках

Рис. 6. Затвердевшие крупные включения в полево шпате аплитовидных гранитов

Рис. 7. Включения магматического стекла в аплитовидных и пегматоидных гранитах кварц-полевошпатового состава

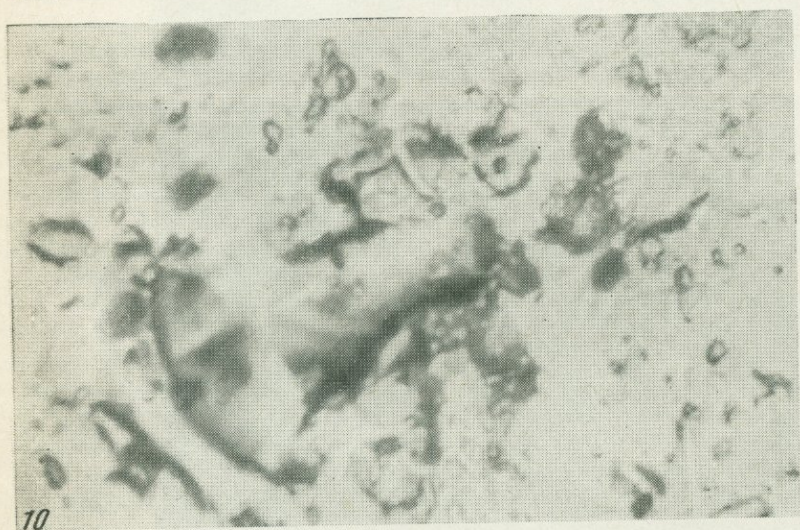
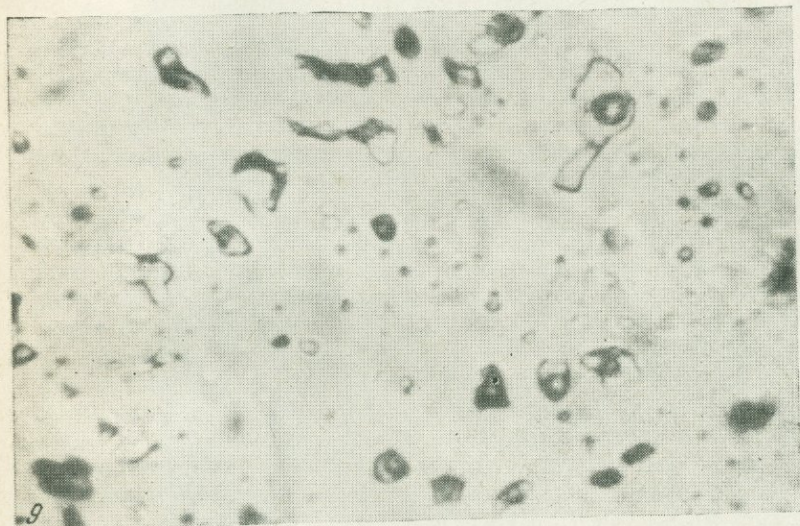


Рис. 8. Кристалло-флюидное включение в аплитовидных гранитах

Рис. 9. Первичные включения в кварцах аплитовидных и пегматоидных гранитов

Рис. 10. Взорванные включения (естественная декрепитация) в пегматоидных прожилках

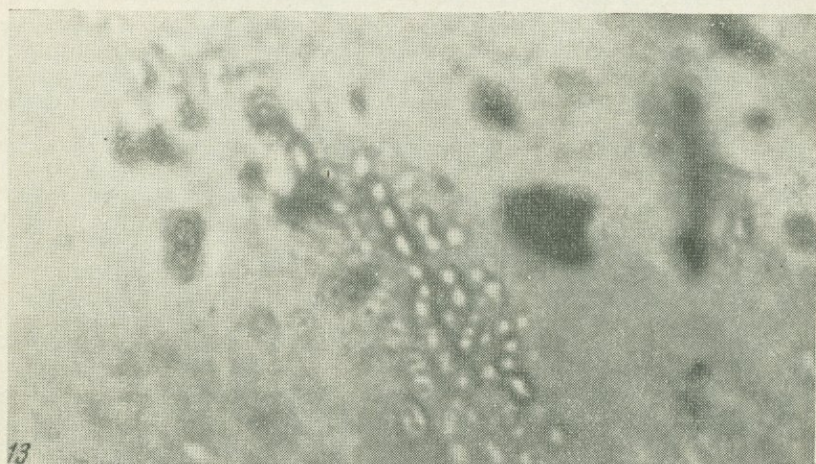
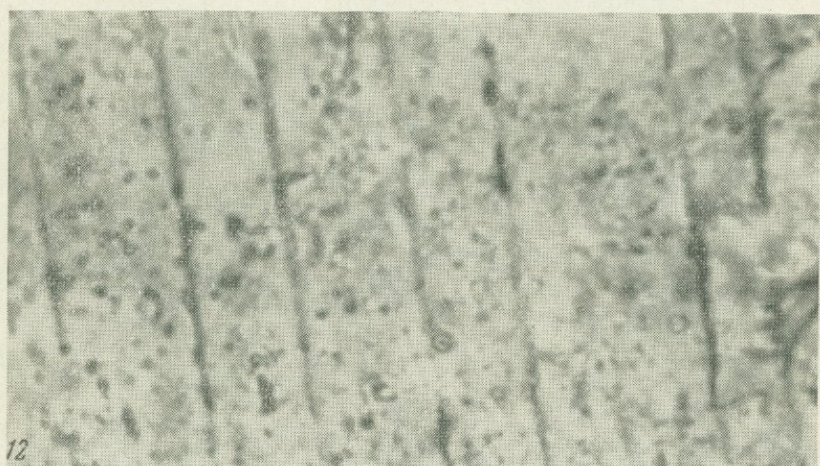


Рис. 11. Включения углеводородов

Рис. 12. Мельчайшие газовые и затвердевшие включения в полевых шпатах аплитовидных и пегматоидных прожилков

Рис. 13. Зона глобулярных включений в мономинеральных прожилках карбоната

Сравнение данных, полученных по одним и тем же пробам, показало хорошую сходимость результатов этих двух видов анализа.

Аплитовидные и кварц-полевошпатовые инъекции характеризуются при прогреве следующими интервалами падения вакуума: по кварцам 60—225 и 350—400°С, полевым шпатам из этих же прожилков 80—260, 360—450 и 480—535°С.

Пегматоидные крупноблочные прожилки отличаются более низкотемпературным интервалом декрепитации включений: по кварцам 200—350 и микроклину 400—480°С. Полученные температуры гомогенизации различных типов включений подтверждают намеченные интервалы.

По данным гомогенизации и термовакуумным декрептограммам намечен основной интервал 300—370°С образования мономинеральных кварцевых прожилков, причем в свою очередь среди них выделяется более низкотемпературный комплекс.

Аналогичными исследованиями установлено, что примерная температура становления карбонатных жил по ряду скважин северной части Ростовской обл. и юга Воронежской обл. находится в интервале 180—330°С с максимумом при 240—260°С. Это характерно для карбонатов, заполняющих сколовые трещины. Секущие их прожилковые образования испытывают отклонения от этих цифр в ту или другую сторону.

В сульфидах прожилков карбоната выявлены два интервала: один, соответствующий температуре образования карбоната 240—260°С, и второй 180—190°С, связанный с выделением сульфидов в гидротермальном процессе. Серпופит в серпופит-карбонатных прожилках характеризуется более низкотемпературным (80—160°С) интервалом декрепитации включений.

Кроме постмагматического прожилкового комплекса нами исследованы отдельные типы руд по Нижне-Мамоновскому, Подколдовскому, Юбилейному медно-никелевым месторождениям. В качестве геологического термометра был использован пирротин. При этом установлено для вкрапленных и гнездово-вкрапленных руд Нижне-Мамоновского и Подколдовского месторождений четко выраженная площадка падения вакуума (связанная с выделением газов при декрепитации включений): для вкрапленных руд 40—175, для гнездово-вкрапленных 40—250°С. Небольшое падение вакуума для этих типов руд отмечается и в интервале 300—360°С. Сплошные пиритовые руды характеризуются декрепитацией. Совершенно иной характер декрептограмм получен по рудным пробам Юбилейного месторождения. Здесь отмечены две небольшие площадки падения вакуума при 70—85 и 300—320°С и один основной интервал при температуре около 390°С. По характеру кривой декрепитации эти руды аналогичны рудам Аллареченского месторождения (Кольский п-ов), в которых падение вакуума приходится, по нашим данным, на температурный интервал 375—425°С.

Маломощные прожилки пирротин-петландит-халькопиритового состава, встреченные в северной части Ростовской обл. (интрузив Липов Куст), показали температуру на термовакуумной декрептограмме на интервалах падения вакуума в 40—85, 100—180, 260—360°С.

Начатые нами исследования свидетельствуют о том, что большая часть аплитовидных и пегматоидных кварц-полевошпатовых инъекций юго-восточного склона Воронежской антеклизы сформировалась при температурах до 535°С в результате циркуляции по тектонически ослабленным зонам метасоматизирующих пневматолитово-гидротермальных растворов.

Изучение температурных особенностей возникновения некоторых типов руд медно-никелевых месторождений района позволяет нам высказать предположение о возможно эпигенетическом характере их образования.

Классификация включений минералообразующей среды в магматических породах Хибинских апатитовых месторождений

А. Г. Закржевская

В результате проведенных нами исследований в минералах интрузивных пород Хибин выявлены различные типы и виды включений минералообразующей среды.

В подавляющем большинстве включения приурочены к зернам нефелина. Реже и в меньших количествах они отмечаются также и в других породообразующих и второстепенных минералах — полевом шпате, сфене, эгирине, апатите и эвдиалите.

Все разнообразие их отражено в приводимой классификации (см. таблицу), которая увязана с классификацией Н. П. Ермакова. Установлены четыре типа включений: I — затвердевшие, II — газовые, III — жидкие и IV — комбинированные.

Затвердевшие включения представляют собой частички магматического расплава, плененные минералом-хозяином в процессе сравнительно быстрой его кристаллизации. Среди затвердевших включений выделяются включения стекла, раскристаллизованные в кристалло-флюидные.

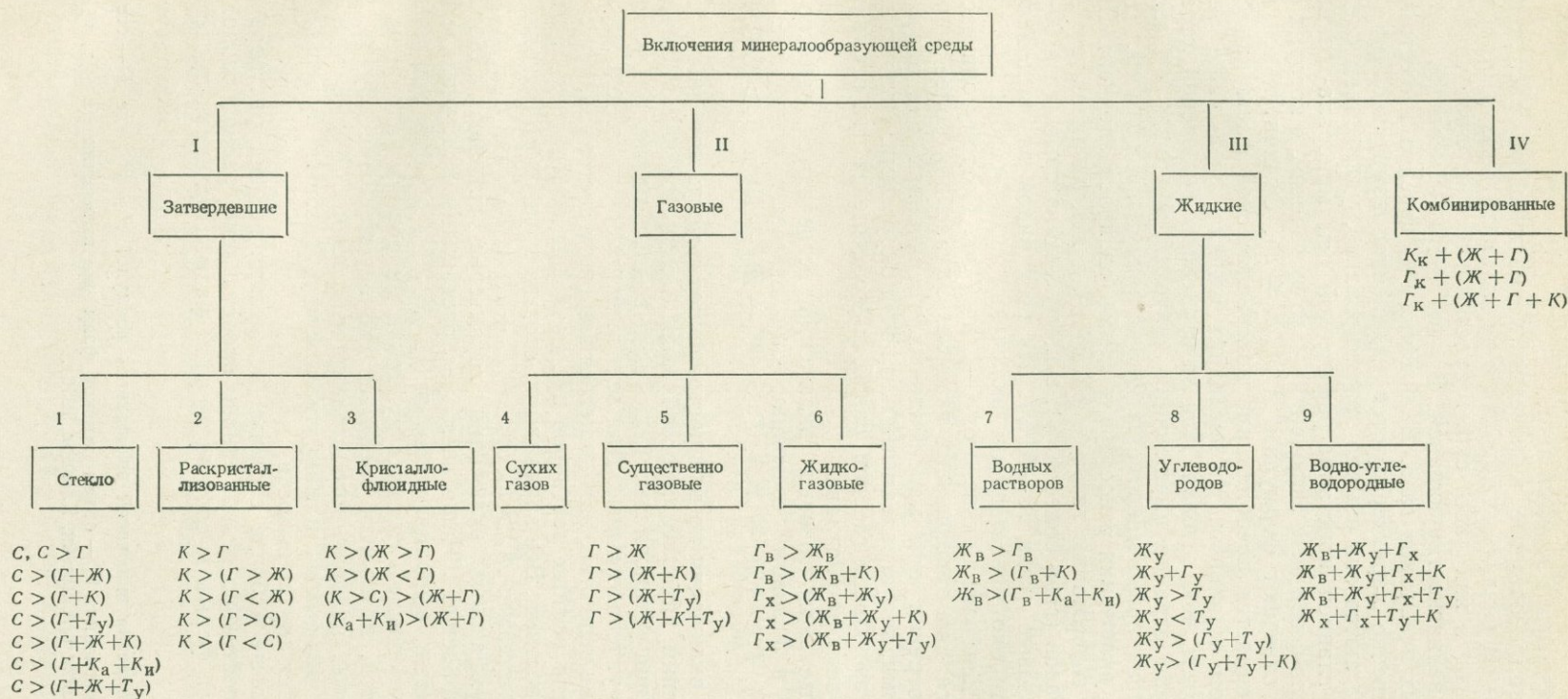
Включения стекла отмечаются практически во всех породах и рудах Хибин. Стекло характеризуется бледной окраской в зеленоватых, желтых или изредка розовато-лиловых тонах; часто практически бесцветно. От жидких образований включения стекла отличаются тем, что часто содержат не один, а несколько газовых пузырьков. При этом газовые пузырьки нередко имеют не круглую, а несколько сплюснутую форму; они никогда не бывают подвижными, даже при заметном нагревании включений в микротермокамере. Поверхность стекла характеризуется наличием трещинок, ребрышек, следов морщения. От кристаллических изотропных образований, таких, например, как виллиомит или галит, стекло помимо неоднородной поверхности отличается отсутствием кристаллографической огранки. От вмещающего нефелина стекло отличается и показателями преломления, которые обычно ниже (редко выше), чем у нефелина.

Среди включений стекла встречаются одно-, двух-, трех- и многофазовые разности. Однофазовые включения стекла очень редко удавалось различить среди многочисленных мелких пойкилитовых вростков второстепенных и аксессуарных минералов. Двухфазовые включения стекла довольно часто отмечались в различных породах Хибинского комплекса: в хибинитах, риччорритах, ийолитах, урритах, пегматитах, лувритах. Эти включения характеризуются либо неправильными, либо полуограниченными формами. Трех- и многофазовые включения стекла при наличии кристаллической фазы представляют собой в сущности уже частично раскристаллизованные включения. Однако, учитывая заметное преобладание твердой аморфной массы над остальными фазами, мы относим их к включениям стекла. Среди этих включений довольно часто отмечаются вакуоли в виде отрицательных кристаллов, обладающих длинно-столбчатым обликом.

Объемы газовой фазы подвержены значительным колебаниям — от едва различимых до 50% объема всего включения.

Жидкая фаза представлена либо водными растворами, либо углеродами. Твердая фаза, помимо постоянно преобладающего стекла, представлена кристалликами удлиненнопризматического габитуса,

Схема классификации включений минералообразующей среды в породах Хибинских апатитовых месторождений



Примечание. Римские цифры — нумерация типов включений; арабские — видов включений; буквенные индексы — разновидности включений: С — стекло, Ж — жидкая фаза, Γ — газовая фаза, T — твердая фаза, K — кристаллическая фаза, а — анизотропные, к — ксеногенные, и — изотропные, в — водные, у — углеводородов, х — смесь газов или жидкостей.

неправильными зернами и кучковидными скоплениями темного битуминозного вещества. Кристаллические фазы могут быть либо бесцветными, либо окрашенными в зеленый цвет.

Раскристаллизованные включения магматического расплава отмечались в самых различных породах и рудах апатитовых месторождений. Твердая фаза в них либо скрытокристаллическая, либо тонкозернистая, часто недиагностирующаяся. В них часто отмечается несколько разобщенных пузырьков газа. Включения эти изредка изометричны, но преимущественно характеризуются удлиненопризматическими формами. Располагаются они обычно ориентированно, удлинением следуя направлению главной кристаллографической оси минерала-хозяина.

Кристалло-флюидные включения — это включения, в которых соотношения фаз отвечают формулам $K > (Ж + Г)$. Отличительной их особенностью является преобладание кристаллической фазы над суммарным объемом остальных. Из последних жидкая фаза чаще занимает больший объем, чем газовая. Для затвердевших включений характерна отрицательная огранка вмещающих вакуолей. Меньшая их часть выполняет неправильные микропоры, иногда причудливой формы.

Газовые включения относятся к самым распространенным. По относительному содержанию газовой фазы среди них различаются: включения сухих газов (газа более 90%), существенно газовые (газа 90—76%) и жидко-газовые (газа 76—50%). Из всех видов газовых включений наиболее широко представлены включения сухих газов. Именно эти включения наиболее мелкие — от 1—2 до 7 мк. Поэтому они часто воспринимаются как однофазовые газовые. Однако при более внимательном рассмотрении при максимальных увеличениях они оказываются двухфазовыми, полуограненными или почти округлыми. Полость примерно на 90% выполнена газовой фазой, обособившейся при остывании остаточного раствора-расплава.

Остальные виды газовых включений встречаются заметно реже. По составу и фазовому состоянию они отвечают формулам: $Г > Ж$, $Г > (Ж + К)$, $Г_x > (Ж_g + Ж_y)$, $Г_x > (Ж_g + Ж_y + К)$ и $Г_x > (Ж_g + Ж_y + Т_y)$.

Жидкие включения по распространенности уступают лишь газовым. Эти включения наиболее многообразны. Среди жидких включений на месторождении установлены: включения водных растворов, углеводов и водно-углеводородные. Для всех этих видов включений характерно преобладание вещества, находящегося в жидком состоянии.

Включения водных растворов представлены двух-, трех- и многофазовыми разностями. Все вариации их состава и фазового состояния отражаются формулами: $Ж_g > Г_g$, $Ж_g > (Г_g + К)$ и $Ж_g (Г_g + К_a + К_u)$.

Для двухфазовых включений характерна довольно однообразная степень наполнения¹. Чаще всего распространены включения с газовыми пузырьками, выполняющими от 15 до 25% объема микропоры.

В том, что помимо газового пузырька микропоры заполнены именно жидкой фазой, позволили убедиться его перемещения внутри полости при поворотах наклоненного столика микроскопа. Кроме того и при нагревании включений в микротермокамере газовые пузырьки также перемещаются внутри полости.

Трехфазовые и более сложные включения водных растворов встречаются относительно редко, однако представлены разнообразно. Различия касаются формы и состава твердой фазы. Последняя представлена,

¹ Степень наполнения включений выражается формулой $F = \frac{V_1}{V_2}$, где F — степень наполнения включения; V_1 — объем жидкой фазы во включении (в %); V_2 — объем всего включения (Леммлейн, Клевцов, 1956).

как правило, кристаллическими образованиями, либо бесцветными, либо окрашенными в зеленый цвет. Среди бесцветных образований отмечаются кристаллики призматического, удлиненнопризматического и кубического габитуса, а также анизотропные зерна неправильной формы. Кроме того довольно часто отмечается родственное минералу-хозяину вещество. Показатели преломления у этого вещества едва заметно ниже, чем у нефелина, а у остальных — то несколько выше, то ниже, чем у нефелина. Среди кристаллических образований, окрашенных в зеленый цвет, чаще всего встречаются зерна, повсеместно обладающие высоким двупреломлением и заметно более высоким, чем у нефелина, преломлением. По оптическим свойствам можно предположить, что это эгирин.

Среди жидких включений часто наблюдались включения, в которых газовые пузырьки при легком нагревании, вызванном всего лишь введением линзы Лазо, становились тяжелее жидкой фазы и тонули в ней. Такая жидкость, расширяющаяся при самом легком нагревании, в соответствии с исследованиями Г. Сорби (Sorby, 1877) и В. Хартли (Hartli, 1876), может быть двуокисью углерода, а согласно М. Шанкуртуа (Chancourtois, 1877) — может быть представлена углеводородами. Исходя из того, что нами ни разу не была отмечена гомогенизация включений ниже 31°C , что характерно для двуокиси углерода (Карпинский, 1880; Ермаков, 1950), проявление последней в нашем случае маловероятно. И, наоборот, возможность того, что это — углеводороды, вполне согласуется с результатами химического изучения содержимого включений в нефелине, установившего значительные концентрации метана и его тяжелых гомологов (Закржевская, Элинсон, 1966).

Среди включений углеводородов выделяются одно-, двух-, трех- и многофазовые различия. Для однофазовых характерна окраска в желтых, светло- и темно-бурых тонах. Среди двухфазовых включений отмечены различия состава $\text{Ж}_y + \Gamma_y$ и $\text{Ж}_y + \text{T}_y$. Для последних характерна неравномерность окраски, обусловленная, по-видимому, тем, что вещество это в отдельных участках затвердело. Форма вакуолей неправильная, часто крючковато-изогнутая. Изредка подобные включения встречаются в форме ограненных или полугограненных микропор.

Трех- и многофазовые включения углеводородов внешне отличаются присутствием в качестве твердой фазы, помимо кристаллических образований, также уплотненных точечных или кучковидных скоплений битуминозного вещества.

Включения водно-углеводородные — это сложные включения несмешивающихся жидкостей. В них одной из жидких фаз является маслянистое вещество углеводородного состава. Жидкие углеводороды при комнатной температуре обуславливают дополнительную фазовую границу внутри включения. Встречаются эти включения относительно редко, однако констатированы в различных породах.

