

И. П. ЩЕРБАНЬ

---

**УСЛОВИЯ  
ОБРАЗОВАНИЯ  
НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ  
ОКОЛОРУДНЫХ  
МЕТАСОМАТИТОВ**

---

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

И. П. ЩЕРБАНЬ

# УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

(на примере Алтае-Саянской области)

Ответственный редактор  
академик *В. А. Кузнецов*



---

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск, 1975

В книге приводится минералого-петрографическая характеристика главнейших типов низкотемпературных околорудных метасоматитов. Выполнен термодинамический анализ процессов околорудного метасоматоза, сопровождаемый экспериментальной проверкой отдельных его фрагментов. Решены уравнения диффузионной и инфильтрационно-диффузионной двухчленных метасоматических колонок. Даются примеры расчета тепловых полей вблизи трещинных систем. Предложена классификация гидротермально измененных пород.

Рассматриваются возможности использования метасоматитов при поисках месторождений соответствующего типа. Книга рассчитана на геологов, изучающих рудные месторождения.

## ВВЕДЕНИЕ

Гидротермально измененные породы различных генетических типов, в том числе довольно обширная группа низкотемпературных метасоматитов, пользуются, как известно, широким распространением во многих рудных провинциях, сопровождая в качестве околорудных изменений гидротермальные месторождения свинца, цинка, золота, вольфрама, меди, ртути и других металлов. Как свидетельствует более чем вековой опыт, изучение измененных пород имеет не менее важное теоретическое значение, чем исследование собственно рудного вещества, поскольку позволяет получить независимым путем достаточно полную и содержательную информацию о физико-химических особенностях процессов гидротермального рудообразования. Немаловажным следует считать и то обстоятельство, что изучение гидротермально измененных пород приобретает нередко значительный практический интерес, обусловленный возможностью использования их в качестве поисковых критериев при усложняющихся с каждым годом поисках и разведке целого ряда видов дефицитного минерального сырья.

В связи с изложенным совершенно естественно представляется постоянное внимание к различным типам гидротермально измененных пород со стороны значительного числа известных исследователей. Важнейшими по своему значению являются теоретические работы Д. С. Коржипского и его последователей, оказавшие большое влияние на пути и методы изучения процессов метасоматоза. Широкую известность получили, кроме того, опубликованные в последние годы сводные обобщающие работы и монографии, в которых приводится детальное и всестороннее описание отдельных типов метасоматитов: скарнов (Жариков, 1959, 1966<sub>2</sub>, 1968; Овчинников, 1960; Маракушев, 1958), грейзенов (Руб, 1957; Беус, 1960; Беус и др., 1962; Щерба, 1968; Рундквист и др., 1971; и др.), вторичных кварцитов (Наковник, 1968), пропилитов (Васильевский, 1968; Русinov, 1968), альбититов (Беус, 1960; Павленко, 1963; и др.). Исчерпывающая характеристика низкотемпературных околорудных метасоматитов ряда районов локализации редкометалльных, урановых и ртутных месторождений содержится в работах М. Б. и Н. И. Бородаевских (1947, и др.), Ю. В. Казицына (1966<sub>2</sub>), Б. И. Омеляненко (1966<sub>2</sub>), В. П. Федорчука (1969) и некоторых других исследователей. Немало первостепенных по своему значению вопросов генезиса различных типов гидротермально измененных пород, их систематики и номенклатуры, возрастных и генетических взаимоотношений друг с другом и с проявлениями магматизма и оруденения обсуждалось в журнальных статьях, общее количество которых исчисляется многими сотнями наименований.