Помимо трехфазовых включений состава $\text{Ж}_s + \text{Ж}_y + \Gamma_x$ изредка встречаются многофазовые различия, состав которых усложняется наличием твердой фазы: либо мельчайшими кристалликами или зернами неправильной формы, либо, что чаще, скоплениями битуминозного вещества.

В водно-углеводородных включениях изредка удавалось наблюдать взаимное перемещение жидких фаз, выражающееся в перемещении границы раздела.

В основу визуального распознавания видов жидких включений положены следующие критерии.

1. Включения водных растворов — газовый пузырек перемещается нормально.

2. Включения углеводородов — однофазовые окрашены в желтые, светло- и темно-бурые цвета. В двухфазовых — газовый пузырек пере-

мещается аномально. Трех- и многофазовые характеризуются наличием точечных или кучковидных скоплений битума.

3. Включения водно-углеводородные — в трехфазовых две несмешивающиеся жидкости и газ. Газовый пузырек перемещается аномально. Многофазовые характеризуются содержанием битума в виде твердых частиц или кучковидных скоплений.

Процесс возникновения различных жидких включений может быть представлен следующим образом. В ходе охлаждения пнтрузива с изменением физико-химических условий в широких пределах изменялись и физические свойства жидкостей, в частности, поверхностное натяжение, смачивающая способность. Это приводило к тому, что кристаллизующееся минеральное зерно захватывало либо однородные капли маточного раствора-расплава, либо однородные капли жидких углеводородов, либо, наконец, капли, представляющие смеси того и другого. В итоге возникали включения, содержащие либо только маточный раствор-расплав, либо только углеводороды, либо смесь названных веществ.

Колебания в степени наполнения газовых и жидких включений объясняются нами, главным образом, неоднородностью состава материнского расплава-раствора, в котором находятся и несмешивающиеся жидкости, и газовая фаза. Наличие самостоятельной газовой фазы подтверждается присутствием в минералах огромного числа включений сухих газов и существенно газовых. Второй, несколько менее существенной причиной является наложенный процесс метаморфизации включений, при котором начальной ступенью изменения включений как раз и является нарушение первоначального объема газовой фазы (Закржевская, 1968).

Комбинированные включения — это включения, в которых один из компонентов возник раньше и вместе с прилипшей к нему каплей остаточного расплава был захвачен и герметизирован минералом-хозяином. Следовательно, содержимое этих включений было изначально не однородным, а смешанным (частично аутигенным, частично ксеногенным).

В нашем случае различаются две разновидности: в первой ксеногенными частицами являются кристаллы-спутники, во второй — пузырьки газа. Отличить эти включения от раскристаллизованных протогомогенных аутигенных реликтов маточного расплава удастся, с одной стороны, благодаря тому, что форма комбинированных включений не контролируется минералом-хозяином (поскольку кристаллики или сростки их были пленены в твердом состоянии), тогда как для раскристаллизованных включений характерна подчиненность форме вмещающей полости. С другой стороны, для комбинированных включений характерно аномальное соотношение жидкой и газовой фаз. Твердой фазой в комбинированных включениях служат мелкие кристаллики зеленого минерала, по-видимому, пироксена. Отличительной особенностью данных включений является преобладание твердой фазы над суммарным объемом жидкой и газовой фаз. Иногда твердая фаза слагается несколькими зернышками, чаще же одним относительно крупным кристаллом.

Что касается второй разновидности комбинированных включений, то, учитывая широкое распространение однофазовых газовых включений в виде мельчайших газовых пузырьков, можно полагать, что в ряде случаев заметные колебания в соотношениях жидкой и газовой фаз обуславливаются именно комбинированным составом газа в подобных включениях: в них газ, захваченный каплей остаточного раствора-расплава, соединился с газом, выделившимся при охлаждении включения.

Поскольку комбинированные включения представляют результат одновременного захвата и пленения отдельных их составных частей растущим минералом, поскольку очевидно, что образование включений и нефелина сингенетично.

Форма включений весьма разнообразна. Отмечаются ограненные и полуограненные включения, но самыми распространенными являются неограненные включения (Закржевская, 1963).

Размеры включений чрезвычайно малы. Подавляющая часть их относится к субмикроскопическим. Наибольшими размерами характеризуются двух- и трехфазовые включения, достигающие иногда 15—20 и лишь в единичных случаях 40—50 мк. Наиболее мелкие включения сухих газов и существенно газовые, для большей части которых размеры не превышают 4—7 мк. Наиболее крупные включения отмечаются в пегматитах.

По характеру размещения включений в теле вмещающего минерала выделяются следующие случаи: а) включения беспорядочно рассеяны в нем; б) локализируются вдоль направлений спайности; в) приурочены к линейно-вытянутым зонам; г) развиваются вдоль сети различно ориентированных микротрещин.

Беспорядочно рассеянные включения составляют главную массу включений. Они располагаются в минерале-хозяине беспорядочно, хаотически, обычно образуя кучковидные скопления. Примерное количество включений в таких скоплениях, подсчитанное по микрофотографиям, достигает 62 000 на 1 мм².

Привлекает внимание то, что многочисленные включения при хаотическом размещении часто обнаруживают ориентировку: неограненные включения и негативные кристаллы, содержащие включения, расположены взаимно параллельно, подчиняясь кристаллографическим направлениям вмещающего минерала — удлинение включений совпадает с направлением главной кристаллографической оси минерала-хозяина.

И сам способ пространственного размещения включений, и ориентированность в расположении их могли возникнуть лишь во время роста вмещающего минерала. Это подтверждает первичный характер пленения — одновременность процесса кристаллизации вмещающего минерала и пленения им реликтов материнского расплава-раствора в виде включений. О первичности этих включений говорят также и более раннее или одновременное возникновение включений по отношению к вроскам эгирина, апатита и некоторых других минералов, и связь включений с негативными формами кристалла-хозяина, и, наконец, пространственная ограниченность их пределами данного минерального индивида.

Включения, локализованные вдоль линейно-вытянутых зон, с одной стороны, несут признаки вторичного происхождения, так как группы их располагаются вдоль линейных направлений, секущих зерно, а с другой — являются по существу первичными, так как не выходят за пределы данного зерна. Залечены эти зоны тем же нефелином. Эти включения отнесены к мнимо-вторичным. Раннее их происхождение подтверждается также и случаями метаморфизации включений в контактах с жилами луявритов (Закржевская, 1968).

Включения, локализованные вдоль направлений спайности, также рассматриваются как мнимо-вторичные образования. На это указывает их возрастное положение: направления спайности секутся линейно-вытянутыми зонами включений.

Включения, локализованные в неправильных микротрещинках, секут все эти образования. Изредка наблюдаются случаи пересечения микротрещинами двух соседних зерен. Это служит основанием для отнесения таких включений к типу вторичных, эпигенетических по отношению к вмещающему минералу.

Таким образом, особенности размещения включений во вмещающих минералах позволили выделить три генетических типа включений: первичные, мнимо-вторичные и вторичные. В связи с этим можно полагать, что процесс пленения вещества включений несколько растянут, но в

общем тесно связан с формированием минеральных компонентов щелочных пород.

Особенности морфологии и размещения включений, присутствие затвердевших включений и включений магматического стекла, резкое преобладание газовых включений, а также данные микротермометрических исследований дают основание для заключения о том, что включения возникли в результате захвата вещества породообразующими минералами в процессе их магматической кристаллизации. Беспорядочно рассеянные включения, составляющие главную их массу, являются наиболее ранними и по отношению к вмещающим минералам — первичными. В этот же магматический период, близко следуя за рассеянными включениями, образовались мнимо-вторичные включения, приуроченные к направлениям спайности и линейно-вытянутым зонам, не выходящим за пределы данного зерна.

Исследования газовой-жидких включений в породах и минералах для выявления стадийности метасоматических образований

Р. В. Голева, Ф. П. Мельников

В настоящее время газовой-жидкие включения в породах и минералах широко используются для решения разнообразных геологических задач на самых различных геологических объектах. Тем не менее исследования газовой-жидких включений охватывают еще далеко не все геологические образования. Единичными являются работы по изучению газовой-жидких включений в метасоматитах и околорудно-измененных породах. Известные работы по образованиям этого типа в основном посвящены грейzenам (Недашковский, 1961; Боголепов, Бочаров, 1968), скарнам (Мамонтов, 1968; Родзянко, 1968), околорудным березитам (Ермаков, 1968), аргиллизированным породам (Казицын и др., 1968), гидротермально измененным породам, вмещающим хрусталеносные жилы (Польковский и др., 1968) и др.

В настоящей работе излагаются результаты исследования газовой-жидких включений в своеобразных щелочных (натровых) метасоматитах (альбититах). Метасоматиты развиты в пределах древнего кристаллического щита, сложенного нижнепротерозойскими кварц-биотит-плагиоклазовыми гнейсами амфиболитовой фации метаморфизма и продуктами ультраметаморфизма и гранитизации (мигматитами, гранитами и пегматитами). Они контролируются системой тектонических нарушений, являющихся трещинами оперения крупного регионального разлома.

Натровые метасоматиты (альбититы) формировались как постгранитизационные образования, сменившие стадию региональной микроклинизации (калиевый метасоматоз), в условиях регрессивного метаморфизма в результате единого процесса, состоящего из нескольких стадий, разделенных четкими тектоническими подвижками.

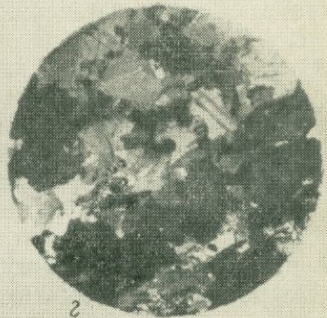
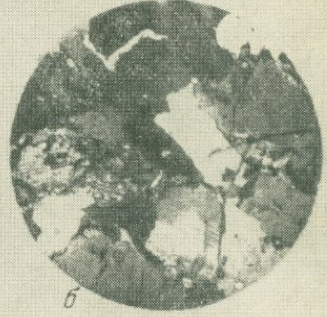
Минеральные образования ранней стадии метасоматитов имеют четкую метасоматическую зональность (зональные метасоматиты) и возникают за счет всех вмещающих пород (гнейсов, мигматитов, гранитов, пегматитов).

Идентичность смены минеральных парагенезисов для апогранитных, апогнейсовых и других метасоматитов при формировании метасоматических зон позволила сопоставлять между собой зоны равного метасоматического изменения и строить общие схемы метасоматической зональности с выделением на них внешней (микроклин-плагиоклаз-кварц-хлоритовой), промежуточной (микроклин-плагиоклаз-хлорит-эпидотовой) и внутренней (альбит-рибекит-эгирин-карбонатной) зон метасоматической колонки (рис. 1).

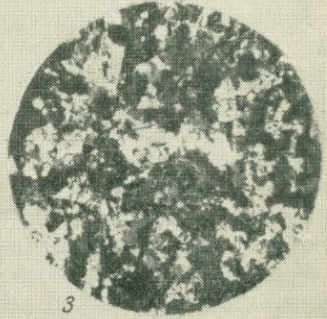
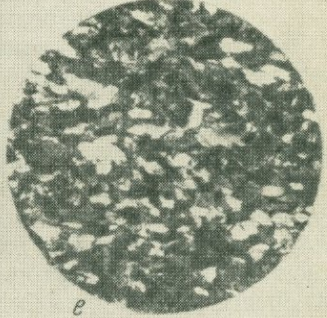
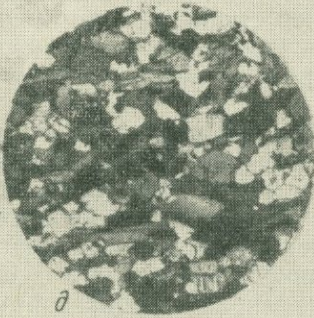
Зональные метасоматиты возникают в результате выщелачивания кварца из промежуточной и внутренней зон с образованием пустот выщелачивания I генерации, имеющих форму растворенных зерен кварца. Одновременно с растворением кварца, выносом и перемещением кремнезема во внешнюю зону происходит постепенное замещение микроклина шахматным альбитом и отложение в основном в промежуточной зоне хлорита-рипидолита и преимущественно в пределах внутренней зоны зональных метасоматитов — щелочных амфиболов (рибекит) и пироксенов (эгирин), новообразованного альбита и карбоната.

Минеральные образования следующей стадии — стадии отложения (стадия прожилковых метасоматитов) локализируются в центральных частях внутренней зоны метасоматитов и контролируются участками

I



II



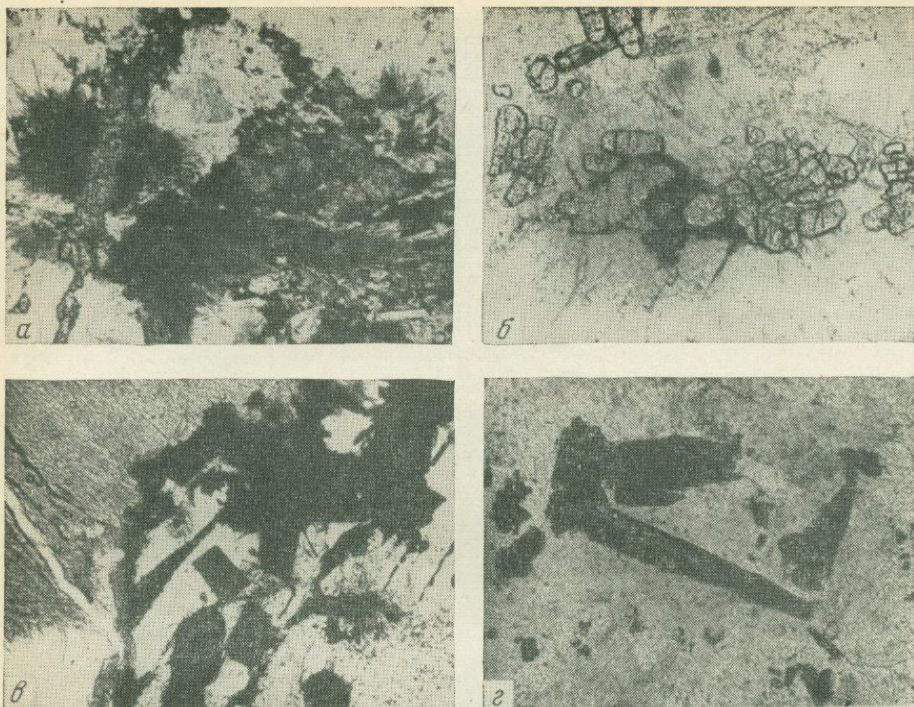


Рис. 2. Стадия прожилковых метасоматитов (стадия отложения)

- а* — прожилок метасоматического апатита и выделение сфена в альбитите с рибекитом (внутренняя зона зональных метасоматитов по гранитам); увел. 72, николи параллельны;
- б* — метасоматический апатит в альбитите (по граниту); увел. 72, николи параллельны;

- в* — выделения метасоматического сфена и рибекита 2 генерации в альбитите по граниту с рибекитом 1 генерации; увел. 62, николи параллельны;
- г* — метасоматический рутил в альбитите по граниту; увел. 62, николи параллельны

очень слабого катаклаза. В эту стадию формировались лейстовый и радиально-лучистый альбит, II генерация рибекита, метасоматические сфен, рутил, апатит, малакон. Некоторые из минералов этой стадии показаны на рис. 2.

Перед формированием поздней стадии вновь возобновились тектонические подвижки, образовавшие серию трещин разрыва и зоны катаклаза, по которым и проявилась новая стадия выщелачивания, выразившаяся в образовании пустот выщелачивания II генерации, теперь уже за счет разрушения щелочных минералов предыдущих стадий (альбита и щелочных темноцветных).

Рис. 1. Стадия зональных метасоматитов (стадия выщелачивания)

- I* — зональные метасоматиты по гранитам; увел. 30, николи скрещены:
- а* — неизменные граниты (кварц, микроклин, олигоклаз, биотит);
- б* — внешняя зона (кварц, микроклин, альбит-олигоклаз, хлорит по биотиту);
- в* — промежуточная зона (микроклин, альбит-олигоклаз, хлорит-рипидолит, эпидот);
- г* — внутренняя зона (альбит, рибекит, эгирин, карбонат).

- II* — зональные метасоматиты по гнейсам; увел. 72, николи скрещены:
- д* — неизменные гнейсы (кварц, биотит, олигоклаз);
- е* — внешняя зона (кварц, хлорит по биотиту, альбит-олигоклаз);
- ж* — промежуточная зона (хлорит-рипидолит, эпидот, альбит-олигоклаз);
- з* — внутренняя зона (альбит, рибекит, эгирин, карбонат)

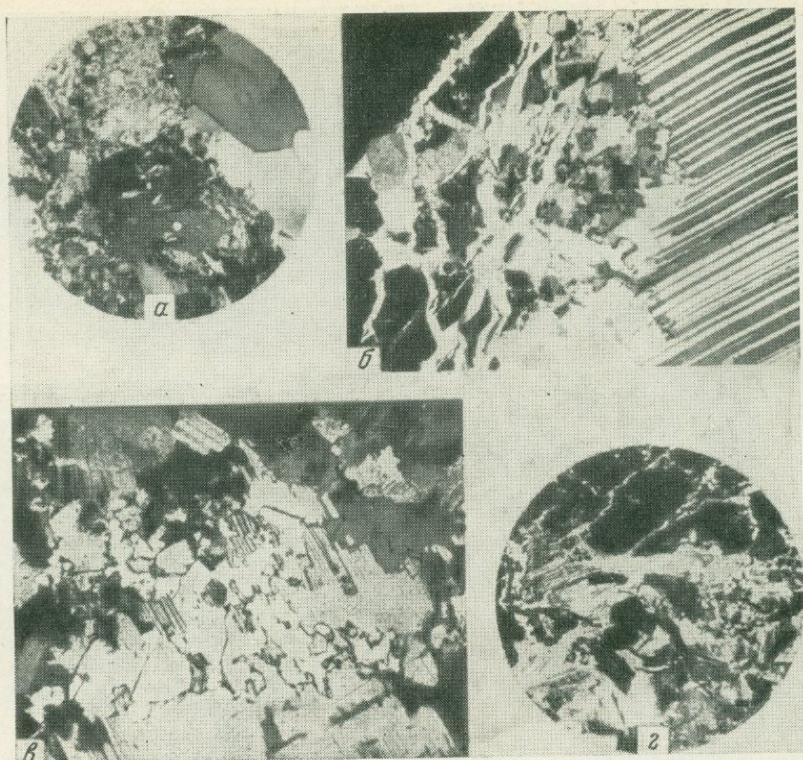


Рис. 3. Стадии окварцевания

- a* — позднее окварцевание и мусковитизация альбитита, кристаллический кварц в пустоте выщелачивания 2 генерации; увел. 72, николи параллельны;
- б* — развитие прожилков кварца по катаклазированному альбититу (внутренняя зона зональных метасоматитов по граниту); увел. 72, николи скрещены;

- a* — развитие позднего кварца по альбиту по внутренней зоне апогранитных метасоматитов ранней стадии; увел. 72, николи скрещены;
- б* — мусковитизация и окварцевание поздней стадии; увел. 72, николи скрещены

Позднее выщелачивание сменяется поздней стадией минерализации в виде интенсивного окварцевания с мусковитом (рис. 3).

Завершается процесс минералообразования слабо проявленной сульфидно-карбонатной стадией (пирит, карбонат).

В геохимическом отношении изученный метасоматический процесс в целом также обнаруживает определенную стадийность.

После становления ультраметаморфического комплекса неравномерно, но достаточно широко развивается региональная микроклинизация (калиевый метасоматоз), что свидетельствует о преобладающей роли калия в постгранитизационном метасоматирующем растворе.

При формировании зональных метасоматитов, внутренняя зона которых представляет собой собственно альбититы, резко возрастает роль натрия (микроклин замещается альбитом, выпадают натриевые разновидности амфиболов и пироксенов). И, наконец, заключительные стадии процесса характеризуются обильным образованием кварца, который энергично выщелачивался на протяжении предыдущих метасоматических стадий, что свидетельствует о существенном изменении физико-химических свойств метасоматирующих растворов и о повышающейся роли калия (образование мусковита).

Термометрические и декрептометрические исследования проводились в микротермобарометрической лаборатории кафедры полезных ископаемых геологического факультета МГУ. Было изучено 200 проб пород и минералов. Характер и распределение газово-жидких включений для одной четверти проб контролировался визуально при микроскопическом изучении полированных пластинок.

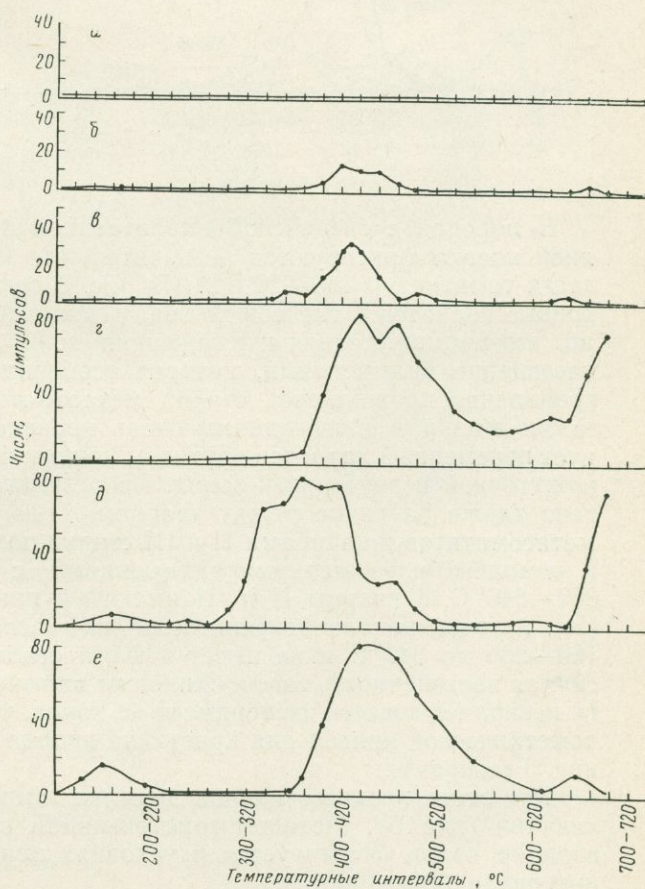
В результате проведенного декрептометрического исследования газово-жидких включений в породах и минералах выявлены существенные отличия в характере и распределении газово-жидких включений для разных стадий изученного геологического процесса (рис. 4).

Установлено, что кварц-биотит-плагноклазовые гнейсы амфиболитовой фации практически не взрываются, что обусловлено наличием в минералах гнейсов очень мелких газово-жидких включений (менее 1 мк). Ультраматаморфические граниты обнаруживают относительно слабую взрываемость в интервале температур 300—500°С. Для зональных метасоматитов, без существенного развития минералов прожилковой стадии, количество взрывов значительно увеличивается, и более крутая, чем для гранитов, декрептометрическая кривая также располагается в температурном интервале 300—500°С.

Для внутренней зоны зональных метасоматитов (альбититов) с хорошо проявленной стадией отложения прожилковых метасоматитов декрептометрическая кривая в том же температурном интервале более резкая, но с точкой начала декрепитации на 100—150°С ниже, чем у предыдущих стадий, характерна для стадии позднего окварцевания.

Рис. 4. Декрептограммы по стадиям процесса минералообразования (для гнейсов, гранитов и апогранитных метасоматитов)

- а — региональный метаморфизм;
- б — ультраматаморфизм и гранитизация;
- в — стадия зональных щелочных метасоматитов (стадия выщелачивания);
- г — стадия прожилковых щелочных метасоматитов (стадия отложения);
- д — стадия позднего окварцевания (грейзенизация);
- е — собственно гидротермальная стадия (карбонатно-сульфидная)



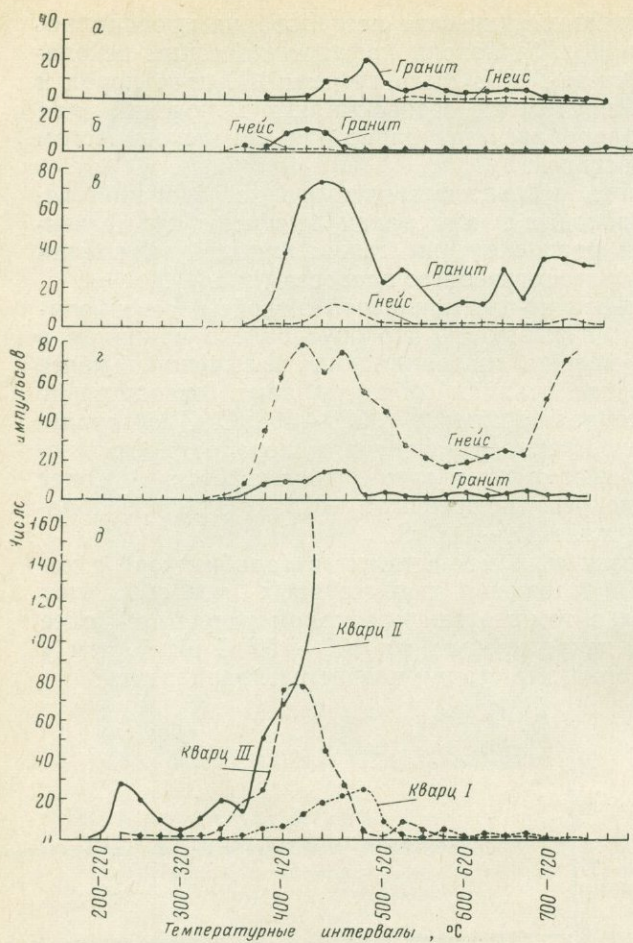


Рис. 5. Декрепитогаммы пород по зонам метасоматической колонки

- а — неизмененные породы;
- б — внешняя зона;
- в — промежуточная зона;
- г — внутренняя зона;
- д — decreпитогаммы кварца

В породах с очень слабо проявленной сульфидно-карбонатной стадией иногда фиксируются незначительные количества импульсов в области температур 100—200°С. На рис. 5 показаны decreпитометрические кривые гранитов и гнейсов по зонам зональных метасоматитов, где видно, что промежуточная и внутренняя зоны обнаруживают наибольшее насыщение включениями, которое особенно интенсивно на участках проявления прожилковой стадии метасоматитов. Общая насыщенность газовой-жидкими включениями очень неравномерна, о чем свидетельствует переменный характер крутизны кривых по гранитам и гнейсам в промежуточной и внутренней зонах. По результатам decreпитометрии выявлено также различие между кварцем I из внешней зоны зональных метасоматитов и кварцами II и III стадии позднего окварцевания. Кварц I насыщен более мелкими включениями с интервалом decreпитации 360—540°С, а кварцы II и III имеют крупные многочисленные включения, и точка начала decreпитации их располагается в интервале от 180—200 до 340°С и не имеет четкого стабильного положения. Интенсивная насыщенность газовой-жидкими включениями этого кварца иногда не позволяет довести эксперимент до конца, что хорошо видно на decreпитометрической кривой для кристалла кварца II из пустоты выщелачивания II генерации.

Для этого позднего кварца выявлен температурный режим кристаллизации (рис. 6). Методом гомогенизации включений установлено, что поздний кварц формируется в условиях понижающихся температур в интервале 380—100°С.

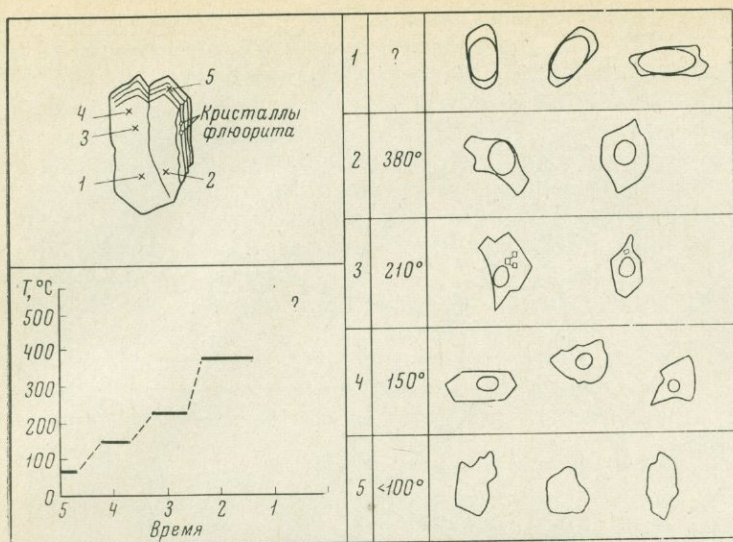


Рис. 6. Морфология включений и температурный режим кристаллизации позднего кварца

1—5— места расположения газовой-жидких включений в кристалле кварца и соответствующая их морфология и температура гомогенизации. Слева — температурная кривая кристаллизации позднего кварца

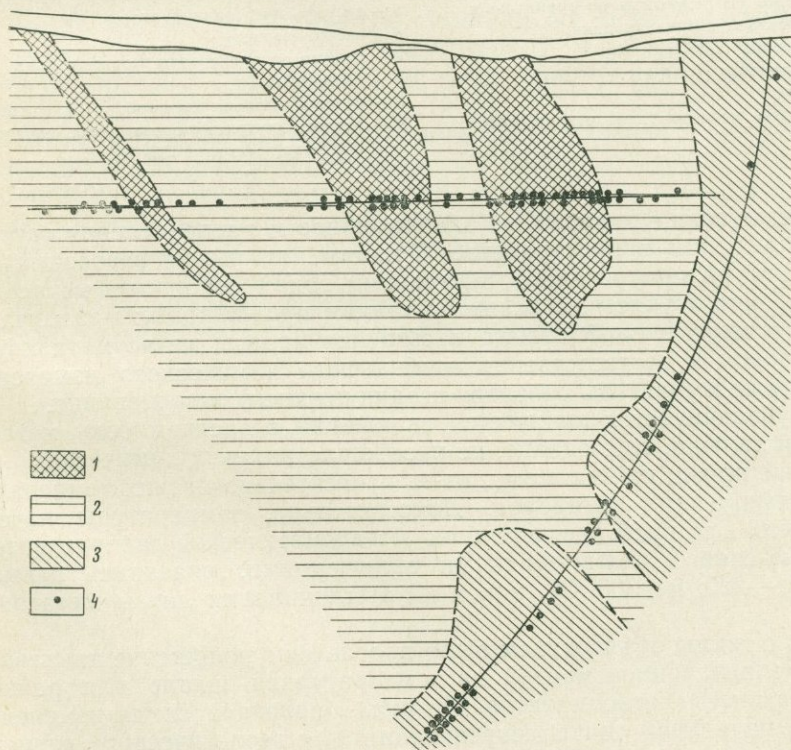


Рис. 7. Распределение участков с различными температурными интервалами начала декрепитации метасоматитов

1 — 380—400° С; 2 — 300—380° С; 3 — 180—300° С; 4 — места отбора проб

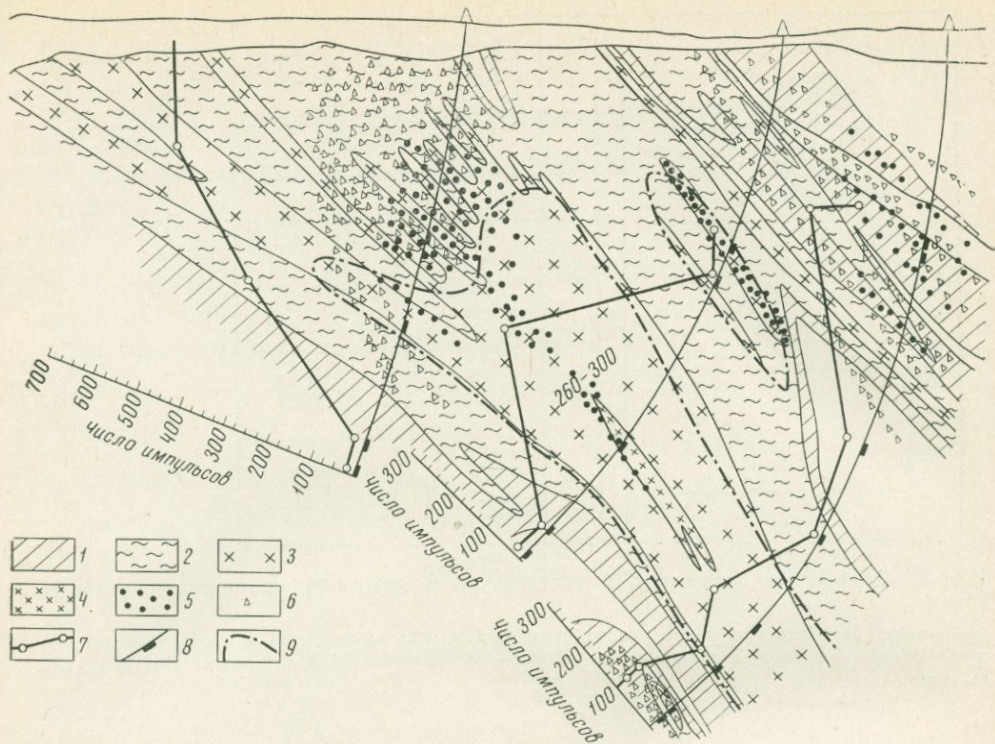


Рис. 8. Декрептограммы зональных метасоматитов с участками окварцевания

1—3 — зональные метасоматиты по гранитам и гнейсам, стадия выщелачивания:

1 — внешняя зона,

2 — промежуточная,

3 — внутренняя;

4 — прожилковые метасоматиты, стадия отложения;

5 — пустоты выщелачивания;

6 — окварцевание;

7 — кривые распределения газожидких включений;

8 — места расположения проб;

9 — контур, внутри которого точка начала декрепитации больше 260—300° С

Выявлены также интересные закономерности распределения газожидких включений в пространстве. Области насыщения газожидкими включениями приурочены к внутренним зонам зональных метасоматитов, особенно к участкам развития стадии прожилковых метасоматитов, т. е. к местам наибольшего насыщения породы метасоматизирующим раствором и соответственно наибольшего химического изменения пород, а также к участкам развития стадии позднего окварцевания.

Резко увеличивается количество включений в висячем боку метасоматической залежи, где, однако, не произошло никаких химических преобразований пород, по-видимому, из-за относительно низких температур метасоматизирующих растворов. Действительно, температуры начала декрепитации для проб висячего бока метасоматической залежи, интенсивно насыщенного газожидкими включениями, оказались невысокими (180а—220, не 300° С), как и на выклинивании линзы метасоматитов.

В связи с таким объяснением было прослежено полсжение начальной точки декрепитационной кривой на температурной шкале для разных участков развития метасоматитов. На рис. 7 показана схема изменения положения начальной точки декрепитации для геологического разреза. Четко видно, что в центральных участках, где развиты наиболее интенсивно проработанные внутренние зоны метасоматитов с широко проявленной стадией прожилковых метасоматитов, точка начала декрепитации

попадает в интервал 380—400° С, а на выклинивании метасоматической линзы на глубину она находится в интервале 180—300° С.

В пределах второго разреза (рис. 8), расположенного на периферии центрального участка, где внутренняя зона метасоматитов сложена альбитом, хлоритом-рипидолитом и карбонатом (лишена рибекита и эгирина) и имеет лишь небольшую область развития стадии прожилковых метасоматитов, температуры начала декрепитации попадают в интервал 260—300° С. Они более низкие, чем температуры начала декрепитации для внутренних зон зональных метасоматитов при их существенной химической проработке (см. рис. 7).

Участки, где развиты минеральные парагенезисы стадии позднего окварцевания (см. рис. 9), характеризуются еще более низкими значениями температур начала декрепитации (180—260° С) при значительной насыщенности газово-жидкими включениями.

Полученные температурные интервалы декрепитации пород различной степени метасоматического преобразования и их распределение в пространстве на разных участках свидетельствуют об эволюции относительных температур метасоматизирующих растворов. Можно предположить, что метасоматизирующие растворы при формировании зональных натровых метасоматитов с прожилковой стадией поступали в пределы разрезов сбоку и затем просачивались вниз и в стороны от центральной части метасоматической залежи.

Для стадии выщелачивания, сопряженной с поздним окварцеванием, в пределах второго разреза трудно сказать что-либо определенное о направлениях движения метасоматизирующих растворов.

В результате проведенных комплексных геолого-минералогических, геохимических исследований и первоначального изучения газово-жидких включений в породах и минералах метасоматитов установлено, что натровые метасоматиты формируются стадийно на фоне развивающихся тектонических движений, при закономерном изменении щелочности метасоматизирующего раствора и на фоне общего падения его температуры.

Таким образом, для наиболее полного представления о ходе процесса метасоматического минералообразования, кроме общепринятых минералого-петрографических исследований, необходимо проводить также изучение минералообразующей среды, законсервированной в породообразующих минералах в виде газово-жидких включений.

Комплексное использование геолого-минералогических, геохимических методов и методов изучения газово-жидких включений позволит более глубоко изучить эволюцию метасоматического процесса.

Проблемы исследования золоторудных месторождений по включениям в минералах

И. С. Рожков, Н. И. Андрусенко

Неоспоримо важная роль исследования включений минералообразующих сред для выяснения генезиса месторождений полезных ископаемых и развития теории эндогенного рудообразования в настоящее время доказана работами советских и зарубежных ученых. Многие достоверные генетические построения на современном этапе базируются на объективных цифровых данных, полученных в результате термобарогеохимических экспериментов с микросистемами растворов и расплавов, законсервированными во включениях минералов. Особенно широко с получением наиболее полноценных данных подобными исследованиями охвачены месторождения пьезооптического сырья и некоторые редкометальные месторождения, связанные с пегматитами. Это объясняется хорошей пригодностью для термобарометрических методов объектов исследований: включения, сосредоточенные в прозрачных монокристаллах или полупрозрачном жильном материале, имеют относительно крупные размеры (содержимое вакуолей достигает иногда 1—10 мл) и поэтому легко доступны для визуальных микроскопических наблюдений и химического анализа. Гораздо хуже обстоит дело с исследованием рудных гидротермальных и метасоматических месторождений из-за недостаточной разработанности техники термобарометрических экспериментов применительно к рудным непрозрачным минералам и крайне мелких размеров включений в жильных прозрачных минералах. Это чрезвычайно затрудняет визуальные наблюдения при исследовании этих объектов методом гомогенизации, применение которого в связи с этим часто полностью исключается, и остается возможен только более «слепой» метод декрепитации. Последнее в большой мере относится и к золоторудным месторождениям, опыт изучения которых с термобарогеохимических позиций по этой причине у нас и за рубежом пока еще весьма невелик. В связи с этим остаются дискуссионными многие важные вопросы по физико-химическим условиям образования золота в гидротермальных месторождениях, что лишает генетического обоснования промышленную классификацию этих месторождений.

Поэтому важно выявить и наметить основные проблемы термобарогеохимического изучения золоторудных месторождений для его дальнейшего успешного развития, что авторы и попытались сделать в этой статье, базируясь на литературном обзоре и отчасти на собственных исследованиях.

Начало изучения включений в минералах золоторудных месторождений было положено зарубежными учеными. Самые ранние и в какой-то мере результативные работы принадлежат Дж. Филлипсу (Phillips, 1868), который впервые обнаружил жидкие включения в жильном кварце некоторых золоторудных месторождений Калифорнии и сумел получить первые значения их гомогенизации: 82—100 и выше 185°, предположив, что неодинаковость или изменчивость выявленных температур вызвана перерывами во время образования кварца. Он же обнаружил сходство по характеру включений кварцев из промышленных эндогенных месторождений золота и образованных на выходах щелочных горячих источников Сульфур-Бенк (Калифорния) и Стимбот-Спрингс (Невада). Примерно тогда же В. Куртис (Courtis,

1890) сделал интересное наблюдение о том, что кварц из богатых золотоносных жил более насыщен жидкими включениями, расположенными по зонам роста (первичным), в то время как в кварце из бедной руды включений меньше, и они ориентированы случайно. Затем еще несколько ученых заметили наличие большого количества включений в золоторудных кварцах: А. Винчелл (Winchell, 1910) — в черном кварце, ассоциирующем с арсенопиритом, шеелитом, халькопиритом, пиритом и золотом в жилах из северной части Иеллоустонского парка (США); Г. Фергуссон (Ferguson, 1914) — в кварце из золотоносных жил в районе Аллеган (Калифорния); В. Линдгрэн (Lindgren, 1928) — в молочно-белом кварце из жил Сьерра-Невады; Е. Данн (Dunn, 1929) — в золоторудном кварце из месторождений Австралии. Последний обнаружил любопытное жидкое включение, в котором наряду с газовым пузырьком находился подвижный кристаллик золота. Хенсолд, а также Р. Бек и В. Уинд (Beck, Weed, 1909) подметили, что для золотоносных кварцев богатых руд характерны включения с углекислотой, и определили температуру их частичной гомогенизации, равную 30° С. Первые химические анализы содержимого включений из кварца золотых копей Старген-Ривер (Канада) произвел Е. Брюс (Bruce, 1941) по составу концентрированных (15,5%) солей, представленных хлоридами и меньше сульфатами кальция и натрия со следами калия и магния. Позднее Ф. Смит (Smith, 1950, 1951) начал исследование жильного кварца и отчасти ассоциирующего пирита из золотых рудников в Онтарио-Квебекском золотоносном поясе методом декрепитации (растрескивания). Температура растрескивания пирита определена им равной 355° , а по декрепитации кварцев он установил увеличение температуры растрескивания с глубиной, причем температурный градиент обратно пропорционален градиенту давления ($580-40$ атм/км). На этом основании предполагается, что глубина залегания золота составляет 3 км, а рудообразующие растворы двигались снизу вверх. Декрепитационное изучение кварцевых золотоносных жил Кемпбел и Негус-Рикон систем Иеллоунайфа на северо-западе Канады продолжил примерно в том же аспекте Р. Бойл (Boyle, 1954, 1964). Сопровождая эти исследования выявлением первичных ореолов рассеяния элементов, он пришел к выводу, что все полезные компоненты рудоносных растворов извлекались из боковых пород.

Данные о температурах образования золото-серебряного месторождения Северной Добруджи (Румыния) привели В. Маниличи и М. Боркос (1964) на основании гомогенизации жидких включений в трех генерациях жильных кварцев, значения которых оказались равны 352, 298 и 253° . Установлено также повышение температуры минералообразования с глубиной (составляющее $7-15^{\circ}$ на 100 м), а также от центра жил к их зальбандам. По другому румынскому месторождению — Сесар в Трансильвании — Савул и Помырляну получили, на основании гомогенизации жидких включений, два температурных интервала образования рудоносных кварцев: $155-210$ и $310-328^{\circ}$, в связи с чем данное месторождение расценивается как мезо-эпитемальное (устное сообщение Н. В. Петровской). По данным Т. Миязавы (1968) золото-серебряные кварцевые жилы Японии формируются в интервале температур $230-180^{\circ}$.

По индийскому месторождению Колар в штате Майсур (Рожков, 1966) авторами данной статьи исследовались два типа рудоносных кварцев из рудника Юбияр. Первый сильно передробленный и деформированный кварц, мутный и непрозрачный, насыщен мельчайшими газово-жидкими включениями, размеры которых (меньше 0,001 мм) позволили подвергнуть его только декрепитационному анализу. Графики декрепитации показывают относительно небольшую интенсивность растрескивания и наличие трех основных групп включений со следующими значениями температур, отвечающих началу массовых взрывов: 160, 340 и

420°. При больших увеличениях (свыше 1000) удается различить отдельные включения со значительным (до 80%) газовым заполнением. По-видимому, кристаллизация этого кварца началась из флюидных высокотемпературных (400—520°) и заканчивалась в гидротермальных растворах с температурами от 340° и ниже. Второй крупнозернистый сливистый кварц сероватого цвета с жирным блеском и полупрозрачными участками тоже содержит большое количество включений, многие из которых являются углекислородными, что визуалью наблюдается по «бегающим» при комнатной температуре пузырькам газообразной CO_2 , а при охлаждении ниже комнатной температуры во многих вакуолях обособляется жидкая углекислота, иногда заполняющая почти весь их объем. Полученные температуры полной гомогенизации дали два интервала: 290—275 и 210—185°. Из-за мелких размеров температуру частичной гомогенизации углекислородных включений установить не удалось, что не позволило определить давление минералообразования методом совмещенных изохор.