Вместе с тем нельзя не отметить, что гидротермально измененные породы многих весьма значительных по площади и своеобразных по геологическому строению районов локализации рудных месторождений, в том числе Алтае-Саянской области, изучены еще сравнительно слабо, и

обобщающих работ, подобных названным выше, по ним до сих пор не существует. Обращает на себя внимание и то обстоятельство, что далеко не все особенности условий образования целого ряда типов метасоматитов и, в частности, низкотемпературных околорудных метасоматитов изучены с необходимой полнотой и детальностью. Достаточно сказать, что многие современные представления о температуре, давлении, составе гидротермальных растворов, обусловивших образование гидротермально измененных пород, и о других параметрах гидротермальных систем основываются в большинстве случаев на весьма незначительном термодинамическом и экспериментальном материале и, таким образом, нередко не выходят из области предположений. Далеко недостаточно изучены, по крайней мере, применительно к некоторым типам метасоматитов, остается такой важный и интересный вопрос, как влияние минерального и химического состава исходных пород на строение метасоматических колонок в целом и на состав каждой зоны в отдельности. Более детального изучения заслуживают, по-видимому, механизмы реакций формирования некоторых типов гидротермально измененных пород, особенности эволюции химической активности гидротермальных растворов под влиянием изменения прочих физико-химических параметров и прежде всего температуры, закономерности формирования тепловых полей гидротермальных систем и некоторые другие.

Именно этим вопросам посвящена настоящая книга. В основу ее положен собранный в поле и впоследствии обработанный в лабораторных условиях геологический и минералогический материал по околорудным низкотемпературным метасоматитам золоторудных, колчеданно-полиметаллических, ртутных и в меньшей мере флюоритовых и вольфрамовых месторождений главным образом Алтае-Саянской области и только в отдельных случаях — некоторых других регионов. Ориентировочное расположение большинства из них приведено ниже на рис. 1. Вместе с тем около половины объема книги посвящено общим вопросам, таким как термодинамический анализ процессов околорудного низкотемпературного метасоматоза с экспериментальной проверкой и моделированием отдельных его фрагментов; закономерностям формирования тепловых полей с оценкой интенсивности главнейших видов тепловой энергии; некоторым особенностям процессов взаимодействия гидротермальных растворов различного состава с вмещающими породами, и ряду других. Кроме того, в качестве отдельной главы в книгу включены результаты исследований некоторых закономерностей диффузионной и диффузионно-инфильтрационной метасоматических колонок, выполненные с использованием математических методов исследования совместно с сотрудниками Института гидродинамики СО АН СССР В. И. Пеньковским и Е. В. Щербань.

Автор пользовался постоянной помощью и содействием со стороны В. А. Кузнецова и В. С. Соболева, сделавших ряд ценных замечаний и предложений. Отдельные положения обсуждалась с большой пользой для автора с Д. Г. Ажгиреем, Я. Н. Белевцевым, В. А. Жариковым, И. П. Ивановым, И. Н. Кигаем, А. А. Маракушевым, Ю. П. Мельником, Г. Б. Намумовым, Н. А. Озеровой, И. Л. Ходаковским, а также товарищами по работе — сотрудниками ряда лабораторий рудно-петрографического профиля ИГиГ СО АН СССР. В проведении экспериментальных работ и теплофизических и термодинамических расчетов большую помощь оказали автору И. Н. Широких и Г. А. Боровикова. При составлении графических приложений автор пользовался советами и помощью П. М. Бондаренко, а их оформление выполнено В. В. Скорницкой. Автор выражает всем названным товарищам свою признательность.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Как неоднократно отмечалось (Кузнецов, 1954, 1958, 1966 и др.), Алтай-Саянская область отличается весьма сложным строением и состоит из разновозрастных по времени консолидации складчатых сооружений (рис. 1).