Включения в минералах золоторудных месторождений СССР начали изучаться сравнительно недавно. Впервые минералотермометрический анализ для выяснения генезиса золоторудных месторождений Урала (Березовского и Кочкарского) и Алдана (Лебединого) применил, под руководством Н. П. Ермакова, Л. И. Колтун (1957, 1958). Затем десятилетнего перерыва систематические термобарометрические исследования возобновились во Львовском университете под руководством Е. М. Лазько по золоторудным месторождениям Восточного Забайкалья (Балейскому, Фатимовскому, Дарасунскому, Итакинскому и др.). Также довольно обстоятельно этими методами стали изучаться в СВКНИИ СО АН СССР (Магадан) некоторые месторождения Северо-Востока — Хаканджинское, Карамкенское, Агатовское и др. (Сидоров, 1969; Гончаров, Найбородин, 1969; Гончаров и др., 1969; Найбородин, Гончаров, 1970; Бабкин, 1970; Шило, 1970); Чукотки — Каральвеем, Сопка Рудная и др. (Давиденко, 1968_{1,2}; Вальперт и др., 1969; Давиденко, Вальперт, 1969); Дальнего Востока — Токур и др. (Говоров, Филиппова, 1968).

По другим золотоносным провинциям подобные работы совсем скудны. Существуют отрывочные сведения в основном по декрепитационной характеристике золоторудных кварцев некоторых месторождений Казахстана — Архарлы, Бакырчик, Тоскара (Нарсеев, 1968); Кузнецкого Алатау — рудное поле Коммунар (Коробейников, 1968); Тянь-Шаня — Восточный Карамазар (Маркова, 1966) и т. п.

В последнее время минералотермометрические исследования золоторудных месторождений начали проводиться в ЦНИГРИ (Н. И. Андрусенко, С. И. Андрианова, Ю. Г. Зарембо и др.). Их цель — выяснить и сравнить температурный режим золоторудного процесса на месторождениях основных золотоносных провинций, а также установить типоморфные особенности рудных и пустых жильных кварцев похожих текстур. В настоящее время получены только предварительные результаты по некоторым ранее вовсе не изучавшимся этими методами месторождениям (Мурунтау и Каракутан в Кызылкумах, Бестюбе и Тоскара в Казахстане, Пьязбаши в Закавказье, Оганча на Камчатке) и дополнительные данные по Балейскому, Тасеевскому, Дарасунскому, Березовскому и Кочкарскому месторождениям, по которым уже проводились подобные работы Ю. В. Ляховым, Л. К. Дмитриевым, Л. И. Колтуном и др.

Основные итоги и аспекты термобарометрических исследований, проведенные по золоторудным объектам относительно полно представлены в таблице.

Итоги термометрических исследований, в настоящее время далеко не полные и не равноценные по различным золоторудным объектам, позволяют все же составить общее представление о температурном

Температурные условия формирования некоторых золоторудных месторождений по данным изучения включений в минералах

Генетический тип, рудные и минеральные формации	Месторождение	Общий температурный интервал минералообразования, °С	Температурный интервал рудообразования, °С	Автор, метод (ТГ—гомогенизации, ТД—декрипитации)
Ближеповерхностные, малых (до 1 км) глубин, золото-серебряных, золото-кварцевых с теллуридами и золото-сульфидных формаций	Балейское	270—140 _I	270—250 _I	Ю. В. Ляхов; ТГ в сингенетичном кварце и кальците
	Тасеевское	285—130 _I	220—200 _I	То же
	Пязбаши	370—160 _I	220—250 _I	Н. И. Андрусенко; ТГ в рудном кварце
	Архарлы	380—80 _I	360—220 _I	А. Н. Гребенчиков, С. И. Андрианова; ТД, ТГ в кварце и кальците
	Лебединое	470 _{II} —60 _I	290—160 _I 180—110 _I	Л. И. Колтун; ТГ в анкерите, кварце, сфалерите, кальците, флюорите
	Белая Гора	275—180 _I	250—200 _I	Н. И. Андрусенко; ТГ в рудном кварце
	Хаканджа	410—150 _I	410—350 _I (360—290)	В. И. Гончаров, В. И. Найборodin; ТГ в рудном кварце
	Агатовское	365 _I —60	230—210 _I	То же, в кварце, кальците, доломите, барите
	Карамкен		205—175 _I	В. И. Гончаров, Т. И. Тренина; ТГ в кварце
Оганча	400—50	280—250 _I	Н. И. Выдрусенко, Ю. М. Щепотьев; ТД, ТГ в кварце	
Месторождения средних (от 1 до 5 км) глубин	Дарасун	430—350 _{II} —50 _I	300—250 _I 250—200 _I	Л. К. Дмитриев, Ю. В. Ляхов; ТГ в кварце, шеелите, анкерите, сфалерите, кальците, флюорите; ТД в пирите, пирротине, арсенопирите
	Фатимовское	390—320 _{II} —85 _I	225—205 _I	Ю. В. Ляхов; ТГ в кварце, сфалерите, кальците, флюорите
	Итакинское	350—320 _{II} —130 _I	270—230 _I	С. М. Ивасив; ТГ в кварце, кальците, флюорите, сфалерите
	Кочкарское	470—390 _{II} —130 _I	270—130 _I	Л. И. Колтун, Н. П. Ермаков; ТГ в кварце, анкерите
	Березовское	490 _{II} —50 _I	280—110 _I	Л. И. Колтун, Н. П. Ермаков, Н. И. Андрусенко; ТГ в кварце, шеелите, кальците
	Мурунтау	400—200	320—240	Ю. Г. Зарембо и др.; ТД в рисовидном и розетчатом рудном кварце
	Бестюбе	475—120	320—280 360—300	В. А. Нарсеев, Н. И. Андрусенко; ТД в рудном кварце
	Каральвеем		230—140 _I	Н. В. Давиденко; ТГ в кварце, шеелите, кальците
	Сопка Рудная Токур	350—100 _I	175—170 220—160	И. Н. Говоров и др.; ТГ в кварце, кальците

режиме их формирования и особенностях генезиса. Месторождения золота близповерхностного типа являются в основном гидротермальными среднетемпературными, с участием пневматолитовых процессов только на некоторых из них. В то же время почти все месторождения средних глубин являются пневматолитово-гидротермальными, с обязательным проявлением деятельности высокотемпературных газообразных флюидов на ранних этапах минерализации. При этом на отдельных месторождениях (Дарасунском) неоднократно возобновлялись пневматолитовая деятельность с конденсацией газообразных растворов при температурах 400, 370 и 350°, а на Кочкарском месторождении эпизод пневматолита (судя по включениям в кварц-турмалиновых образованиях) проявился в конце рудного процесса (Ермаков, 1969) при температурах 470—390°. Это объясняется изменениями геолого-структурной обстановки и дополнительными внедрениями интрузий (в данном случае так называемой аляскитовой магмы). В близповерхностном типе пневматолитовые явления развивались, по-видимому, на месторождениях, пере-

ходных к среднеглубинным — с золотоносными метасоматитами (Лебедино). Приведенные термометрические данные по месторождению Колар на Индостанском щите свидетельствуют об участии пневматолита в золоторудном процессе и на больших (свыше 5 км) глубинах.

По температурному показателю месторождения золота малых и средних глубин являются в основном среднетемпературными постмагматическими образованиями, хотя их формирование в целом происходило в довольно широких интервалах температур: 490—50° (Урал), 410—60° (Северо-Восток), 430—50° (Восточное Забайкалье).

Для большинства наиболее полно изученных месторождений продуктивные стадии рудообразования относятся к концу среднетемпературного (250—200°) — началу низкотемпературного (180—110°) гидротермального процесса. Однако для некоторых собственно близповерхностных золото-серебряных месторождений (Хаканджинское) с большим содержанием минералов серебра и низкопробного золота типа электрума приводятся существенно более высокие температуры рудообразования: 410—350 или 360—290° (Гончаров, Найборodin, 1969), что не вполне объяснимо. Нет полной уверенности и в том, что установленное Ю. В. Ляховым и др. (1965, 1966_{1,2}, 1967_{1,2}, 1968; Ляхов, Мязь, 1966) для месторождений Восточного Забайкалья относительное постоянство термодинамического режима, при небольшом (20—50°) температурном перепаде выделения самого золота в продуктивную стадию, не зависит от условий формирования (глубинности, агрегатного состояния, состава растворов и т. п.). Для других месторождений (Лебедино, Архарлы, Мурунтау) устанавливается более растянутый во времени процесс золотообразования, приуроченный к двум или нескольким температурным уровням, с температурными перепадами, достигающими 70—130°. Такой же высокий (90—110°) перепад температур отмечается при выделении золота и на полигенных месторождениях скарнового типа с наложенными золоторудными формациями (Тянь-Шань, Кузнецкий Алатау). Термометрия жидких включений в кварце, заключенном в самородках высокопробного золота из россыпей Западной Чукотки, показала температурный интервал 141—231° (Давиденко, 1968₂), т. е. тоже достаточно высокий (90°) температурный перепад золотообразования. Вопрос об оптимальном температурном режиме кристаллизации золота следует разрешать путем накопления систематических данных по детальной термометрии включений в минералах разнородных золоторудных месторождений, где выделение металла происходит в разные стадии минерализации. Ценная информация в этом аспекте может быть получена по включениям в самом золоте, где пока установлено лишь наличие газовых пузырьков без жидкости (Бабкин, Кукин, 1966; Гапон, 1962; Николаева, 1954), а также при моделировании процесса кристаллизации золота в искусственных средах (Сахарова и др., 1968). Выявлению жидких включений в золоте могут способствовать электронномикроскопические исследования (Петровская, 1970).

Совсем отсутствуют сведения по температурным условиям кристаллизации золота в магматических золотосодержащих медно-никелевых рудах норильского типа, а также в комплексных постмагматических золотоносных медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождениях, что необходимо восполнять.

По агрегатному состоянию и типу гомогенизации включений устанавливается, что поздние продуктивные этапы характеризовались деятельностью гидротермальных растворов с участием углекислоты. Углекислородные включения позволяют дать оценку (расчетным методом) гидростатическим давлениям минералообразования, которые, как оказалось, варьировали в широких пределах: от 30—40 (Балей) до 1000 атм и более (уральские и чукотские месторождения). Однако даже

для одного месторождения давления испытывали значительные флуктуации, связанные с внутрирудными тектоническими подвижками. Так, на Березовском месторождении давления изменялись (по углекисловодным включениям в одностадийных кварцах) от 600 до 1500 атм. Изменения же давлений влекли резкие изменения физико-химических условий: спады вызывали вскипание растворов и усиливали роль коллоидного минералообразования с массовым выпадением золотосодержащих кварцев полосчатых и колломорфных текстур. Выявление по термодинамическим параметрам генетического разнообразия жильных кварцев с определением типоморфных особенностей золотоносных в отличие от безрудных кварцев разных стадий минерализации, начатое на примере месторождений Западной Чукотки (Давиденко, 1968, 2), может иметь большое практическое значение. Это направление исследований необходимо развивать и по другим золотоносным провинциям, где широко развиты золотоносные и пустые жильные тела, сложенные кварцами похожих текстур (Балейский золоторудный район).

Имеющиеся скудные данные по химизму золотоносных растворов свидетельствуют об их преимущественном гидрокарбонатном составе с переменным содержанием гидросиликатного иона и с увеличением в продуктивную стадию роли щелочей (Колтун и др., 1968). Развитие исследований в этом направлении поможет уточнить роль углекислоты (и ее отгонки в сторону от рудных жил) и значение других минерализаторов в переносе и осаждении золота.

Проблема увязки оруденения с изменением боковых пород может разрешаться с применением декрептометрического анализа, как это проиллюстрировано на примере Березовского месторождения (Ермаков, 1969), где удалось выяснить, что так называемая березитизация является комплексным процессом сменявшихся во времени изменений гранитоидных пород. Из них только пиритизация вместе с окремнением и карбонатизацией синхронна образованию среднетемпературных гидротермальных золотоносных жил.

Палеотемпературная зональность по вертикали и горизонтали с выяснением темпа охлаждения растворов и направления их движения может быть использована для оценки рудных столбов и перспектив оруденения на глубину. Опыт подобных работ на Тасеевском месторождении (Ляхов, 1966) следует развивать на других хорошо разведанных на глубину золоторудных объектах.

Для поисков золотоносных россыпей и коренных тел с использованием эффекта взрываемости микровключений в шлиховом кварце легкой фракции, вероятно, оказался бы полезным шлихо-взрывной метод (Ермаков, 1965).

Даже беглое перечисление круга проблем исследования золоторудных месторождений по включениям минералообразующих растворов не оставляет сомнения в их большой актуальности.

Исследования включений минералообразующих сред за рубежом (1965—1967 гг.)

И. В. Богоявленская

Одним из самых неустанных пропагандистов и активных исследователей включений минералообразующих сред за рубежом является американский ученый Э. Роддер (Roedder, 1965, 1966, 1967). В 1966 г. в журнале «Международное геологическое обозрение» он опубликовал статью от редакции о состоянии исследований включений во всем мире, сравнивая развитие этого современного многообещающего направления геологии в СССР и за рубежом.

Основными причинами успешного развития исследований включений в СССР Э. Роддер считает то, что советские исследователи под руководством Н. П. Ермакова показали важность изучения включений для раскрытия генезиса рудных месторождений, организовали во многих городах активные центры их изучения, проводят всесоюзные совещания по данной проблеме и систематически издают их труды, чего нет ни в одной зарубежной стране. В заключение он пишет, что «очаровательно маленькие образцы древних флюидов, хотя и далеко не просты для интерпретации, снабжают нас фантастическим количеством детальных доказательств об их температуре, давлении и составе и включают в себя массу процессов, происходящих на протяжении геологической истории». В настоящее время Э. Роддер проводит большую работу по объединению и изданию трудов всех западных исследователей, занимающихся изучением включений.

За рассматриваемый нами период с 1965 по 1967 г. Э. Роддером совместно с его коллегами был опубликован ряд работ, направленных на расширение ряда аспектов изучения включений. Так, в 1962 г. ученый университета Отаго Новой Зеландии Д. Кумбс предоставил Э. Роддеру образцы включений сильно сжатой, почти чистой жидкой CO_2 , обычно с базальтовым стеклом, встреченных им в оливиновых нодулах Хаалатского базальтового потока на Гавайях. Оказалось что такого рода включения являются новинкой, так как, находясь в желваках базальтовых лав, извергающихся в условиях высоких температур и низких давлений, они представляют собой ценные реликты иных окружающих пород, образовавшихся при высоких давлениях и значительной насыщенности CO_2 . Изучая различные образцы, Э. Роддер (Roedder, 1965) обнаружил подобные включения в минералах из 72 различных областей мира. Они встречались в фенокристаллах оливина, клинопироксена, плагиоклаза из дунитовых, перидотитовых, пироксенитовых и габброидных пород, а также в кимберлите из алмазной трубки. Такие включения в процессе петрографических исследований просматриваются как пылевидные частицы размером меньше 5 мк, и поэтому ими ранее пренебрегали. Для их обнаружения необходимы охлаждательная установка, сильное увеличение и сильный сходящийся не инфракрасный свет (при сильном освещении они гомогенизируются). Содержание включений в желваках составляет примерно 3%. Большие количества этих включений имеют вторичное происхождение, свидетельствующее об окружающих давлениях во время растрескивания и залечивания минерала-хозяина.

Первичные включения позволяют определить давление в процессе образования минералов. Множество включений обоих типов показывают плотность заполнения, соответствующую давлению 10—15 км слоя базальтовой магмы. Тот факт, что многие включения не растрескивались при извержении (или лабораторном нагревании до 200°С), показывает,

что при высокой температуре оливин имеет высокую прочность на разрыв. Определение наличия CO_2 и химические анализы выделяемых газов были проведены методами Г. Дейша, разработанными в 1950 г.

Интегрируя все полученные данные, Э. Роддер предполагает, что давление внутри включений достигает 2500—5000 атм. Во включениях присутствуют также He, Ag и Xe. Включения CO_2 не следует рассматривать как образцы летучих газов, присутствующих в изливавшейся магме; они, по мнению Э. Роддера, являются выделениями верхней мантии. Поверхность Мохоровичича установлена в шести кратерах Гавайев на 5 км ниже дна океана. Э. Роддером была выдвинута также интересная гипотеза о том, что с наличием CO_2 может быть связано происхождение алмаза. Известно, алмазные трубки и диатремы часто связаны с породами, богатыми щелочами и карбонатитами, а следовательно, и CO_2 .

В 1965 г. Э. Роддер совместно с Д. Кумбс публикует сведения о несмесимости в гранитных расплавах, на которую указывают четыре типа флюидальных включений в минералах выброшенных гранитных блоков вулканических брекчий ряда островов Гавайев. Кварц и щелочной полевой шпат из гранитных блоков содержат три главных типа включений по их составу: включения силикатной магмы, плотного солевого флюида и плотного пара, являющихся результатом захвата трех различных гомогенных флюидов. Встречается небольшое количество включений сложного типа в виде гетерогенной силикатно-солевой смеси, они указывают на одновременное существование силикатного и солевого флюидов, т. е. на их несмесимость.

Э. Роддер и Р. Смит (1964) предложили использовать наличие жидкой воды в полостях пемзы в качестве быстрого и простого метода измерения времени при отсутствии иной геохронологической техники. Полости в пемзе представляют собой прекрасный вакуум 0,026 атм, появившийся в результате конденсации пара. Эти полости имеют размер около 10—50 мк. После гидратации стеклянных стенок в течение $\approx 10^4$ — 10^6 лет вода продолжает просачиваться через гидратизированные стенки и постепенно наполняет вакуум пустот в течение 10^6 — 10^7 лет.

В совместной работе 1965 г. С. Рама и Э. Роддер показали, что при определении абсолютного возраста с помощью К-Аг метода необходимо во избежание ошибок учитывать наличие внутри включения аргона, захваченного в момент их образования.

Э. Роддер продолжает также свои работы по исследованию включений методом замораживания. В 1967 г. в результате экспериментов по замораживанию жидких включений в барите, кальците и сфалерите он обнаружил двухфазовые жидкие включения с таким соотношением фаз, при котором включение замерзает ниже -50°C . При оттаивании такого включения, в случае недостаточного количества пара для образования зародыша газовой фазы, внутри включения возникает отрицательное давление, и твердая фаза сохраняется в условиях обратимого метастабильного равновесия даже при температуре $-6,5^\circ\text{C}$.

Во Франции в этот период выделяются работы Д. Туре. Совместно с Дж. Ажима (Touray, Yajima, 1966) он опубликовал результаты исследования трехфазовых включений с жидкой CO_2 в жильном кварце района Тессин (Швейцария). В 1967 г. ими были опубликованы данные об исследовании 500 первичных пересыщенных жидких включений в кристаллах флюорита из рудника в Марокко.

Д. Туре совместно с А. Жозен (Touray, Jauzeil, 1967) изучили методами микроскопии, декрепитации и масс-спектрометрии включения, содержащие различные газообразные углеводороды в кристаллах кварца, находящихся в битуминозных известняках «Черных земель» Дрёма.

В Чехословакии З. Трдличка и Я. Коуфал (Trdlicka, Coufal, 1966) с помощью декрепитационного анализа определили температуры взрыва-

ния жидких включений из кальцита месторождения Пшибрам, равную 230—308°С, и сидерита из рудного района Фихтенхюбел, равную 330—380°С. Элиаш Карол (Karol, 1966) посвятил свои работы применению декрепитационного анализа в палеотермометрии. Цирил Варчек (Vargsek, 1965; Vargsek, Haber, 1966) опубликовал работы, посвященные зависимости свойств сфалерита от температуры их образования.

Я. Декате (Dekate, 1967), изучая генезис вольфрамовых месторождений Индии, для установления стадийности минерализации исследовал флюидные включения в кварце, топазе, флюорите и сидерите. С. Фукан (Phukan, 1966) исследовал перистые и тонкотрубчатые жидкие включения в сапфирах и аквамаринах Индии. Включения в чистых аквамаринах имели коричневый цвет, по мнению автора, из-за соединений железа.

Интересные работы были опубликованы в Японии. Японский исследователь Т. Миязава (Miyazawa, 1967) на Шотландском симпозиуме в 1967 г. доложил о результатах использования многочисленных температурных данных, полученных при изучении газовой-жидких включений в минералах гидротермальных жил, для определения нижнего предела температур и глубины их образования. В Японии широко известны многочисленные гидротермальные жилы субвулканического типа, которые генетически относятся к миоценовой интрузивной деятельности. Среди них важное экономическое значение имеют медные, свинцово-цинковые, золото-серебряные, марганцевые и вольфрамово-оловянные жилы. В течение последних 10 лет Т. Миязава и его сотрудники изучали температуру образования этих жил, используя главным образом нагревательную установку к микроскопу. Было изучено более 30 жил и собрана большая информация о температурах их образования. Известно, что очень трудно знать точно нижний предел залегания жил и глубину их образования, однако определить это можно, используя многочисленные данные, полученные по температурным градиентам. Температуры образования жильных минералов в наиболее высоких частях обнажений обычно равны 160—200°С, в нижних частях жил температура образования обычно выше. Скорость подъема температуры с глубиной, т. е. температурный градиент, находится преимущественно в интервале температур 3—5°С на 10 м, в особых случаях иногда 7°С. На основании этих температурных данных нижний предел залегания медных жил определен приблизительно в 300—500 м ниже их обнажения. Сведения о включениях можно встретить в работах ряда японских ученых, таких как Хидеки Имаи (Hideki, 1966) и Мизухико Акизуки (Akizuki, 1966) и др.

В Монголии исследованием включений минералообразующих сред занимается Ж. Лхамсурэн (1966, 1968). С 1966 г. им были опубликованы четыре статьи, посвященные минералогической термометрии. Методом гомогенизации были определены температуры кристаллизации зонально окрашенного типа крупных кристаллов кварца, широко распространенного в хрусталеносных пегматитах Монголии. Им установлен общий спад температуры от центральной части к внешним зонам кристалла на 35 от 330—245°С.

Изучая кристаллы топаза из грейзенового месторождения Бага-Газарын-Чулу, Ж. Лхамсурэн (1968) обнаружил специфические группы сингенетических газовой-жидких включений, образовавшихся над микроскопическими твердыми включениями, расположенными в определенных зонах роста топаза. Совокупность такого рода жидких включений автор называл «теньями твердых включений». Краткое описание образования таких «теней» приводит автора к заключению, что подобные включения могут быть встречены в кристаллах различных минералов и при их изучении могут быть получены объяснения некоторых аномальных явлений.

Литература

- Антушевич И. И., Лахнюк В. С., Николаев М. М., Сапрыкин Е. П.* Геологические предпосылки расширения сырьевой оловорудной базы в Кавалеровском рудном районе.— В кн.: Проблемы металлогении Советского Дальнего Востока. Изд-во «Наука», 1967.
- Анфилов Н. В.* Условия формирования рудных месторождений Тетюхинского района и их перспективы.— Сборник материалов конференции геологов Вост. Сибири и Дальнего Востока по методике геологосъем. и поисковых работ. Чита, 1958.
- Бабак В. К., Мякота О. С., Нестерова Л. И.* Минералогические и технологические особенности руд Беганьского месторождения и пути их комплексного использования.— В кн.: Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1966.
- Бабкин П. В., Куклин А. П.* К вопросу о газовых пузырьках в россыпном золоте.— В кн.: Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. Изд-во «Наука», 1966.
- Базаров Л. Ш.* О возможном термобарическом значении высокотемпературных первичных включений жидкостей и газов в минералах гранитов.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. Изд-во «Наука», 1968.
- Балицкий В. С., Любофеев В. Н.* К физико-химической характеристике минералообразующих растворов на примере полиметаллического рудопроявления Северо-Западного Кавказа.— Геохимия, 1962, № 9.
- Барабанов В. Ф.* Минералогия вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья. Изд-во ЛГУ, 1961.
- Баратов Р. Б.* Интрузивные комплексы Южного склона Гиссарского хребта и связанное с ним оруденение. Изд-во «Дониш», 1966.
- Барсуков В. Л.* К геохимии олова.— Геохимия, 1957, № 1.
- Барсуков В. Л., Курильчикова Г. Е.* О формах переноса олова в гидротермальных растворах.— Геохимия, 1966, № 8.
- Башарина Л. А.* Эксгальция побочных кратеров Ключевского вулкана на различных стадиях остывания лавы.— В кн.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. Изд-во АН СССР, 1963.
- Берзина А. П., Сотников В. И.* О физико-химических особенностях рудообразующих растворов Сорского месторождения.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. Изд-во «Наука», 1968.
- Берлин Т. С., Хабаков А. В.* Химико-аналитические определения отношения кальция и магния в рострах белемноидей как метод оценки температур среды обитания в морях мелового периода СССР.— Геохимия, 1966, № 11.
- Беус А. А., Соболев Б. П.* Геохимия процессов высокотемпературного постмагматического рудообразования в гранитоидах.— В кн.: Проблемы генезиса руд. Изд-во «Недра», 1964.
- Билибин Ю. А.* К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений.— Записки Всес. мин. об-ва, вторая серия, 1951, ч. 80, вып. 2.
- Боголепов В. Г., Бочаров В. Е.* О методах выявления и некоторых причинах возникновения вертикальной метасоматической зональности на примере грейзеновых месторождений Центрального Казахстана.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. Изд-во «Наука», 1968.
- Борисов С. Ф.* Тектоника докембрия КМА и строение шахтного поля Коробковского железорудного месторождения.— В кн.: Работы горногеологической станции на КМА. Изд-во АН СССР, 1960.
- Брандыбура В. М.* Температурный режим минералообразующих растворов неогеновых полиметаллических месторождений на примере Береговского и Беганьского.— В кн. Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1966.
- Брызгалин О. В.* О влиянии состава растворов на форму переноса вольфрама в гидротермальных условиях.— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Изд-во ЛГУ, 1967.
- Валпетер А. П., Давиденко Н. М., Пляшкевич А. А.* Микровключения в минералах как показатель условий и глубины формирования месторождений.— Колыма, 1969, № 11.
- Вартересевич А. А.* Жильный барит из каолинового месторождения Б. Береговской горы в Закарпатья.— Мин. сб. Львовск. гос. ун-та, 1956, № 10.

- Вахромеев С. А., Антипин В. Н., Васильева В. А. и др. Краткий курс месторождений полезных ископаемых. М., изд-во «Высшая школа», 1967.
- Вульчин Е. И. До мінералоїі Береговського району Закарпатської області.— Научн работы студ. геологич. фак. Львовск. ун-та, 1949, вып. 2.
- Галон А. С. Новые данные о газовых включениях в самородном золоте.— Записки Вост.-Сиб. отд. Всес. мин. об-ва, 1962, вып. 4.
- Гаррелс Р. М., Рихтер Д. Х. Может ли углекислота играть роль рудообразующего флюида в условиях небольших глубин?— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 1. ИЛ, 1960.
- Глазголев А. А. Метаморфизм докембрийских пород КМА. Изд-во «Наука», 1966.
- Говоров И. Н. Геохимические этапы рудного процесса гранитоидных интрузий.— В кн.: Проблемы генезиса руд. Изд-во «Недра», 1964.
- Говоров И. Н. Контактный метаморфизм гранитоидных интрузий и его термодинамика.— Геол. и геофиз., 1967, № 10.
- Говоров И. Н., Ефимова М. И., Филиппова Т. Г. Химический состав минералообразующих растворов эндогенных месторождений Дальнего Востока.— В кн.: Генезис минеральных и термальных вод. Изд-во «Наука», 1968.
- Говоров И. Н., Филиппова Т. Г., Ефимова М. И. Химизм и температура минералообразующих растворов редкометальных месторождений Дальнего Востока, связанных с гранитоидными интрузиями.— В кн.: Минералогическая термометрия и термобарометрия. Т. 1. Изд-во «Наука». 1968.
- Гончаров В. И., Найборodin В. И. О температурных условиях формирования Хаканджинского золото-серебряного месторождения.— Колыма, 1969, № 9.
- Гончаров В. И., Найборodin В. И., Сидоров А. А. Некоторые физико-химические особенности формирования субвулканических золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР.— В кн.: Тезисы докл. III Всес. совещ. по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. 9—15 сент. 1968 г. М., 1968.
- Гончаров В. И., Тренина Т. И., Шаповалов В. С. К минералогии и температурным условиям образования Карамкенского золото-серебряного месторождения.— Колыма, 1969, № 9.
- Горжевский Д. И., Лазько Е. М. Монголо-Охотский глубинный разлом.— Докл. АН СССР, 1961, 137, № 5.
- Громов А. В. Затвердевшие первичные включения в минералах гранитов.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. Изд-во «Наука», 1968.
- Грушкин Г. Г. Стадийность околужильного гидротермального метаморфизма вмещающих пород.— Записки Всес. мин. об-ва, вторая серия, 1968, ч. 97, вып. 3.
- Грушкин Г. Г., Быков А. А. К вопросу об условиях образования пегматитов и пневматолитов.— Записки Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1952, вып. 1.
- Давиденко Н. М. О температуре образования самородков золота.— Колыма, 1968, № 5.
- Давиденко Н. М. Практическое значение исследования микровключений в минералах Западной Чукотки.— Тезисы докл. III Всес. совещ. по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. 9—15 сент. 1968 г. М., 1968.
- Давиденко Н. М., Валлетер А. П. Микровключения в минералах золоторудных и безрудных жил Западной Чукотки.— Колыма, 1969, № 6.
- Демин В. М., Куришев С. А., Родзянко Н. Г., Труфанов В. Н. Универсальный декрепитометр РУД-1.— ОНТИ ВИЭМС, 1965, вып. 71.
- Джумбайло В. И., Жамозцев О. С. К вопросу о температуре образования некоторых сульфидов Урупской группы месторождений Северного Кавказа.— Тезисы докл. III Всес. совещ. по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. 9—15 сент. 1968. М., 1968.
- Дмитриев Л. К., Ляхов Ю. В. Стадийность и температурный режим формирования Дарасунского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье.— Тезисы докл. III Всес. совещ. по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. 9—15 сент. 1968 г. М., 1968).
- Долгов Ю. А. Термодинамические особенности генезиса камерных пегматитов.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1963, 1, вып. 15.
- Долгов Ю. А. Вопросы генезиса пегматитов по материалам изучения флюидов в минералах.— В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. Изд-во АН СССР, 1965.
- Долгов Ю. А. Геологическая интерпретация температур и давлений при минералообразовании.— В кн.: Термометрия и барометрия. Изд-во «Наука», 1965.
- Долгов Ю. А. Эволюция и флуктуация термодинамических параметров в полостном эндогенном минералообразовании.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. Изд-во «Наука», 1968.
- Долгов Ю. А. О пневматолитовом минералообразовании и пневматолитовых месторождениях.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. Изд-во «Наука» 1968.
- Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш., Бакуменко И. Т. Метод определения давления во включениях с помощью совместного применения гомогенизации и криометрии.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. Изд-во «Наука», 1968.

- Долгов Ю. А., Шугурова Н. А. Исследование состава индивидуальных газовых включений.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 4, вып. 31. Новосибирск, 1966.
- Доломанова Е. И., Королев Н. В., Рюхин В. В. Методика микроспектрального определения состава включений в кварце.— Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 7.
- Дорошенко Ю. П., Комлева Ж. А., Ляхов Ю. В. и др. Результаты анализов водных вытяжек из включений гидротермальных растворов в минералах генетически различных типов месторождений.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. Изд-во «Наука», 1968.
- Дударев А. Н., Сотников В. И. Энергетический (тепловой) анализ процесса грейзенизации.— Геол. и геофиз., 1965, № 5.
- Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд-во Харьковск. гос. ун-та, 1950.
- Ермаков Н. П. Значение исследований включений в минералах для теории рудообразования и учения о минералообразующей среде. 1957.
- Ермаков Н. П. Гранитные пегматиты, селектиты и кварцолиты Казахстана.— В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. Изд-во АН СССР, 1965.
- Ермаков Н. П. Развитие декрептофонического и шливовзрывного методов поисков скрытых и закрытых эндогенных месторождений.— Тезисы докл. II Всес. совещ. по геотермобарометрии. Новосибирск, 1965.
- Ермаков Н. П. Состояние и деятельность флюидов в гранитных пегматитах камерного типа.— В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. Изд-во АН СССР, 1965.
- Ермаков Н. П. Термометрия глубинных процессов рудообразования.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Изд-во «Наука», 1965.
- Ермаков Н. П. Использование включений минералообразующих растворов и расплавов в теории рудообразования, практике поисков и при выращивании минералов.— В кн.: Исследования минералообразующих растворов. Изд-во «Недра», 1966.
- Ермаков Н. П. Методы использования газово-жидких включений при поисках и разведке постагматических месторождений и слепых рудных тел.— Сов. геология, 1966, № 9.
- Ермаков Н. П. Микровключения в минералах — источник научной информации о физико-химических условиях глубинного рудообразования.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. Изд-во «Наука», 1968.
- Ермаков Н. П. Поисково-оценочное значение газово-жидких включений в минералах руд и пород (по новым данным).— Тезисы докл. III Всес. совещ. по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. 9—15 сент. 1968 г. М., 1968.
- Ермаков Н. П. Проблема развития физико-геохимических методов поисков скрытых и закрытых пневматолитово-гидротермальных месторождений.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. Изд-во «Наука», 1968.
- Ермаков Н. П., Громов А. В. Применение и обоснование декрептометрической съемки при поисках слепых рудных тел и математическая обработка ее результатов.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. Изд-во «Наука», 1968.
- Ефимова М. И. Температурные условия образования жильных оловянно-свинцово-цинковых месторождений южной части Тетюхинского рудного района.— Геол. и геофиз., 1966, № 3.
- Закржевская Н. Г. Исследование газово-жидких включений в породах Хибинских апатито-нефелиновых месторождений.— Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., 1963, № 10.
- Закржевская Н. Г. К вопросу о происхождении газов в породах апатитовых месторождений Хибин.— Докл. АН СССР, 1964, 154, № 1.
- Закржевская Н. Г. Вторичные изменения включений минералообразующей среды в породах Хибинских апатитовых месторождений.— Докл. АН СССР, 1968, 178, № 1.
- Закржевская Н. Г., Элинсон М. М. О составе включений в породах Хибинских апатитовых месторождений.— В кн.: Исследование минералообразующих растворов. Изд-во «Недра», 1966.
- Зарембо Ю. Г., Трофимова А. Б., Фирсова С. О. Использование метода декрепитации для определения температур рудообразования на месторождении Мурунтау (Центральные Кызылкумы).— Труды ЦНИГРИ, 1970, вып. 93.
- Захарченко А. И. Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил. Госгеолтехиздат. 1955.
- Захарченко А. И., Москалюк А. А. О химических анализах газово-жидких включений в минералах методом водной вытяжки.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. Изд-во «Наука», 1968.
- Захарченко А. И., Москалюк А. А., Гуревич М. Г., Овчинников И. М. Температурный режим и состав растворов в процессе образования флюорито-кварцевых жил, грейзенов и пегматитов гранитного массива Кент.— В кн.: Исследование минералообразующих растворов. Изд-во «Недра», 1966.
- Зацixa Б. В. Об аксессуарном ксенотиме из докембрийских образований Приазовья.— Мин. сб. Львовск. гос. ун-та 1964, № 18, вып. 2.
- Зацixa Б. В. К условиям образования флюорита гранитного массива Каменные Мо-

- гилы (Приазовья).— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. Изд-во «Наука», 1968.
- Зенков Д. А. Рудничная геология на Дарасунском золото-мышьяковом месторождении (Забайкалье).— В кн.: Рудничная геология. М.—Л., Госгеолиздат, 1946.
- Зенков Д. А. Интерминерализационная тектоника, как критерий оценки рудных месторождений— Рудничная геология, 1947, № 19.
- Иванова Г. Ф. Термодинамическая оценка возможности переноса вольфрама в виде галоидных соединений.— Геохимия, 1966, № 10.
- Ивасис С. М. Температурные условия формирования Итакинского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье)— Тезисы докл. III Всес. совещ. по минералогической термометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. 9—15 сент. 1968 г. М., 1968.
- Илларионов А. А. Петрография и минералогия железистых кварцитов Михайловского месторождения КМА. Изд-во «Наука», 1965.
- Кадик А. А. Состояние воды и силикатных компонентов в расплавах (магмах) кислого состава при высоких давлениях паров воды.— В кн.: Геохимические исследования в области повышенных температур и давлений. М., 1965.
- Кадик А. А., Хитаров Н. И. Возможные пределы некоторых видов массообмена с магмой.— Геохимия, 1966, № 9.
- Казичин Ю. В., Чернорук С. Г., Нечипоренко Г. О. О химизме эргиллизирующих растворов по геологическим и экспериментальным данным.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. Изд-во «Наука», 1968.
- Калюжный Вл. А. Жидкие включения в минералах как геологический барометр.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1955, № 9.
- Калюжный Вл. А. К результатам определения рН растворов жидких включений.— Геохимия, 1957, № 1.
- Калюжный Вл. А. К вопросу о герметичности жидких включений. 1958.
- Калюжный Вл. А. Усовершенствованная микротермокамера для анализа жидких включений. 1958.
- Калюжный Вл. А. Методі вивчення багатозафазових включень в мінералах. Киев, Від. АН УРСР, 1960.
- Калюжный Вл. А. Исследование минералообразующих сред по включениям в минералах.— Материалы Комиссии минералогии и геохимии, Карпато-Балканская ассоциация. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1961, № 1.
- Калюжный Вл. А. Исследование состава и зависимость температура — давление газовых включений в минералах пегматитов Воьлини.— В кн.: Тезисы докл. VII Совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. Изд-во Львовск. ун-та, 1964.
- Калюжный Вл. А. Методы и результаты геобарометрии по газовой-жидким включениям.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Изд-во «Наука», 1965.
- Калюжный Вл. А., Ляхов Ю. В., Грынъкив З. С. и др. О возрастных взаимоотношениях в составе газовой-жидких включений в кварце пегматитов Воьлини.— В кн.: Исследование минералообразующих растворов. Изд-во «Недра», 1966.
- Калюжный Вл. А., Щириця О. С. До фізико-хімічної характеристики флюїдів H_2O — CO_2 — середовища мінералоутворення поліметалічних жил Нагольного Кряжу (Донбас).— Геол. ж., 1962, 22, вип. 2.
- Карамян К. А., Маданян О. Г. Термометрическое изучение жильного кварца в свете стадильности формирования Каджаранского медно-молибденового месторождения.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. Изд-во «Наука», 1968.
- Карпинский А. П. О нахождении в минеральных веществах включений жидкого угольного ангидрида.— Горный ж., 1880, 2, № 4—5.
- Кигай И. Н. Лифудзинское оловорудное месторождение. Изд-во «Наука», 1968.
- Клевцов П. В., Леммлейн Г. Г. Определение минимального давления образования кварца на примере кристаллов с Памира.— Записки Всес. мин. об-ва, 1959, ч. 88, вып. 6.
- Ковалишин З. И. Исследование газовых компонентов некоторых пегматитов Воьлини.— В кн.: Исследование природного и технического минералообразования. Изд-во «Наука», 1966.
- Козеренко В. Н. Значение структурно-фациальных зон для металлогенического анализа на примере Восточного Забайкалья.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 3. Изд-во АН СССР, 1960.
- Колтун Л. И. Применение минералотермометрического анализа для изучения генезиса некоторых золоторудных месторождений Урала. 1957.
- Колтун Л. И. Особенности генезиса золоторудного месторождения Лебединое (Алдан). выявленные по включениям в минералах. 1958.
- Колтун Л. И., Ляхов Ю. В., Мязь Н. И., Пизнор А. В., Руденко Г. Ф., Симкив Ж. А. К вопросу о составе рудообразующих растворов золоторудных, молибденовых и оловянно-вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья (по данным вод

- ных вытяжек).— Тезисы докл. III Всес. совещ. по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. 9—15 сент. 1968 г. М., 1968.
- Жорин А. М., Кокорина Д. К.* Применение минералотермометрического анализа для выяснения некоторых особенностей генезиса оловорудных месторождений Приамурья.— В кн.: Геохимия и минералогия магматогенных образований. Владивосток, 1966.
- Кокорин А. М., Кокорина Д. К.* Температуры образования кварца продуктивных стадий оловорудного месторождения турмалинового типа.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. Изд-во «Наука», 1968.
- Коплус А. В., Кудакова Л. П.* О температурной зональности хрусталепроявления в Якутии и поисковых признаках, выявленных декрепитацией жидких включений.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. Изд-во «Наука», 1968.
- Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д. С.* Режим кислотности постмагматических растворов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 12.
- Коржинский Д. С.* Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.
- Кормушин В. А.* Вакуумная установка для термометрических исследований минералов с полуавтоматической регистрацией результатов.— В кн.: Тезисы докл. II Всес. совещ. по геотермобарометрии. Новосибирск, 1965.
- Коробейников А. Ф.* Физико-химические процессы золотого оруденения рудного поля Коммунар (Кузнецкий Алатау).— Тезисы докл. III Всес. совещ. по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. 9—15 сент. 1968 г. М., 1968.
- Коробейников А. Ф.* Особенности состава и свойств минералообразующих растворов некоторых золоторудных месторождений Кузнецкого Алатау и Тувы.— Тезисы докл. III Всес. совещ. по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. 9—15 сент. 1968 г. М., 1968.
- Корытов Ф. Я., Якубович К. И., Пузанов Л. С.* О зональности флюоритовых месторождений Западного Забайкалья.— Докл. АН СССР, 1966, 171, № 1
- Костылева Е. Е.* Некоторые методы изучения рудоносного кварца и опыт их применения. Изд-во «Наука», 1964.
- Котляр В. Н.* Вулканогенные гидротермальные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. Изд-во «Недра», 1968.
- Краускопф К. В.* Относительные летучести фторидов и хлоридов рудообразующих металлов в магматических газах.— В кн.: Проблемы геохимии. Изд-во «Наука», 1965.
- Краускопф К. В.* Возможная роль летучих соединений металлов в генезисе руд.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 3. М., 1966.
- Кузнецов А. Г.* О возможности использования газово-жидких включений для поисков скрытых полиметаллических тел (на примере Садонского рудного поля).— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. Изд-во «Наука», 1968.
- Кузнецов А. Г., Кобылев А. Г.* О включениях в кварце вулканогенных пород Северной Осетии.— В кн.: Изучение геохимии глубинных растворов по углесодержащим реликтам и парагенезисам минералов. Киев, изд-во «Наукова думка», 1967.
- Куршев С. А., Труфанов В. Н., Ушак А. Т.* Новые данные о фазовых превращениях во включениях.— Тезисы докладов II Всес. совещ. по геотермобарометрии. Новосибирск, 1965.
- Лазаренко Е. К.* Метасоматичні утворення у вулканічних породах Закарпаття. Вид. Львівськ. ун-ту, 1960.
- Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А., Барышников Э. К., Мальгина О. А.* Минералогия Закарпатья. Изд-во Львовск. ун-та, 1963.
- Лазаренко Е. К., Лазыко Е. М., Пизнюр А. В.* О пневматолитовых процессах, минералах и месторождениях.— Мин. сб. Львовск. гос. ун-та, 1965, 19, вып. 4.
- Лазыко Е. М., Дорошенко Ю. П., Колтун Л. И. и др.* О физико-химических условиях формирования постмагматических месторождений Восточного Забайкалья.— Тезисы докл. III Всес. совещ. по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. 9—15 сент. 1965 г. М., 1968.
- Лазыко Е. М., Ляхов Ю. В., Пизнюр А. В.* Газовые растворы и их роль в эндогенном минералообразовании.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. Изд-во «Наука», 1968.
- Левицкий О. Д.* Геология рудных месторождений Забайкалья. Изд-во «Наука», 1964.
- Леммлейн Г. Г., Клевцов П. В.* Влияние концентрации на температуру гомогенизации систем, состоящих из водных растворов солей.— Записки Всес. мин. об-ва, 1956, ч. 85, вып. 3.
- Леммлейн Г. Г., Клевцов П. В.* Соотношения термодинамических параметров для воды и для 30%-ных водных растворов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1956, ч. 85, вып. 4.
- Лесняк В. Ф.* О температурных условиях образования одного свинцово-цинкового месторождения.— Ученые записки Львовск. гос. ун-та, серия геол., 1954, 31, вып. 7.