На ее восточной окраине, непосредственно вдоль Сибирской платформы, выделяется наиболее древняя по возрасту зона протерозойской складчатости. Для нее характерны толщи метаморфических сланцев протерозойского возраста, а также метаморфизованные терригенно-карбонат-

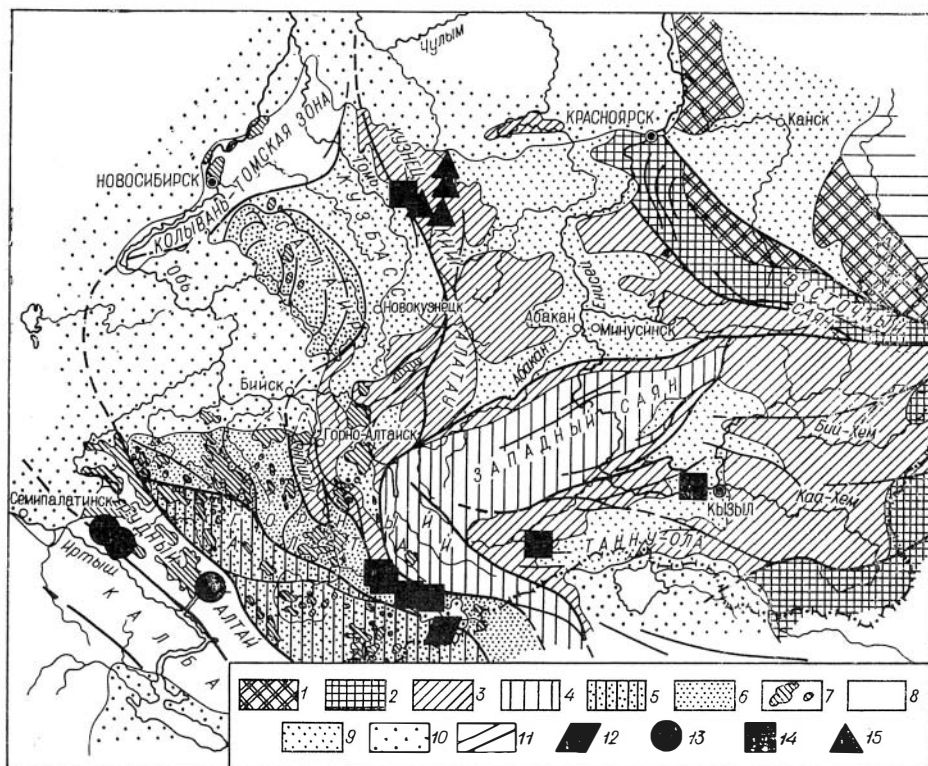


Рис. 1. Размещение изучавшихся месторождений в Алтай-Саянской складчатой области (на структурно-металлогенической основе, Кузнецов, 1967).

1 — краевые поднятия фундамента Сибирской платформы; 2 — зоны кембрийской (салаирской) складчатости; 3 — зоны протерозойской (байкальской) складчатости; 4 — зоны каледонской складчатости; 5 — зона (Чарышско-Теректинская) каледоно-герцинской складчатости; 6 — Ануйско-Чуйская каледоно-герцинская зона; 7 — герцинские гранитоидные комплексы; 8 — складчатые зоны герцинской Зайсанской системы; 9 — герцинские краевые и межгорные прогибы; 10 — третичные отложения; 11 — зоны глубинных разломов; разломы меньшего масштаба; месторождения: 12 — вольфрамовые, 13 — колчеданно-полиметаллические, 14 — ртутные, 15 — золоторудные.

дые формации рифея, прорванные докембрийскими интрузиями, преимущественно гранитными по составу. В современной тектонической структуре байкалид выделяются Главной Восточно-Саянской антиклинорией, а также Прикосогольский и Сангиленский массивы, представляющие окраинные части обширного Тувино-Монгольского массива. Кроме того, в состав системы байкалид входят сложенные архейскими и нижнепротерозойскими кристаллическими сланцами краевые поднятия фундамента Сибирской платформы: Каиский, Бирюсинский и Байкало-Окинский массивы.

Западнее зоны байкальской складчатости располагается обширная область каледонских складчатых сооружений, составляющих основную часть территории Алтае-Саянской провинции. В пределах этой области, в свою очередь, выделяются зоны более ранней консолидации, закончившие геосинклинальную стадию развития уже во второй половине кембрия, и зоны более поздней консолидации, в которых геосинклинальная стадия развития продолжалась в позднем кембрии и ордовике и завершилась в конце ордовика или начале силура. Соответственно выделяются два этапа стабилизации складчатых структур: салаирский и каледонский.

Для салаирских складчатых зон характерно широкое развитие геосинклинальных, существенно карбонатных формаций рифея, а также эффузивных и эффузивно-осадочных формаций нижнего и среднего кембрия, дислоцированных, метаморфизованных и прорванных кембрийскими интрузиями гипербазитовой, габбро-перидотитовой и габбро-плагиогранитной формаций. Верхний структурный ярус салаирских зон образуют силурийские и девонские отложения, обычно слабо дислоцированные. Наложены проявления каледонского и герцинского глубинного магматизма представлены, как правило, посторогенными интрузиями основной, реже кислой и щелочной магмы. К собственно каледонским складчатым зонам могут быть отнесены те участки каледонской геосинклинальной области, которые испытали складчатость в синийско-кембрийском этапе, сохранили относительную подвижность и продолжали геосинклинальное развитие в позднем кембрии и ордовике. В строении этих зон в качестве нижнего структурного яруса участвуют эффузивные и вулканогенно-кремнеисто-сланцевые формации кембрия, прорванные кембрийскими же интрузиями, в том числе гипербазитовыми. Вместе с тем в отличие от салаирских зон, в каледонидах развиты мощные терригенные флишеидные формации позднего кембрия и ордовика. В зонах разломов и смятия они испытали локальный, нередко весьма интенсивный метаморфизм и представлены кристаллическими сланцами и гнейсами. В каледонских зонах проявляются характерные для них раннекаледонские синорогенные гранитные интрузии батолитового типа. В верхнем структурном ярусе каледонид наблюдаются имеющие локальное развитие формации межгорных прогибов — силурийские и девонские пестроцветные осадочные и вулканогенно-осадочные толщи. В некоторых, особенно западных, районах проявляется не только каледонский, но и наложивший герцинский глубинный магматизм, в частности в виде гранитных интрузий и посторогенных малых интрузий, обычно приуроченных к зонам разломов.

Таким образом, в тектоническом развитии и в развитии магматизма Алтае-Саянской области достаточно отчетливо выделяются три крупных цикла. Наиболее древний из них, байкальский, не поддается более подробному расчленению в настоящее время в связи с ограниченностью фактических данных. Для этого цикла характерно, в частности, развитие гранитных формаций со слюдоносными и редкометальными пегматитами. Следующий, салаирско-каледонский тектоно-магматический цикл распадается на две магматические и, соответственно, металлогенические эпохи — салаирскую и собственно каледонскую. Салаирская металлогеническая эпоха в Алтае-Саянской области отличалась фемическим профилем, приближающимся по типу к уральскому. В эту эпоху существовали ус-

ловия, благоприятные для формирования вулканогенно-осадочных железорудных, меднорудных и колчеданных формаций, накопления руд марганца и фосфора, образования хромовых и никелевых руд, а также магматогенных руд железа, титана, золота и, в меньшей мере, вольфрама и молибдена. Собственно каледонская эпоха на ранних стадиях характеризовалась сложным геохимическим профилем, обусловленным появлением вольфрамо-молибденовой минерализации, связанной с ордовикскими граптоидами. На более поздних стадиях в связи с дифференциацией тектонических условий в разных структурно-формационных зонах проявилось довольно разнообразное оруденение, представленное железорудными, золоторудными, редкометальными и другими формациями, считающимися характерными для поздних этапов развития подвижных зон. В герцинском тектоно-магматическом цикле также могут быть выделены две металлогенические эпохи — раннегерцинская и позднегерцинская. В раннегерцинской эпохе вновь появились характерные для геосинклинальных прогибов доскладчатые рудные формации: железорудная вулканогенно-осадочная, баритово-полиметаллическая и др. В позднегерцинской эпохе отчетливо выделяется складчатая стадия с характерными для средних этапов развития подвижных зон редкометальными и вольфрамо-молибденовыми рудными формациями, связанными с гранитными батолитовыми магматическими комплексами. Наконец, в той же эпохе устанавливается послескладчатая стадия с диабазовыми и лампрофировыми магматическими и связанными с ними медно-свинцово-цинковой, медно-кобальтовой, флюоритовой и другими рудными формациями. Наиболее поздней завершающей является посторогенная, возможно послегерцинская ртутная формация, не обнаруживающая прямой связи с какими-либо магматическими комплексами (табл. 1).