- Леммлейн Г. Г., Клия М. О.* Особенности залечивания трещины в кристалле в режиме снижающейся температуры.— Докл. АН СССР, 1952, 87, № 6.
- Леммлейн Г. Г., Клия М. О., Островский И. А.* Об условиях образования минералов в пегматитах по данным изучения первичных включений в топазе.— Докл. АН СССР, 1962, 142, № 1.
- Лесняк В. Ф.* Температурные условия образования одного свинцово-цинкового месторождения Кавказа.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1954, № 8.
- Лесняк В. Ф.* Опыт минералотермометрического исследования Тырны-Аузского скарново-рудного комплекса на Северном Кавказе. 1957.
- Лесняк В. Ф.* О некоторых особенностях формирования скарново-рудных комплексов.— Мин. сб. Львовск. гос. ун-та, 1961, № 15.
- Лесняк В. Ф.* К вопросу о значении включений растворов и расплавов в минералах как одного из основных факторов классификации гипогенных месторождений.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, № 16.
- Летников Ф. А.* К вопросу об источниках тепловой энергии при формировании гидротерм.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. Изд-во «Наука», 1968.
- Летников Ф. А.* О роли азота в процессах формирования гидротерм.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. Изд-во «Наука», 1968.
- Лугов С. Ф.* Основные черты геологического строения и металлоносности Чукотки. Госгеолтехиздат, 1962.
- Лугов С. Ф.* Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. Изд-во «Недра», 1965.
- Лугов С. Ф., Макеев Б. В.* Оловорудные формации Северо-Востока СССР.— В кн.: Эндогенные рудные месторождения. Изд-во «Наука», 1968.
- Лхамсурэн Ж.* Первые результаты микротермометрического исследования кристаллов кварца.— Изв. АН МНР, 1966, № 2.
- Лхамсурэн Ж.* Интересный пример деформации газового пузырька в многофазовых включениях в топазе.— Научн. сообщ. Монг. гос. ун-та, 1968, № 13.
- Лхамсурэн Ж.* Новое генетическое семейство газовой-жидких включений в топазе.— Научн. сообщ. Монг. гос. ун-та, 1968, № 13.
- Лхамсурэн Ж.* Температура образования пирротина в кварце из гранитного пегматита месторождения Дзун-Гоаим.— Научн. сообщ. Монг. гос. ун-та, 1968, № 13.
- Ляхов Ю. В.* Некоторые особенности формирования Балейского золоторудного месторождения в свете результатов исследования газовой-жидких включений.— В кн.: Тезисы докл. Второй научн. конференции Геол. секции им. В. А. Обручева Забайкальск. отд. Георг. об-ва СССР. Чита, 1965.
- Ляхов Ю. В.* К физико-химической характеристике процесса рудообразования Фатимовского месторождения (Восточное Забайкалье).— Вестн. Львовск. гос. ун-та. серия геол., вып. 4, 1966.
- Ляхов Ю. В.* О градиенте изменчивости температур формирования руд палеозойского рудного поля.— Материалы Научн. конфер. выпускников геол. ф-та Львовск. ун-та. Львов, 1966.
- Ляхов Ю. В.* Генетические типы золотого оруденения в пределах Ундино-Даннской депрессии.— Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, 1967, вып. 4.
- Ляхов Ю. В.* Результаты минералотермометрических исследований включений в минералах из золоторудных месторождений Балейского района и некоторые аспекты их практического использования.— Вопросы геол. и методики разведки золота, вып. 1, 1967.
- Ляхов Ю. В.* О горизонтальной и вертикальной температурной зональности в пределах Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье).— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. Изд-во «Наука», 1968.
- Ляхов Ю. В.* Особенности термометрического режима минералообразования на высокотемпературных месторождениях золота Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье).— Тезисы докл. III Всес. совещ. по минералогической термометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. 9—15 сент. 1968 г. М., 1968.
- Ляхов Ю. В., Лазько Е. М.* К вопросу о температурной систематике постмагматических месторождений — Записки Всес. мин. об-ва, вторая серия, 1968, ч. 97.
- Ляхов Ю. В., Мязь Н. И.* Температурный режим условий формирования кварцев Балейского месторождения (Восточное Забайкалье).— В кн.: Исследование природного и технического минералообразования. Изд-во «Наука», 1966.
- Ляшкевич З. М., Зацixa Б. В.* Метасоматическая зональность в гранитах Каменных Могил Приазовья.— Мин. сб. Львовск. гос. ун-та, 1965, № 19, вып. 2.
- Майский Ю. Г., Труфанов В. Н.* Углеродсодержащие включения в гидротермальных минералах кварцево-карбонатных жил Северо-Западного Кавказа.— В кн.: Изучение геохимии глубинных растворов по углеродсодержащим реликтам и парагенезисам минералов. Киев, 1967.
- Малинин С. Д.* Система $H_2O - CO_2$ при высоких температурах и давлениях.— Геохимия, 1959, № 3.
- Мальшев Б. И., Наумов В. Б., Панов Г. И.* Определение температур образования ми-

- нералов методом декрепитации на месторождении Замбарак.— Геохимия, 1964, № 4.
- Мамонтов Б. В.* Температурные условия образования Южно-Янгиканского медно-молибденового месторождения.— Тезисы докл. III Всес. совещ. по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. 9—15 сент. 1968 г. М., 1968.
- Маниличи В., Боркос М.* Геотермический анализ как критерий определения термодинамических и физико-химических условий образования гидротермальных месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1964, № 1.
- Маркова Э. А.* О стадийности формирования некоторых золоторудных месторождений Восточного Карамазара.— В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и технологии минерального сырья. Ташкент, 1966.
- Марченко С. Я., Зарицкий О. I., Чашка, О. I., Гурова О. II.* Акцессорный топаз з гранитоидів Приазовія.— Допов. АН УРСР, 1966, № 9.
- Маслова И. Н.* Ультрахимическое исследование состава жидкой и газовой фаз двухфазовых включений в кварце Вольни.— Геохимия, 1961, № 2.
- Матвеевко В. Т., Шаталов Е. Т.* Основные закономерности размещения оловянного оруденения на Северо-Востоке СССР.— Геол. рудн. месторожд., 1958, № 2.
- Мельников Ф. П.* Предварительные результаты криометрических исследований минералообразующих растворов во включениях.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Изд-во «Наука», 1965.
- Мельников Ф. П.* Криометрический метод исследования включений образцов минералообразующей среды.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. Изд-во «Наука», 1968.
- Мерлич Б. В.* Минеральные ассоциации неогеновых рудных проявлений Закарпатья.— Мин. сб. Львовск. гос. ун-та, 1957, № 11.
- Мерлич Б. В.* О генетических соотношениях ртутного и свинцово-цинкового оруденения в Закарпатье.— Проблемы геохимии, вып. 1. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1959.
- Мерлич Б. В.* Стадии эндогенного минералообразования в Закарпатье.— Материалы Комиссии минералогии и геохимии, № 1, Карпато-Балканская ассоциация. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1961.
- Мирочников И. И.* К вопросу об определении интервалов температур образования горного хрусталя и жильного кварца методом декрепитации.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. Изд-во «Наука», 1968.
- Миязава Т.* Нижний предел и глубина образования гидротермальных жил по данным изучения жидких включений.— Записки Всес. мин. об-ва, вторая серия, 1968, ч. 97, вып. 2.
- Моисеенко В. Г.* Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровск, 1965.
- Москалюк А. А.* Исследование включений растворов в минералах и породах.— Инф. сб. ВСЕГЕИ, 1961, № 50.
- Мязь Н. И., Ляхов Ю. В.* О возможности практического использования данных декрепитации на примере Балецкого месторождения.— Вестник Львовск. гос. ун-та, серия геол., 1966, вып. 4.
- Нагата Т.* Магнетизм горных пород. Изд-во «Мир», 1965.
- Найбородин В. И., Гончаров В. И.* Температурный режим формирования Агатовского золото-серебряного месторождения (Северо-Восток СССР).— Геол. рудн. месторожд., 1970, 12, № 6.
- Найдин Д. П., Тейс Р. В., Заборожный И. К.* Изотопные палеотемпературы верхнего мела Русской платформы и других районов СССР.— Геохимия, 1966, № 11.
- Нарсеев В. А., Балгаев М. Д., Батуева Н. С.* Температурные условия формирования жильных золоторудных месторождений Казахстана.— Тезисы докл. III Всес. совещ. по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. 9—15 сент. 1968 г. М., 1968.
- Нарсеев В. А.* Температурные условия формирования и оценки рудных столбов гидротермальных месторождений.— Тезисы докл. III Всес. совещ. по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. 9—15 сент. 1968 г. М., 1968.
- Наумов В. Б.* К вопросу об определении температур минералообразования методом декрепитации.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. Изд-во «Наука», 1968.
- Наумов В. Б., Малинин С. Д.* Новый метод определения давления по газовой-жидким включениям.— Геохимия, 1968, № 4.
- Наумов В. Б., Суцневская Т. М.* Температурные условия формирования сульфидно-касситеритовых месторождений Мяо-Чана.— В кн.: Исследование природного и технического минералообразования. Изд-во «Наука», 1966.
- Наумов В. Б., Ходаковский И. Л.* Температуры образования минералов по данным изучения включений минералообразующих сред.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. Изд-во «Наука», 1968.
- Научитель М. А.* О проверке метода декрепитации и использовании термовесового анализа для сравнения условий образования касситеритов.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. Изд-во «Наука», 1968.

- Недашковский П. Г. Применение метода декрепитации минералов для расшифровки стадий минералообразования метасоматических месторождений.— Труды Дальневост. фил. СО АН СССР, 1961, вып. 14.
- Николаева Л. А. Газовые включения в самородном золоте.— Записки Всес. мин. об-ва, 1954, ч. 83, № 4.
- Особенности размещения гидротермального оруденения в структурных этажах Карпат. Киев. Изд-во АН УССР, 1968.
- Петровская Н. В. О продуктивных минеральных ассоциациях в золоторудных месторождениях.— Записки Всес. мин. об-ва, 1955, ч. 84, № 3.
- Петровская Н. В. Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формаций золотых руд СССР.— В кн.: Генетические проблемы руд. Госгеолтехиздат, 1960.
- Пизнор А. В. О давлениях при формировании Жирекенского медно-молибденового месторождения (Восточное Забайкалье).— Докл. АН СССР, 1968, 179, № 6.
- Пич П. Разрывы жидких включений при нагревании как метод геотермии. Переводы по геологии и полезным ископаемым. Л., 1951.
- Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Изд-во Воронежск. ун-та, 1966.
- Польковский В. С., Меркулов Э. Л., Божко М. Т. Минералогическая и геохимическая характеристика ореолов пропаривания, выявленных декрепитацией пород около хрусталоносной жилы на Памире.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. Изд-во «Наука», 1968.
- Пузанов Л. С., Кудачова Л. П. Особенности изменения температур декрепитации в хрусталоносных кварцитах и гранитоидах Алдана.— В кн.: Исследования минералообразующих растворов. Изд-во «Недра», 1966.
- Равич М. И. Об условиях существования кристаллических солей в присутствии водяного пара.— В кн.: Труды IV Совещания по экспериментальной минералогии и петрографии. Вып. 1. Изд-во АН СССР, 1951.
- Равич М. И. Фазовые равновесия в надкритических областях некоторых водно-солевых систем типа P — Q.— Геохимия, 1966, № 11.
- Радкевич Е. А. К вопросу о классификации оловорудных месторождений.— Изд. АН СССР, серия геол., 1956, № 6.
- Радкевич Е. А., Коростелев П. Г., Кокорин А. М. и др. Минерализованные зоны Комсомольского района. Изд-во «Наука», 1967.
- Радкевич Е. А., Моисеенко В. Г., Мельников В. Д., Фатьянов И. И. Геолого-структурные особенности одного из месторождений Приамурья.— В кн.: Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1966.
- Радкевич Е. А., Томсон И. Н., Лобанова Г. М. Геология и металлогения типовых рудных районов Приморья.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 58.
- Радкевич Р. О. Температурные условия образования полиметаллических месторождений Садонской группы (Северный Кавказ).— Тезисы докл. III Всес. совещ. по минералогической термометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов 9—15 сент. 1968 г. М., 1968.
- Радкевич Р. О., Волкова А. Я. Эффект увеличения параметра кристаллической решетки железосодержащих сфалеритов и его геохимическое значение.— Геохимия, 1966, № 1.
- Радкевич Р. О., Клинцева А. П., Котельникова Л. Л. К геохимии сфалеритов Садонского месторождения (Северный Кавказ).— Геохимия, 1963, № 5.
- Радкевич Р. О., Тобелко К. И. О кнебелите Садонского месторождения.— Записки Всес. мин. об-ва, 1966, ч. 95, вып. 3.
- Резников А. П., Родзянко Н. Г. Последовательность минералообразования скарново-рудных комплексов молибдено-вольфрамового месторождения по данным минералотермометрического изучения включений.— Тезисы докл. II Всес. совещ. по геотермометрии. Новосибирск, 1965.
- Родзянко Н. Г. О физико-химических условиях формирования скарновых редкометалльных месторождений.— Тезисы докл. II Всес. совещ. по геотермометрии. Новосибирск, 1965.
- Родзянко Н. Г. Использование результатов изучения агрегатного состояния включений в минералах при оценке генетических условий формирования скарновых месторождений (на примере Тырны-Ауза).— Тезисы докл. III Всес. совещ. по минералогической термометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. 9—15 сент. 1968 г. М., 1968.
- Родзянко Н. Г., Труфанов В. Н. Определение температурного режима и последовательности минералообразования методом декрепитации.— Записки Всес. мин. об-ва, вторая серия, 1964, ч. 93, вып. 6.
- Родзянко Н. Г., Ушак А. Т. О температуре образования молибдена из кварцево-молибденитовых прожилков (месторождение Тырны-Ауз, Северный Кавказ).— Тезисы докл. II Всес. совещ. по геотермометрии. Новосибирск, 1965.
- Рожков И. С. Золоторудное месторождение Колар (Южная Индия, штат Майсур).— Геол. рудн. месторож., 1966, 8, № 6.
- Рожков И. С. Генетические типы месторождений золота и их положение в геотектонических структурах.— Геол. и геофиз., 1968, № 7.

- Розанов Л. Н.* Физико-механические условия образования тектонических структур платформенного типа. Изд-во «Недра», 1965.
- Рундквист Д. В.* Явления метасоматоза при формировании кварцево-рудных жил грейзеновых месторождений.— Записки Всес. мин. об-ва, 1964, ч. 93, вып. 4.
- Рундквист Д. В.* О влиянии распределения температур горных пород на процессы метасоматического гидротермального минералообразования.— Записки Всес. мин. об-ва, вторая серия, 1966, ч. 95.
- Рябов В. К.* Температурные условия кристаллизации касситерита в оловорудных месторождениях Дальнего Востока по данным термовзвешивания.— Геол. рудн. месторожд., 1966, № 3.
- Сапрыкин Е. П.* О зональности оруденения на Силинском оловянно-полиметаллическом месторождении.— Сов. геология, 1962, № 4.
- Сасин Г. Г.* Генетические типы алунитовой минерализации Берегово-Беганьского района Закарпатья.— В кн.: Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1966.
- Сафронов Н. И.* Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Л., 1962.
- Сахарова М. С., Калиткина Н. Д., Колонин Г. Г.* Исследование температурных условий процесса рекристаллизации золота в сульфидных рудах.— Тезисы докл. III Всес. совещ. по минералогической термометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. 9—15 сент. 1968 г. М., 1968.
- Сахарова М. С., Некрасов Е. М.* Минералого-геохимическая характеристика и условия локализации новых типов золото-сульфидных руд Дарасунского месторождения.— Геол. рудн. месторожд., 1964, № 3.
- Семененко Н. П.* Закономерности формирования осадочно-вулканогенных железисто-кремнистых формаций.— В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН СССР, 1959.
- Семененко Н. П.* Метаморфизм подвижных зон. Киев. изд-во «Наукова думка», 1966.
- Сергеев Е. А., Марголин Д. С., Степанов П. А.* и др. Высокочувствительный спектральный анализ метасоматических проб на халькофильные элементы.— Труды ВИТР, 1959, вып. 13.
- Сиворонов А. А.* Об использовании включений растворов при изучении метаморфических пород железорудных месторождений.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. Изд-во «Наука», 1968.
- Сидоренко А. В.* Проблемы осалочной геологии докембрия.— Сов. геология, 1963, № 4.
- Сидоренко А. В., Луцева О. И.* К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Сидоров А. А.* Термобарическая геохимия эндогенных процессов минералообразования и перспективы ее развития на Северо-Востоке СССР.— Колыма, 1969, № 12.
- Сидоров А. А., Найборodin В. И.* О типах золото-серебряных месторождений в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе.— Докл. АН СССР, 1968, 181, № 1.
- Славянский В. Т.* Газы в стекле. Л., Оборониздат, 1957.
- Смирнов В. И.* Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 3.
- Смирнов В. И.* Некоторые черты металлогении Большого Кавказа.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа. Т. 2. Ставропольск. кн. изд-во, 1960.
- Смирнов В. И.* Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел.— В кн.: Генетические проблемы руд. Госгеолтехиздат, 1960.
- Смирнов В. И.* Очерки металлогении. Госгеолтехиздат, 1963.
- Смирнов В. И.* Региональная и локальная эндогенная рудная зональность.— В кн.: Конференция «Проблемы постмагматического рудообразования». Т. 2. Прага, 1965.
- Смирнов С. С.* К вопросу о зональности рудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 6.
- Смирнов С. С.* Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеолтехиздат, 1944.
- Соболев В. С.* Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1949.
- Соболев В. С., Фишкин М. Ю.* Метасоматическая зональность и процессы образования алунита.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1953, № 7.
- Соловов А. П.* Основы теории и практики металлометрических съемок. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959.
- Сотников В. И., Берзина А. П.* Особенности процесса метасоматоза на Сорском месторождении.— Геол. и геофиз., 1966, № 9.
- Справочник по растворимости солевых систем. Т. 1. Госхимиздат, 1953.
- Справочник химика. Т. 3. Л.—М., Госхимиздат, 1964.
- Степанов Г. Н.* Некоторые особенности вольфрамовой минерализации на одном из рудопоявлений Дальнего Востока.— В кн.: Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1966.
- Степанов Г. Н.* Гипогенная зональность оруденения на одном из вольфрамовых месторождений.— В кн.: Вопросы геологии и океанологии Советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток, 1968.
- Стырикович М. А., Хайбуллин И. Х.* Диаграммы фазовых равновесий систем NaCl—

H₂O, Na₂SO₄—H₂O, CaSO₄—H₂O, SiO₂—H₂O.— Докл. АН СССР, серия хим. 1956, 109, № 5.