В книге приводятся результаты исследования гидротермально измененных пород, сопровождающих в качестве окологорных изменений низко- и среднетемпературные рудные месторождения, объединяемые в четыре рудные формации: кварцево-золоторудную, получившую наиболее широкое распространение в Кузнецком Алатау; ртутную, развитую в Горном Алтае, Туве, Кузнецком Алатау и некоторых других районах; сульфидно-шеелитовую штокверковую, представленную Урзарсайским месторождением, и формацию медных и колчеданно-полиметаллических руд Рудного Алтая. В пределах месторождений этих формаций достаточно широкое развитие получили лиственитизированные — березитизированные, окварцованные, доломитизированные, аргиллитизированные, хлоритизированные и гумбенитизированные породы, т. е., по существу, почти все известные в настоящее время типы низкотемпературных гидротермально измененных пород.

## Г л а в а 2

### ЛИСТВЕНИТИЗИРОВАННЫЕ И ЛИСТВЕНИТОПОДОБНЫЕ ПОРОДЫ

Листвениты и лиственитизированные породы с давних пор привлекают внимание многих исследователей, посвятивших свои работы особенностям геологического положения этих пород, их минералогической и петрографической характеристике, условиям образования, а также вопросам систематики и возрастных и генетических взаимоотношений с различными магматическими образованиями и оруденением (Кротов, 1915; Заварицкий, 1927; Кузнецов, 1936; Лодочников, 1936; Бетехтин, 1937; Елисеев, 1938; Сердюченко, 1935; Барсапов и др., 1936; Бородаевская, 1944; Соловьев, 1947, 1960; Бок, 1956; Михайлов и др., 1956; Ракчеев, 1957; Бородаевский, 1959, 1960; М. Жариков, 1961<sub>1-2</sub>; В. Жариков, 1959;



Формации эндогенных рудных месторождений и метасоматитов Алтае-Саянской области (на основе классификации рудных формаций В. А. Кузнецова, 1966)

Тектоно-магматический цикл	Стадия (этап)	Рудоносные магматические формации (и комплексы)	Рудные формации	Метасоматические формации	Типовое рудопроявление
		Байкальский		Гранитные интрузии батолитового типа (онгойский и дербинский комплексы)	Слюдоносные и редкометальные пегматиты
Габброидные интрузии (бильчирский комплекс)	Титаномагнетитовая			Не установлены	Восточный Саян
	Железистые кварциты метаморфогенные				Эрзинские и др.
Гранитные интрузии батолитового типа (саянский и эрзинский комплексы)	Слюдоносные и редкометальные пегматиты			Не установлены	Восточный Саян и др.
Гипербазиты (ильчирский? комплекс)	Асбестовая; нефритовая			Талькиты (?)	Восточный Саян
Вулканогенная спилит-диабазовая	Железорудная вулканогенно-осадочная; самородной меди; колчеданно-полиметаллическая			Хлоритолиты (?), серпидитолиты (?)	Восточный Саян; Горная Шория
Гипербазитовая (актовракский комплекс)	Хромитовая; асбестовая; тальковая			Талькиты (?)	Салаир, Тува и др.
Габбро-диорит-диабазовая (бюйский и др. комплексы малых интрузий)	Титаномагнетитовая магматическая; кварц-золоторудная гидротермальная			Листвениты-березиты	Кузнецкий Алатау
Габбро-нироксенит-дунитовая (лысанский и др. комплексы)	Титаномагнетитовая и медно-никелевая магматические				Восточный и Западный Саян
Габбро-плагногранитная (таннуольский, мартайгинский и др. комплексы)	Магнетитовые скарповая и гидроксилкватная; золото-сульфидная скарповая; кварц-золоторудная			Скарны; хлоритолиты; листвениты-березиты	Горная Шория; Восточный Саян; Тува и др.
каледонский		Ранняя (салаирская)			

	Средняя	Габбро-сyenитовая (кондомский комплекс)	Магнетитовая скарновая	Скарны	Горная Шория
		Плагногранитная (Маниская интрузия)	Медно-кольчатая гидротермальная	Хлоритолиты (?); Серицитолиты (?)	Западный Саян
Поздняя		Гранитовая и граносyenитовая (улень-туимский и др. комплексы)	Медно-молибден-вольфрамовая скарновая; кварц-золоторудная гидротермальная	Скарны; листвениты — березиты	Кузнецкий Алатау
		Гранитная баголитовая (шапшальский и др. комплексы)	Редкометальная пегматитовая; кварц-молибденовая грейзеновая	Грейзены	Восточный Саян и др.
		Гранит-порфировая (сорский комплекс)	Медно-молибденовая гидротермальная штокверковая	Серицитолиты	Кузнецкий Алатау
		Гранит-граносyenитовая (сютхольский и др. комплексы)	Кварцево-вольфрамитовая и молибденовая гидротермальная	Грейзены	Тува
		Габбро-сyenитовая (шатыйский комплекс)	Титано-магнетитовая магматическая		Горная Шория
		Щелочных и нефелиновых сyenитов (сайбарский, горячегогорский и др. комплексы)	Нефелиновая и редкометальная магматическая и карбонатитовая	Карбонатиты	Кузнецкий Алатау, Тува
		Габбро-сyenитовая (торгалыкский комплекс малых интрузий)	Магнетитовая скарновая; медно-мышьяково-кобальтовая гидротермальная	Скарны	Тува
		Диорит-диабазовая (комплекс малых интрузий)	Кварцево-золоторудная гидротермальная	Листвениты — березиты	Салаир
		?	Кольчатно-полиметаллическая гидротермальная	Хлоритолиты; серицитолиты	Салаир; Рудный Алтай

Тектоно-магматический цикл		Стадия (этап)	Рудоносные магматические формации (и комплексы)	Рудные формации	Метасоматические формации	Типовое рудопроявление
Герцинский	Ранняя		?	Свинцово-цинковая телотермаль-ная	Доломитолиты (хлоритолиты)	Мишусинская котловина
		Вулканогенная кварц-кератофировая	Гематитовая вулканогенно-осадочная			Калгутинское и др.
		Гранитная (тельбесские гранитные интрузии Алтая)	Магнетитовая скарповая; гематитовая гидротермальная	Скарпы; хлоритолиты		Горный Алтай
	Средняя	Габбро-диабазовая (чарышский комплекс малых интрузий)	Магнетитовая скарповая; мышьяково-кобальтовая скарповая	Скарпы		Нисское; Владимирское
		Сложные гранитные формации (яломанский и др. комплексы Алтая)	Скарповая полиметаллическая; редкометалльно-полиметаллическая	Скарпы		Горный Алтай
		Гранитная батолитовая (калбинский, белокурихинский, юстыдский комплексы)	Редкометалльная пегматитовая; редкометалльно-вольфрамитовая скарповая; кварц-молибден-вольфрамовая гидротермальная; сульфидно-шнеллитовая штокверковая	Скарпы; грейзены; гумбеиты		Тигирецкое; Белорецкое; Горный Алтай; Узарсайское
	Поздняя	Диабазовая и лампрофировая (теректинский и чуйский комплексы малых интрузий)	Медно-свинцово-цинковая гидротермальная; медно-кобальтовая гидротермальная; барит-полиметаллическая; флюоритовая гидротермальная	Листвениты — березиты; аргиллизиты		Урсульское; Чуйское; Кызыл-Чинское; Каяичинское
		—	Ртутная гидротермальная	Аргиллизиты		Акташское