- Суцьевская Т. М., Барсуков В. Л.* О составе включений в кварце некоторых сульфидно-касситеритовых месторождений.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Изд-во «Наука», 1965.
- Суцьевская Т. М., Барсуков В. Л., Трускова Т. А.* Состав минералообразующих растворов оловяродных месторождений Мяо-Чана.— Геохимия, 1966, № 8.
- Такенуочи С., Кеннеди Дж. К.* Растворимость углекислоты в растворах NaCl при высоких температурах и давлениях.— В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. Изд-во «Мир», 1968.
- Твалчрелидзе Г. А.* Некоторые особенности металлогении Средиземноморского геосинклинального пояса.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. Изд-во «Наука», 1964.
- Тезисы докладов III Всесоюзного совещания по минералогической термометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. 9—15 сент. 1968 г. М., 1968.
- Теплов В. П.* Основные черты структуры Беганьского полиметаллического месторождения.— В кн.: Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1966.
- Тильман С. М.* Тектоника и история развития Северо-Восточного Приколымья.— Труды Сев.-Вост. комплекс. н.-и. ин-та, 1962, вып. 1.
- Тимофеевский Д. А.* Особенности геологического строения и структуры Дарасунского рудного поля (Восточное Забайкалье).— Труды ЦНИГРИ, 1962, вып. 43.
- Толкунов А. Е.* Геологическое строение флюоритового месторождения Агата (Чаткальский хребет), приуроченного к жерловым фациям кислых эффузивов.— Узб. геол. ж., 1965, № 3.
- Тоцилин М. С.* Происхождение железистых кварцитов. Госгеолтехиздат, 1963.
- Тоцилин М. С., Горяинов П. М.* Геология и генезис железных руд Примандровского района Кольского полуострова. М.— Л., изд-во «Наука», 1964.
- Учамейшвили Н. С.* Геохимическая характеристика баритообразующих растворов.— В кн.: Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур. Изд-во «Наука», 1965.
- Ушак А. Т.* Физико-химические условия формирования ртутного оруденения на Северо-Западном Кавказе.— Тезисы докл. III Всес. совещ. по минералогической термометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. 9—15 сент. 1968 г. М., 1968.
- Ферсман А. Е.* Пегматиты. Изд-во АН СССР, 1940.
- Фишкин М. Ю.* Минералогические фации и условия образования вторичных кварцитов Береговского холмогорья в Закарпатья.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 12.
- Хетагуров Г. В.* Тектоника и условия образования Холтинского полиметаллического месторождения на Северном Кавказе.— Труды Сев.-Кавк. горно-металлург. ин-та, 1961, вып. 16.
- Хетчиков Л. Н.* О температурах образования сфалерита и галенита из некоторых оловянно-сульфидных месторождений Приморья.— Сообщ. Дальневост. фил. СО АН СССР, 1964, вып. 25.
- Хетчиков Л. Н., Гарбузов П. С.* О температурах растрескивания сфалерита и галенита скварного-полиметаллических месторождений Тетюхе.— Геол. рудн. месторожд., 1964, № 4.
- Хетчиков Л. Н., Дороговин Б. А., Самойлович Л. А.* Зависимость поправки к температурам гомогенизации и взрывания газовой-жидких включений в минералах от давления, плотности и состава растворов (на примере кварца).— Геол. рудн. месторожд. 1968, № 3.
- Хетчиков Л. Н., Ефимова М. И., Кучерова М. А., Гуськова А. Н.* Химический состав водных вытяжек из сфалерита и галенита некоторых полиметаллических и оловянно-сульфидных месторождений Приморья.— В кн.: Исследования минералообразующих растворов. Изд-во «Недра», 1966.
- Хетчиков Л. Н., Ефимова М. И., Фатьянов И. И. и др.* Об условиях образования кварца некоторых оловянно-сульфидных месторождений.— В кн.: Исследования минералообразующих растворов. Изд-во «Недра», 1966.
- Хитаров Д. Н.* Изучение состава и других особенностей газовой-жидких включений в минералах на современном этапе.— В кн.: Минеральные микровключения. Изд-во «Наука», 1965.
- Хитаров Н. И.* О соотношении между водой и магматическим расплавом.— Геохимия, 1960, № 7.
- Хитаров Н. И.* Некоторые методические вопросы определения химического состава газовой-жидких включений в минералах с помощью водных вытяжек.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. Изд-во «Наука», 1968.
- Хитаров Н. И., Арутюнян Л. А., Малинин С. Д.* О возможности миграции молибдена в паровой фазе молибдатных растворов при повышенных температурах.— Геохимия, 1967, № 2.
- Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Кадик А. А.* Растворимость воды в расплаве гранитного состава при давлении в 7000 атм.— Геохимия, 1963, № 10.

- Хитаров Н. И., Малинин С. Д. О равновесных фазовых отношениях в системе H_2O-CO_2 .— *Геохимия*, 1958, № 7.
- Холмский Р. В. Некоторые данные о температурных условиях формирования богатых железных руд из железистых кварцитов Гостищевского и Яковлевского месторождений КМА.— В кн.: *Минералогическая термометрия и барометрия*. Изд-во «Наука», 1965.
- Хомич В. Г., Чеглоков С. В. О возможной глубине формирования эпitherмального золотого оруденения (Балейское рудное поле).— *Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья*, 1966, вып. 1(3).
- Хрусталева Г. К. Новые данные о температурных условиях образования и метаморфизме девонских эффузивов Северного Кавказа (междуречье Даут — Кубань).— Тезисы докл. II Всес. совещ. по геотермобарометрии. Новосибирск, 1965.
- Хрущов Н. А. Примеры вертикальной зональности молибденовых месторождений.— В кн.: *Конференция «Проблемы постмагматического рудообразования»*. Т. 1. Прага, 1963.
- Чайковский С. А. Явления перегрева жидких включений в минералах.— *Докл. АН СССР*, 1951, 76, № 3.
- Черницын В. Б. О взаимоотношении магматических пород и полиметаллического оруденения в юрских сланцах Северного Кавказа.— *Вестн. МГУ, серия геол.*, 1961, № 4.
- Черницын В. Б. Металлогеническое районирование Северного Кавказа.— Тезисы докл. III Конференция по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1968.
- Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. Изд-во «Наука», 1964.
- Шамрай И. А., Труфанов В. Н. Термальный режим формирования рудопоявлений киновари на Северном Кавказе.— В кн.: *Минералогическая термометрия и барометрия*. Т. 2. Изд-во «Наука», 1968.
- Шапошников А. А., Ермаков Н. П. О величине расхождения температур гомогенизации жидких включений с истинными температурами кристаллизации искусственного кварца при внесении поправок на давление и концентрацию.— Тезисы докл. II Всес. совещ. по геотермобарометрии. Новосибирск, 1965.
- Шапошников А. А., Ермаков Н. П. О величине расхождения температур гомогенизации газово-жидких включений с истинными температурами кристаллизации консервирующего их искусственного кварца.— В кн.: *Минералогическая термометрия и барометрия*. Т. 1. Изд-во «Наука», 1968.
- Шефер Г. Химические транспортные реакции. Изд-во «Мир», 1964.
- Шило Н. А., Сидоров А. А. Проблемы геологии эндогенных месторождений золота Северо-Востока.— *Труды Сев.-Вост. комплексн. н.-и. ин-та*, 1967, вып. 30.
- Щеголов А. Д. Некоторые вопросы вертикальной зональности флюоритовых месторождений Забайкалья и поисков скрытых рудных тел.— В кн.: *Вопросы изучения и методов поисков скрытого оруденения*. Госгеотехиздат, 1963.
- Щеголов А. Д. О явлениях зональности в эндогенных месторождениях Западного Забайкалья.— В кн.: *Конференция «Проблемы постмагматического рудообразования»*. Т. 1. Прага, 1963.
- Щербина В. В. Значение форм переноса химических элементов в образовании руд.— *Геол. рудн. месторожд.*, 1966, № 5.
- Элинсон М. М. Методика извлечения и исследования газа и жидкости из газово-жидких включений в минералах. В кн.: Тезисы докл. II Всес. совещ. по геотермобарометрии. Новосибирск, 1965.
- Элинсон М. М. Методика извлечения и исследования газа и жидкости из включений в минералах.— В кн.: *Минералогическая термометрия и барометрия*. Т. 2. Изд-во «Наука», 1968.
- Элинсон М. М., Польшковский В. С. К вопросу о газовом составе пневмолито-гидротермальных растворов.— *Геохимия*, 1963, № 8.
- Элинсон М. М., Польшковский В. С., Шувалов В. Б. О газовом составе растворов, принимавших участие в образовании грейзенов и кварцево-вольфрамитовых жил Майдантала.— *Геохимия*, 1969, № 5.
- Юшко С. А. Методы лабораторного исследования руд. Изд-во «Недра», 1966.
- Якшин А. А. Закономерности размещения и формирования флюоритовых месторождений Забайкалья. Госгеолтехиздат, 1962.
- Akizuki M. Primary liquid inclusions in fluorite under electron microscope.— *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 1966, Ser. 3, 9, № 3.
- Babkin P. V., Sidorov A. A., Goncharov V. I. The comparative analysis of physicochemical conditions of mineralogenesis on the mercury and gold-silver deposits of the north-east of the USSR and in modern hydrothermal systems.— *Collected Abstracts, IMA — IAGOD Meetings'70*. Tokyo, 1970.
- Barton P. B., Skinner B. J. Sulfide mineral stabilities.— In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Ed. by H. L. Barnes. New York, Holt, Rinehart and Winston, Inc., 1967.
- Barton P. B. Jr., Toulmin P. Phase relations involving sphalerite in the F — Zn — S system.— *Econ. Geol.*, 1966, 61, № 5.

- Beck R., Weed W. H.* The nature of ore deposits. Mc. Graw-Hill, New York, 1909.
- Borchert H.* Über Entmischungen in System Cu—Fe—S und ihre Bedeutung als «geologische Thermometer».— *Chemie der Erde*, 1934, 9, Ht. 2.
- Borcós M., Manilici V.* Geothermometric analysis—a criterion for the determination of thermodynamic conditions of hydrothermal mineralization.— В кн.: Конференция «Проблемы постмагматического рудообразования». Т. 2. Прага, 1965.
- Borcós M.* Some considerations on the determination of the thermodynamical conditions of formation of some hydrothermal veins and deposits in the metalliferous mountains region.— *Rev. Roum. de Geol., Geophys. et Geogr., Ser. de Geol.*, 1966, 10, № 1.
- Boyle R. W.* Origin of Yellowknife gold deposits.— *Econ. Geol.*, 1964, 59, № 6.
- Bruce E. L.* Concentrated saline water from the Sturgeon River Gold Mines.— *Trans. Royal Soc. of Canada, Section 4, Ser. 3*, 1941, 35.
- Burnham C. W., Jahns R. H.* Experimental studies of pegmatite genesis the solubility of water in granitic magmas.— *Abstr. Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1958, 69, № 12, pt. 2.
- Chancourtois M.* Sur les faits qui rendent probable l'intervention du Cyanogène dans la formation des roches granitoides.— *Bull. Soc. Geol. France, ser. 3*, 1877, 5, № 3.
- Courtis W. M.* Gold quartz.— *Trans. Am. Inst. Mining Engineers*, 1890, 18.
- Dekate Y. G.* Tungsten occurrences in India and their genesis.— *Econ. Geol.*, 1967, 62, № 4.
- Dunn E. J.* Geology of gold (South Africa, Australia, New Zealand). By E. J. Dunn. London, Charl Griffin, 1929.
- Eliaš K.* Príspevok k štúdiu kvapalných uzavrenín v mineraloch.— *Geol. prace. GUDS. SAV.* 1966, Zpravy, № 39.
- Eliaš K.* O niektorých faktoroch, vplyvajúcich na interpretáciu dekrepitacných analýz v paleotermometrii.— *Geol. prace. GUDS. SAV.* 1966, Zpravy, № 39.
- Eppier W. F.* The origin of negative crystals in gem stones.— *J. Gemmology*, 1966, 10, № 2.
- Ferguson H. G.* Lode deposits of the Alleghany district California.— *U. S. Geol. Surv., Bull.*, 1914, № 580-1.
- Folk R. L.* The alteration of feldspar and its products as studied in the Laboratory.— *Amer. J. Science*, 1947, 245, № 6.
- Gerlach H., Heller S.* Über künstliche Flüssigkeit — Einschlüsse in Steinsalzkristallen.— *Ber. Dtsch. Ges. Geol. Wiss.*, 1966, 11, № 2.
- Goguel R.* Die chemische Zusammensetzung der in den Mineralen einiger Granite und in der Pegmatite eingeschlossenen Gase und Flüssigkeiten.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1963, 27, № 2.
- Hartil W. N.* On the presence of liquid carbon dioxide in mineral cavities.— *J. Chem. Soc.*, 1876, 29.
- Hemley J. J., Jones W. R.* Chemical aspects of Hydrothermal Alteration with Emphasis on hydrogen metasomatism.— *Econ. Geol.*, 1964, 59, № 4.
- Imai H.* Formation of fissures and their mineralization in the vein-type deposits of Japan.— *J. Fac. of Engng. Univ. Tokyo*, 1966, B-28, № 3.
- Kullerud G.* The FeS—ZnS system a geological thermometer.— *Norsk. Geol. Tidsskrift*, 1953, 32, Ht. 2/4.
- Lindgren W.* The gold quartz veins of Nevada City and Grass Valley districts, California.— *U. S. Geol. Surv.*, 17 Ann., Report, 1895, 2.
- Kranz R.* Organische Fluor-Verbindungen in den Gaseinschlüssen der Wölsendorfer Flußspäte.— *Naturwissenschaften*, 1966, Jg. 53, Ht. 23.
- Miyazawa T.* Lowest limit and depth of formation of hydrothermal veins.— *Problems of Hydrothermal Ore deposition*. Stuttgart, 1970.
- Newhouse W. H.* The Composition of vein solutions as shown by liquid inclusions in minerals.— *Econ. Geol.*, 1932, 27, № 5.
- Phillips J. A.* Notes on the chemical geology of the gold-fields of California.— *Phil. Mag.*, ser. 4, 1868, 36.
- Phukan S.* Studies on inclusions in some Indian gemstones.— *J. Gemmology*, 1966, 10, № 1.
- Pomirleanu V., Filip D.* Determinarea temperaturii de formare a mineralelor prin metoda decrepitării.— *Studii si cercetari de Geol., geofiz., geograf. Ser. geol.*, 1966, 11, № 1.
- Pomirleanu V., Movileanu A.* Date preliminare asupra geotermometriei blandeii din zacamintul hidrotermal de la capnic.— *Anal. stiint. Univ. «Al. I. CUZA» Iasi.*, 1966, (ser. noua) sect. 2, Tour. XII.
- Rama S. N. I., Hart S. R., Roedder E.* Excess radiogenic argon in fluid inclusions.— *J. of Geophys. Research*. 1965, 70, № 2.
- Roedder E.* Evidence from fluid inclusions as to the nature of the ore-forming fluids.— В кн.: Конференция «Проблемы постмагматического рудообразования». Т. 2. Прага, 1965.
- Roedder E.* Non-Brownian bubble movement in fluid inclusions a thermal gradient detector extreme sensitivity and rapid response (abst.).— *Geological Soc. America Spec. Paper 87. Abstracts for 1965*.
- Roedder E.* Liquid CO₂ inclusions in olivine-bearing nodules and phenocrysts from basalts.— *Amer. Mineralogist*, 1965, 50, № 10.

- Roedder E.* The status of research on fluid inclusions — a comparison — Intern. geol. rev., 1966, 8, № 11.
- Roedder E.* Metastable superheated ice in liquid-water inclusions under high negative pressure.— Science, 1967, 155, № 3768.
- Roedder E.* Announcement of special symposia on fluid inclusions research during after the 23 I. G. C. Prague, 1968.— Econ. Geol., 1967, 62, № 4.
- Roedder E.* Temperature, salinity and origin the ore-forming fluids at Pine Point, Northwest Territories Canada from fluid inclusion studies.— Econ. geol., 1968, 63, № 5.
- Roedder E., Coombs D. S.* Immiscibility in granitic melts, indicated by fluid inclusions in injected granitic blocks from Ascension Island.— J. Petrol., 1967, 8, № 3.
- Shilo N. A., Sidorov A. A., Goncharov V. I., Naiborodin V. I.* The development of the classification of gold ore deposits on the base of explorations of glassy-liquid inclusions.— Collected Abstracts, IMA — IAGOD Meetgs 70. Tokyo, 1970.
- Smith F. G.* A method for determining the direction of flow of hydrothermal solutions.— Econ. Geol., 1950, 45, № 1.
- Smith F. G.* Gold deposition temperature-pressure gradients in the Ontario-Quebec mining region.— Canadian Min. Metall. bull., 1951, 44, № 466.
- Sorby H. C.* On the critical point in the consolidation of granitic rocks.— Min. Mag., 1876, 1, № 2.
- Sourirajan S., Kennedy G. C.* The system $H_2O-NaCl$ at elevated temperatures and pressures.— Amer. J. Sci., 1962, 260, № 2.
- Takenouchi S., Kennedy G. C.* The solubility of carbon dioxide in NaCl solutions at high temperatures and pressures.— Amer. J. Sci., 1965, 263, № 5.
- Touray J. C., Jauzein A.* Inclusions à méthane dans des quartz des «terres noires» de la Drome.— C. r. Acad. Sci. sed. D, 1967, 264, № 16.
- Touray J. C., Yajima J.* Etude des inclusions a CO_2 liquide de quartz filoniens.— Bull. de la Soc. Franc. miner. et de cristallogk, 1966, 89, № 3.
- Varcek C.* Beitrag zum Studium der Thermalität der Zinkblende.— Geol. sbor., 1965. Roc. 16, čís. 1.
- Varcek C., Haber M.* Relations between thermalit of sphalerites and some their physical and chemical properties (Summery).— In: Sbornic I geochim. konferen. Ostrava. 1966.
- White E. A. D.* Recent advances in crystal growing techniques.— British J. of Appl. Phys., 1965, 16, № 10.
- Wyllie P. J., Tuttle O. F.* Experimental investigation of silicate systems containing two volatile componenst, Part III.— Amer. J. of Sci., 1964, 262, № 7.
- Winchell A. N.* Notes on tungsten minerals from Montana.— Econ Geol., 1910, 5, № 2.

Содержание

Предисловие	3
Н. П. Ермаков Поисково-оценочное значение газовой-жидких включений и опыт сочетания декрептофонического и геохимического рудопоисковых методов на жильных месторождениях Садонской группы	5
Е. М. Лазько, Ю. П. Дорошенко, Л. И. Колтун, Ю. В. Ляхов, Н. И. Мязь, А. В. Пизнюр О температурных и других физико-химических условиях формирования постмагматических месторождений Восточного Забайкалья	15
И. Н. Говоров, Г. Н. Степанов, И. И. Фатьянов, Т. Г. Филиппова Геохимические типы рудоносных гидротерм Дальнего Востока (по данным изучения газовой-жидких включений в минералах)	24
М. И. Ефимова, М. С. Гусев, Г. П. Василенко, Т. Г. Филиппова, В. Н. Шабанов Физико-химические условия минералообразования «продушин» месторождения Верхний Рудник	40
А. И. Захарченко Фазовое состояние и состав последовательных выделений магматогенных флюидов, связанных с гранитами, и их роль в минерало- и рудообразовании (на основании изучения отвердевших и газовой-жидких включений)	45
М. И. Куровец Режим образования гранитных пегматитов Южного Урала по данным термометрических исследований	67
М. М. Элинсон, В. С. Польшковский, В. Б. Шувалов О физико-геохимических условиях образования грейзенов и кварц-вольфрамитовых жил Западного Тянь-Шаня	74
А. М. Кокорин, Д. К. Кокорина Кварц-касситеритовый парагенезис и температурные условия образования оловяносных зон Комсомольского района	88
М. А. Научитель, С. Ф. Лугов, Б. В. Макеев, Т. М. Потапова Температурные условия формирования оловянорудных месторождений касситерит-кварцевой формации Северо-Востока СССР	97
В. Н. Труфанов К термодинамике постмагматических процессов минералообразования на Северном Кавказе	107
Р. О. Радкевич Температурные условия образования полиметаллических месторождений Садонской группы (Северный Кавказ)	116
В. И. Гончаров, В. И. Найборodin, А. А. Сидоров Температурные особенности формирования субвулканических золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР	124
Н. М. Давиденко Об условиях формирования золотоносных жил Кэпэрвеемского узла Западной Чукотки (по включениям в минералах)	132

Л. К. Дмитриев, Ю. В. Ляхов, И. Н. Эпов	
Стадийность и температурный режим формирования Дарасунского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье)	136
А. В. Пизнюр, Э. Л. Платонова	
Термодинамический режим растворов, формировавших барит-полиметаллические руды Беганьского месторождения (Закарпатье)	145
Л. С. Пузанов, А. В. Коплус, Ф. Я. Корытов	
Об обратной вертикальной температурной зональности на месторождениях флюорита	150
А. М. Рахманов, Д. Н. Хитаров	
Физико-химические особенности процессов гипогенной минерализации на флюорит-полиметаллическом месторождении Такоб (Южный Гиссар)	156
А. П. Берзина, В. И. Сотников	
О физико-химических условиях образования некоторых месторождений, связанных с субвулканическими гранитами	164
К. А. Карамян, О. Г. Маданян	
Температурные условия формирования медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района	170
Б. В. Захиха	
Постмагматическая минерализация гранитов Каменных Могил (Приазовье)	178
И. Я. Баранов, В. Н. Василенко	
Данные минералотермометрических исследований руд и комплекса постмагматических прожилковых образований медно-никелевых месторождений и рудопроявлений в породах докембрийского кристаллического фундамента юго-восточного склона Воронежской антеклизы	185
А. Г. Закржевская	
Классификация включений минералообразующей среды в магматических породах Хибинских апатитовых месторождений	192
Р. В. Голева, Ф. П. Мельников	
Исследования газовой-жидких включений в породах и минералах для выявления стадийности метасоматических образований	199
И. С. Рожков, Н. И. Андрусенко	
Проблемы исследования золоторудных месторождений по включениям в минералах	208
И. В. Богоявленская	
Исследования включений минералообразующих сред за рубежом (1965—1967 гг.)	214
Литература	217

Поисково-оценочное значение газово-жидких включений и опыт сочетания декрептофонического и геохимического рудопоисковых методов на жильных месторождениях Садонской группы. Ермаков Н. П. — В кн. Рудообразующая среда по включениям в минералах. Изд-во «Наука», 1971.

Отмечается отставание в развитии шлихо-взрывного метода, хотя определенно показано увеличение количества импульсов на 1 г навески легкой фракции шлиха с приближением к коренным источникам сноса — гидротермальным образованиям. Показывается возможность выявления по изменениям температур гомогенизации прямой и обратной температурной зональности, что имеет большое значение для оценки выдержанности оруденения на глубину и др. Сопоставляются результаты параллельного применения высокочувствительного спектрального и декрептометрического анализов с целью выявления ореолов пропаривания вокруг рудных тел полиметаллических месторождений Садонской группы. Это пропаривание для крупной жилы Вертикальной прослеживается по включениям на расстоянии до 40 м. Выявленные этими методами положительные и отрицательные геохимические и декрептофонические аномалии хорошо совпадают друг с другом. Табл. 1. Илл. 2.

УДК 553.21(571.55)

О температурных и других физико-химических условиях формирования постмагматических месторождений Восточного Забайкалья. Лазько Е. М., Дорошенко Ю. П., Колтун Л. И., Ляхов Ю. В., Мязь Н. И., Пизнюр А. В. — В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. Изд-во «Наука», 1971.