Жариков и др., 1965; Кришталъ, 1962; Кашкай, 1964<sup>1-2</sup>; Омеляненко, 1966<sub>2</sub>; и др.). Широко известны, кроме того, сводные обобщающие работы по лиственикам некоторых районов Урала (М. Б. и Н. И. Бородаевские, 1947) и Азербайджана (Азизбеков, Кашкай, 1935; Кашкай, Аллахвердиев, 1965).

В настоящей главе приводится характеристика относительно слабо изученных листвеников — березитов и лиственикоподобных пород, получивших достаточно широкое распространение в целом ряде районов локализации ртутных и золоторудных месторождений Алтае-Саянской области. При этом, в отличие от большинства предыдущих исследователей, основное внимание было обращено на сравнительное изучение продуктов лиственизации — березитизации пород различного состава и на термодинамический анализ условий их образования. Кроме того, для проверки некоторых наиболее важных реакций, в частности реакций диссоциаций кварцево-магнезитовой минеральной ассоциации, т. е. по существу, листвеников, была поставлена в гидротермальных условиях серия экспериментов. Как показали проведенные исследования, в пределах Алтае-Саянской области получили распространение все три выделенные Н. И. Бородаевским (1960) генетические разновидности листвеников и лиственикоподобных пород: лиственизированные — березитизируемые гидротермального генезиса, «биметасоматические» лиственизированные и лиственикоподобные метаморфогенные.

#### ЛИСТВЕНИТИЗИРОВАННЫЕ — БЕРЕЗИТИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ГЕНЕЗИСА

Как уже упоминалось, лиственизированные — березитизируемые породы гидротермального генезиса получили значительное распространение в ряде районов Алтае-Саянской области и в особенности в Кузнецком Алатау, на примере которого и проводилось изучение этих пород.

В геологическом строении Кузнецкого Алатау выделяются четыре структурных этажа, соответствующих породам верхнего архея — протерозоя, синия — среднего кембрия, верхнего кембрия — ордовика и нижнего — среднего девона. Наиболее древние породы верхнего архея — протерозоя представлены в рассматриваемом районе интенсивно дислоцированной и метаморфизованной, многокилометровой по мощности толщей кристаллических сланцев, гнейсов, мигматитов и мраморов. Залегающие на них с резким несогласием осадочно-вулканогенные образования синия — нижнего кембрия занимают до 30% территории Кузнецкого Алатау и сложены известняками, доломитами, песчаниками, сланцами и эффузивными породами основного, среднего и кислого состава. Лагуно-континентальные отложения верхнего кембрия — ордовика приурочены, в основном, к подвижной зоне вдоль границы Кузнецкого Алатау с Кузбассом и образуют небольшие грабен-синклиналильные структуры. В их состав входят красноцветные и известковистые песчаники, сланцы, конгломераты и известняки. Породы нижнего и среднего девона широко развиты и наиболее полно изучены в пределах впадин, окаймляющих Кузнецкий Алатау с востока, северо-востока и запада. Они сложены алевритами, песчаниками, сланцами, известковистыми мергелями, известняками и вулканогенными толщами.

В Кузнецком Алатау широко распространены, кроме того, различные по составу и времени проявления интрузивные породы, занимающие около 40% площади района. Преимущественное развитие здесь получили гнейсы, габбро и сложные по строению батолиты существенно гранитоидного состава, с которыми генетически связано большинство золоторудных месторождений.

В качестве объектов для исследования были выбраны Семеновское, Берикольское, Комсомольское, Центральное и Ударное месторождения,

характеризующиеся сходными условиями образования, но залегающие в породах различного состава — от ультраосновных до кислых включительно. В последних работах (Кузнецов, 1966, и др.) все они относятся к одной и той же кварцево-золоторудной гидротермальной рудной формации.