На основании изучения минералообразующих растворов, содержащихся во включениях различных минералов из исследуемых месторождений, были получены данные, свидетельствующие об общности физико-химических условий и стадийности развития молибденовых, вольфрамовых, золоторудных, полиметаллических и флюоритовых месторождений, относящихся к различным рудным поясам Восточного Забайкалья. Характер развития во времени и пространстве различных физико-химических процессов на изученных месторождениях позволяет говорить о наличии в пределах Восточного Забайкалья региональной зональности оруденения, выраженной в снижении температуры рудообразования и степени проявления ранних стадий минерализации в направлении с северо-запада на юго-восток.

УДК 553.21:549.1:548.4(571.6)

Геохимические типы рудоносных гидротерм Дальнего Востока (по данным изучения газово-жидких включений в минералах). Говоров И. Н., Степанов Г. Н., Фатьянов И. И., Филиппова Т. Г. В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. Изд-во «Наука» 1971.

Изучены химизм и температуры минералообразующих растворов во включениях в минералах различных месторождений Дальнего Востока (Ануйское грейзеновое, скарново-сульфидно-шелитовое Восток-2, Токурское золото-кварцевое, Луфудзинское оловорудное). На месторождении Восток-2 прослежена эволюция химизма растворов по стадиям минерализации; на Луфудзинском месторождении установлено изменение состава и минерализация растворов первой продуктивной по олову стадии в вертикальном разрезе. На основании обобщения полученных и литературных данных выделены пять типов рудоносных гидротерм: 1) высокотемпературные (600—400°С) растворы калиево-натриево-хлоридно-бикарбонатного состава; 2) высоко- и среднетемпературные (500—250°С) хлоридно-натриевые растворы; 3) среднетемпературные (400—250°С) фторидно-натриево-калиевые растворы; 4) средние и низкотемпературные (400—150°С) растворы натриево-кальциевого сульфатно-бикарбонатного состава; 5) низкотемпературные (250—150°С) бикарбонатно-натриевые растворы. Каждый из выделенных типов гидротерм характеризуется определенными типами эндогенных месторождений. Табл. 4. Илл. 3.

УДК 553.44:553.21:549.1:548.4(571.6)

Физико-химические условия минералообразования «продушин» месторождения Верхний Рудник. Ефимова М. И., Гусев М. С., Василенко Г. П., Филиппова Т. Г., Шабанов В. Н. — В кн.: «Рудообразующая среда по включениям в минералах. Изд-во «Наука», 1971.

Детальное изучение включений в кристаллах кварца, датолита, кальцита из друзовых ассоциаций в продушинах скарново-полиметаллического месторождения Тетюхе позволяет высунуть некоторые особенности их формирования. Рассматриваются режим температур, давлений и некоторые особенности химизма процессов минералообразования в продушинах в сравнении с физико-химическими условиями формирования скарново-сульфидных тел. Делается вывод о синхронности возникновения друзовых ассоциаций и скарново-полиметаллических рудных тел. Табл. 3.

УДК 552.322.2:553.21:549.1:548.4(471.503)

Режим образования гранитных пегматов Южного Урала по данным термометрических исследований. Куровец М. И. — В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. Изд-во «Наука», 1971.

Исследование остатков пегматитообразующей среды во включениях кварца, микроклина, альбита, берилла, монацита, ксенотима, циркона, флюорита, кальцита и др. позволило установить температуры, давления и агрегатное состояние минералообразующей среды при формировании гранитных пегматов Южного Урала и выделить: I — магматическую (минералообразование происходит из расплава при $T = 690^\circ\text{C}$); II — флюидную (минералообразование происходит из расплава, сильно пересыщенного газовыми растворами, при $T = 684\text{—}500^\circ\text{C}$); III — пневматолитовую (минералообразование происходит из высоконасыщенных и предельно плотных надкритических газовых растворов при $T = 571\text{—}396^\circ\text{C}$); IV — гидротермальную (минералообразование происходит из гидротермальных растворов при $T = 348\text{—}140^\circ\text{C}$) фазы, объединенные в собственно пегматитовую стадию и стадию метасоматического замещения. Табл. 1.

УДК 549.1:553.463:553.241.6(575)

О физико-геохимических условиях образования грейзеров и кварц-вольфрамитовых жил Западного Тянь-Шаня. Элинсон М. М., Польшковский В. С., Шувалов В. Б. — В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. Изд-во «Наука», 1971.

Даются результаты петрографических, геохимических и декрепитационных исследований, а также определения состава газовой фазы газовой-жидких включений в грейзерах и кварц-вольфрамитовой жиле, которые, как и ранее описанные хрусталоносные пегматиты, кварц-полевошпатовые жилы и скарны, связаны с эндогенными процессами формирования Майдантальского интрузива. В результате исследований делаются выводы об условиях формирования Аюторского рудного поля и об особенностях распределения отдельных газов в этом процессе. Табл. 6. Илл. 4.

УДК 553.45:553.21(571.6)

Кварц-касситеритовый парагенезис и температурные условия образования оловоносных зон Комсомольского района. Кокорин А. М., Кокорина Д. К. — В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. Изд-во «Наука», 1971.

На примере Комсомольского оловорудного района рассматривается изменение типоморфных признаков минералов кварц-касситеритового парагенезиса в зависимости от температурных условий образования. Выявленные особенности парагенетических взаимоотношений минеральных ассоциаций и температур их образования, изменения типоморфных признаков минералов с глубиной позволяют наметить некоторые критерии предварительной оценки уровня эрозионного среза минерализованных зон.

УДК 553.45:553.21(571.65)

Температурные условия формирования оловорудных месторождений касситерит-кварцевой формации Северо-Востока СССР. Научитель М. А., Лугов С. Ф., Макеев Б. В., Потапова Т. М. — В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. Изд-во «Наука», 1971.

Излагаются результаты изучения термовзвучком методом температурных условий образования оловорудных месторождений кварц-касситеритовой формации Северо-Востока СССР. Особое внимание уделяется выяснению оптимальных температур кристаллизации касситерита в месторождениях, относящихся к различным фациям оруденения. На месторождении Иультин установлена прямая вертикальная температурная зональность, проявившаяся в период отложения продуктивной минеральной ассоциации в интервале температур от 360 до 245°С. Средняя температура кристаллизации касситеритов из месторождений кварц-касситеритовой формации Северо-Востока СССР, определенная статистическим методом, равна $356 \pm 14^\circ\text{C}$ при крайних значениях (520—400) — (290—245)°С. Данные термовзвучкового изучения использованы для решения отдельных вопросов рудообразования. Илл. 6.

УДК 549.1:548.4:553.061.13(471.6)

К термодинамике постмагматических процессов минералообразования на Северном Кавказе. Труфанов В. Н. — В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. Изд-во «Наука», 1971.

Рассматриваются основные результаты термометрического анализа четырех промышленных типов месторождений Северного Кавказа — редкометаллических скарновых, полиметаллических, медно-колчеданных и сурьмяно-ртутных. Описывается методика экспериментов, основные генетические типы включений среды минералообразования, приводятся графики декрепитации и температурные интервалы отложения рудных минералов, по данным метода гомогенизации. На основании проведенных исследований и обобщения литературного фактического материала выделяются термобарометрические этапы и стадии минералообразования по каждому типу месторождений, оптимальные параметры кристаллизации главных и сопутствующих оруденению минералов: для скарнового процесса — 450—570, 300—350, 220—280 и 120—170°С; для полиметаллических — 250—280, 190—210, 100—120°С; для сурьмяно-ртутных — 150—170, 90—120, 50—60°С; для медно-колчеданных — 250—320 и 120—150°С. Делается вывод, что эти барьеры рудообразования обусловлены не только общегеологическими причинами (определенная тектоническая обстановка, ювенильный характер гидротерм), но и закономерными изменениями во времени и пространстве внутренней структуры самих рудоносных растворов в связи с геохимической специализацией транспортируемых компонентов. Илл. 5.

УДК 553.44:553.21:549.1:548.4(471.6)

Температурные условия образования полиметаллических месторождений Садонской группы (Северный Кавказ). Радкевич Р. О. — В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. Изд-во «Наука», 1971.

Руды Садонского, Згидского и некоторых других месторождений района отлагались в широком температурном интервале, начиная от температур, близких к критическим (350—400°С), и кончая температурами, соответствующими нормальному геотермическому градиенту (60—70°С). Основная масса руд, судя по обобщенным декрепитограммам, отлагалась в температурном интервале 250—300°С. Косвенным подтверждением этих оценок является наличие в исследованных рудах самородного висмута ($T_{пл} = 271,3^\circ\text{C}$). Сопоставлять данные декрепитации и гомогенизации трудно, поскольку последний метод пригоден лишь для прозрачных минералов (т. е. практически для наиболее низкотемпературных минералов исследованных месторождений). Тем не менее температурные оценки, выполненные с применением декрепитации и гомогенизации для одних и тех же монофазий, обнаруживают достаточно хорошую сходимость результатов. Результаты проведенных исследований хорошо согласуются с геохимическими особенностями изученных месторождений, в частности Садонского месторождения, относящегося к скарновому типу с наложенной сульфидной минерализацией. Табл. 1. Илл. 6.

Температурные особенности формирования субвулканических золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР. Гончаров В. И., Найборodin В. И., Сидоров В. А. — В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. Изд-во «Наука», 1971.

На основании замеров температур гомогенизации газово-жидких включений в кварце и карбонатах установлено, что минеральные ассоциации изученных месторождений формировались в различных температурных условиях — 410—160° С. Разные минералогические типы золото-серебряных месторождений различаются температурными условиями отложения продуктивных ассоциаций. Подтверждается стадийный характер рудоотложения, особенно четко проявившийся на месторождении золото-сфалерит-галенитового типа и сопровождающийся температурными инверсиями в процессе минералообразования. Табл. 1. Илл. 2.

УДК 553.411:549.1:548.1(571.651)

Об условиях формирования золотосных жил Кэпэрвеевского узла Западной Чукотки (по включениям в минералах). Давиденко Н. М. — В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. Изд-во «Наука», 1971.

Приводится характеристика микровключений минералообразующей среды в минералах кварцевых жил Западной Чукотки. На основании типа и температур гомогенизации многофазовых микровключений минералообразующей среды намечается коренное отличие золотосных жил от безрудных. Илл. 4.

УДК 553.411:553.21(571.55)

Стадийность и температурный режим формирования Дарасунского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье). Дмитриев Л. К., Ляхов Ю. В., Эпов И. Н. — В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. Изд-во «Наука», 1971.

Приводятся подробная термометрическая характеристика (по первично-вторичным двухфазовым включениям растворов) выделяемых на месторождении минеральных ассоциаций, характер их взаимоотношений, особенностей связанных с ними околожидельных изменений, а также данные о смене (во времени) агрегатного состояния растворов, их химического состава и температурного режима. Полученные данные позволяют представить формирование дарасунских руд как результат развития сложного многостадийного эндогенного физико-химического процесса пневмотолитово-гидротермального типа, осуществляющегося в высоко-, средне- и низкотемпературных условиях. Илл. 7.

УДК (553.44+553.689.2):553.21:549.1:548.4(477.8)

Термодинамический режим растворов, формировавших барит-полиметаллические руды Беганьского месторождения (Закарпатье). Пизнюр А. В., Платонова Э. Л. — В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. Изд-во «Наука», 1971.

Среди руд Беганьского месторождения выделяются полиметаллические, барит-полиметаллические и баритовые. От поверхности до глубины 150 м распространены баритовые руды, от 150 до 200 м — барит-полиметаллические и ниже 200 м — полиметаллические. Последние пространственно совпадают с аргиллизированными туфами, баритовые — с фацией вторичных кварцитов. Полиметаллические руды формировались при температурах 265—230° С и выше, смешанные — при 180—140° С и из тепловодных растворов. Состав растворов включений в кварце полиметаллических руд характеризовался наличием кальция, натрия, гидрокарбонат-, сульфат-ионов и др., а в барите собственно баритовых руд — кальция, натрия, хлора, фтора. Установлено также, что охлаждение минералообразующих растворов при формировании полиметаллических руд происходило значительно быстрее по сравнению с периодом выпадения из них баритовых руд. Табл. 1. Илл. 1.

УДК 553.634.12:553.21

Об обратной вертикальной температурной зональности на месторождениях флюорита. Пузанов Л. С., Юплус А. В., Корытов Ф. Я. — В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. Изд-во «Наука», 1971.

На примерах флюоритовых месторождений Горного Алтая, Средней Азии, Западного и Восточного Забайкалья освещены факты широкого развития обратной вертикальной зональности. Она фиксируется не только по закономерной смене по падению рудных тел ранних минеральных парагенезисов более поздними, но и по снижению температур составляющих их минералов, в частности флюорита. Выделение типа зональности на ранних этапах изучения месторождений флюорита имеет важное оценочное значение. Табл. 3.

УДК (553.44+553.634.12):553.21:549.1:548.4(575.3)

Физико-химические особенности процессов гипогенной минерализации на флюорит-полиметаллическом месторождении Такоб (Южный Гиссар). Рахманов А. М., Хитаров Д. Н. — В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. Изд-во «Наука», 1971.

Рассматриваются температуры, концентрация и химизм минералообразующих растворов по данным исследования газово-жидких включений в минералах всех последовательных стадий минералообразования на месторождении. В результате экспериментальных исследований методом гомогенизации включений установлены следующие температурные интервалы рудообразования на месторождении: I стадия — 315—130° С; II стадия — 260—120; III стадия — 225—150; IV стадия — 230—110; V стадия — 140—110; VI стадия — 165—85; VII стадия — 117—80° С. Выявлена температурная зональность на месторождении, установлен температурный градиент для наиболее распространенной стадии минерализации. В результате криометрических исследований выявлены концентрации растворов включений в главных минералах каждой стадии минерализации. Методом химического анализа тройных водных вытяжек установлен химический состав растворов включений в наиболее распространенных минералах каждой стадии минерализации на месторождении Такоб. Табл. 2.

О физико-химических условиях образования некоторых месторождений, связанных с субвулканическими гранитами. Берзина А. П., Сотников В. И. В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. Изд-во «Наука», 1971.

Проведены минералотермо- и барометрические исследования Жирекенского, Давендинского, Сорского молибденовых и оловянного Хапчерангинского многоэтапных месторождений, связанных со становлением комплексов субвулканических гранитов. Температурный режим формирования месторождений близок и характеризуется значительным спадом температур: от 700—400 при образовании калишпатизированных и альбитизированных пород до 400—200° С при формировании основной кварцево-рудной минерализации. Появление различных минеральных ассоциаций ставится в зависимость не столько от общего температурного режима, сколько от других факторов, среди которых отмечаются химические особенности минералообразующих растворов.

УДК 553.43+553.462:553.21(479)

Температурные условия формирования медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района. Крамян К. А., Маданян О. Г.— В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. Изд-во «Наука», 1971.

Процесс формирования медно-молибденовых месторождений отчетливо распадается на два качественно отличных периода (этапа) минералообразования: пневматолитовый — минералообразование происходит из надкритических существенно газовых растворов и гидротермальный — минералообразование из газовой-жидких растворов. Медно-молибденовое оруденение формируется лишь из типичных гидротермальных растворов. Особенности проявления стадийности гидротермальных растворов и температурный режим этих месторождений связаны как с особенностями проявления отдельных индивидуальных очагов, так и с различной обстановкой рудоотложения (раздробленность и прогретость вмещающих пород). Табл. 1. Илл. 7.

УДК 553.321.1:549.1:548.4(477)

Постмагматическая минерализация гранитов Каменных Могил (Приазовье). Зацыха Б. В.— В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. Изд-во «Наука», 1971.

Наряду с петрографическим изучением грейзенированных и альбитизированных гранитов массива Каменные Могилы проводились исследования включений в характерных минералах новообразованных зон: кварце, флюорите, позднем альбите, аксессуарных топазе и ксенотиме.

Результаты исследований обобщены в схеме стадийности развития постмагматической минерализации, где выделяются пять стадий. Высокотемпературный щелочной метасоматоз (микроклинизация и альбитизация) сменился среднетемпературной кислотной стадией — грейзенизацией (430—320° С), с которой связаны кристаллизация топаза (430° С), кварца (430—340° С) и флюорита грейзенов (340—320° С). Новое трещинообразование содействовало широкому развитию поздней альбитизации (420—90° С). Растворы сначала были слабощелочные, имели хлоридно-натриевый состав, среди газовой фазы преобладала CO₂. Гетерогенная кристаллизация привела к увеличению щелочности от 7,7 до 8,5. Из этих растворов кристаллизовались аксессуарный ксенотим (210—200° С) и др. К концу стадии растворы становятся кислыми (рН 5,0) — кристаллизация октаэдрического флюорита (130—125° С). Последней проявилась стадия слабощелочных растворов (рН 5,8—6,2) — прожилковая флюоритизация (155—145° С). Табл. 2. Илл. 4.

УДК 549.1:548.4:553.43+553.48(471.324)

Данные минералотермометрических исследований руд и комплекса постмагматических прожилковых образований медно-никелевых месторождений и рудопроявлений в породах докембрийского кристаллического фундамента юго-восточного склона Воронежской антеклизы Баранов И. Я., Василенко В. Н.— В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. Изд-во «Наука», 1971.

Приводятся данные, полученные при проведении минералотермометрических исследований руд и постмагматического комплекса образований в породах кристаллического фундамента юго-востока Воронежской антеклизы. Минералотермометрические исследования проводятся в данном районе впервые. В результате изучения видového разнообразия агрегатного состава включений минералообразующих растворов составлена единая их классификация для данного региона. Сделано заключение о том, что наиболее высокотемпературные образования постмагматического комплекса — аплитовые и пегматитовые и инъекции кварц-полевошпатового состава являются метасоматическими образованиями. Приводятся также данные термовакuumной декрепитации руд. Табл. 1. Илл. 13.

УДК 549.1:548.4:552.3:553.641(471.21)

Классификация включений минералообразующей среды в магматических породах Хибинских апатитовых месторождений. Закржевская А. Г.— В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. Изд-во «Наука», 1971.

В результате проведенных автором исследований в минералах интрузивных пород Хибин выявлены различные типы включений: затвердевшие, газовые, жидкие и комбинированные. Всего установлено свыше 40 их видов и разновидностей. Все разнообразие включений отражено в предлагаемой автором классификации.

Изученные особенности размещения включений во вмещающих минералах позволили выделить три генетических типа включений: первичные, мимно-вторичные и вторичные. Сделан вывод, что резко подавляющая масса включений возникла в результате захвата вещества породообразующими минералами в процессе их магматической кристаллизации. Табл. 1.

Исследования газовой-жидких включений в породах и минералах для выявления стадийности метасоматических образований. Голева Р. В., Мельников Ф. П. — В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. Изд-во «Наука», 1971.

В пределах древнего кристаллического щита изучены своеобразные щелочные метасоматиты (альбититы), сформировавшиеся в результате метаморфизма и гранитизации вмещающих пород. В процессе их преобразования выделяются три стадии: в первую стадию образуются внешняя, промежуточная и внутренняя зоны метасоматической колонки, во вторую — выделяются альбит, рибекит, сфен, апатит и рутил, в третью — проявляется интенсивное окваривание.

Проведенные термометрические и декрепометрические исследования газовой-жидких включений позволили выявить наибольшую насыщенность включениями пород внутренних зон метасоматитов. Выявлено различие между кварцами I и II стадий. Определен температурный режим кристаллизации кварца поздней стадии. Установлен ореол распространения газовой-жидких включений во вмещающих породах. Комплексное изучение метасоматического процесса геолого-минералогическими и геохимическими методами с исследованием газовой-жидких включений позволяет более полно проследить его эволюцию.

УДК 553.411:549.1:548.4

Проблемы исследования золоторудных месторождений по включениям в минералах. Рожков И. С., Андрусенко Н. И. — В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. Изд-во «Наука», 1971.

Приводится краткий обзор изучения включений в минералах зарубежных золоторудных месторождений — Калифорнии, Австралии, Канады, Румынии и Индии и золоторудных месторождений СССР. Рассмотрены температурные условия формирования некоторых золоторудных месторождений СССР, относящихся к двум генетическим типам: близповерхностные малых глубин (до 1 км) и месторождения средних глубин (от 1 до 5 км). Месторождения золота этих генетических типов являются в основном среднетемпературными, и формирование их происходит в довольно широких интервалах температур: 490—50° (Урал), 410—60° (Северо-Восток), 430—50° (Восточное Забайкалье). Табл. 1.

УДК 549.1:548.4:553.2

Исследования включений минералообразующих сред за рубежом (1965—1967 гг.) Богоявленская И. В. — В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. Изд-во «Наука», 1971.

Приводится обзор работ американского ученого Э. Роддера по исследованию включений расплавов. Им были обнаружены включения сильно сжатого обычно сжиженного CO₂ в смеси со стеклом в минералах оливинсодержащих стяжений в 72 разновидности базальтов.

Анализируются работы французских исследователей — Д. Туре и Д. Джейм об исследовании 500 первичных пересыщенных включений во флюорите рудника Марокко; немецкого исследователя Р. Кранца, давшего анализ газовых углеводородных включений из флюоритов Вельсендорфа, и чехословацких исследователей З. Трдлички и Я. Коуфал. Японский исследователь Т. Миязава на Шотландском симпозиуме в 1967 г. доложил о результатах использования многочисленных температурных данных, полученных при изучении газовой-жидких включений, для определения нижнего предела глубины образования гидротермальных жил. Монгольский исследователь Ж. Лхамсурен, изучая кристаллы топаза из грейзенового месторождения, описал специфические группы газовой-жидких включений, которые он назвал тенями твердых включений.

Рудообразующая среда по включениям в минералах

Утверждено к печати Научным советом по рудообразованию

Редактор *Е. И. Несмелов*. Художественный редактор *С. А. Литвак*
Художник *Э. Л. Эрман*. Технический редактор *В. Д. Прилепская*

Сдано в набор 12/VIII-71 г. Подписано к печати 18/II-1972 г. Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 14,75+1 вкл. Усл. печ. л. 21,0. Уч.-изд. л. 20,4. Тираж 1000 экз. Т-03919. Бумага № 2. Тип. зак. 2763.
Цена 1 р. 75 к.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

360

2