Гидротермально измененные породы на месторождениях данной формации пользуются довольно широким распространением. Эти образования в отличие от описанных ниже кварцево-карбонатных пород иного генезиса слагают околосильные ореолы вблизи золоторудных жил и рудоносных зон брекчирования и дробления. Форма таких ореолов в значительной степени зависит от конфигурации жил и зон брекчирования и дробления, которые они окаймляют, и представлена обычно вытянутыми по простиранию полосами, уплощенными линзами и несколько реже — неправильной формы телами. Последние, как правило, наблюдаются в узлах пересекающихся нарушений и рудных жил. Протяженность ореолов измененных пород колеблется обычно в пределах нескольких сотен метров при мощности, составляющей 0,5—1,5 м. Строение их довольно часто характеризуется отчетливо выраженной асимметрией, которая заключается в несколько большей мощности метасоматических зон со стороны висячего бока рудоносных жил по сравнению с лежащим.

Перейдем теперь к характеристике метасоматитов упомянутых месторождений, которые, как уже было отмечено, локализуются в магматических породах самого различного состава от ультраосновных до кислых включительно, а также в известняках.

## ЛИСТВЕНИТИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ УЛЬТРАОСНОВНОГО СОСТАВА

Гидротермальные изменения в ультраосновных породах изучались на Семеновском золоторудном месторождении, состоящем из серий кварцево-карбонатных золоторудных жил, залегающих в практически полностью серпентинизированных гипербазитах (рис. 2). Протяженность жил изменяется обычно в пределах нескольких десятков метров при мощности, составляющей несколько десятков сантиметров. Нерудные минералы жил представлены в основном кварцем и карбонатом, а рудные, помимо золота, — пиритом, халькопиритом и другими, менее широко распространенными минералами (Булыгинков, 1948).

Серпентиниты, вмещающие большинство рудоносных жил Семеновского месторождения, сложены, главным образом, антигоритом, образующим небольшие по размеру чешуйки, переплетающиеся в линейно вытянутые и сноповидные агрегаты. Кроме антигорита в серпентинитах встречаются тальк, хлорит, магнетит, хромшпинелид и вторичные минералы — в основном гидроокислы железа. Измененные вблизи золоторудных тел серпентиниты отличаются от неизмененных меньшей плотностью и более светлой окраской и преобладанием серых и буровато-серых тонов. В строении их отчетливо выделяются две метасоматические зоны, распо-

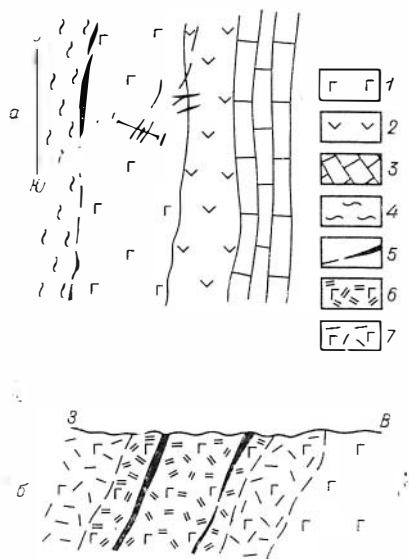


Рис. 2. Семеновское месторождение: а — схема геологического строения; б — строение гидротермально измененных серпентинитов.

1 — серпентинизированные и оталькованные гипербазиты; 2 — интрузивные породы основного состава; 3 — известняки; 4 — метаморфические сланцы; 5 — рудоносные жилы; 6 — кварцево-карбонатные породы; 7 — тальково-карбонатные породы.

женные в следующем порядке: неизмененный серпентинит → тальково-карбонатная порода → кварцево-карбонатная порода (рис. 2, б).

Тальково-карбонатная порода сложена, как это следует из ее наименования, в основном двумя минералами: магнезитом, образующим изометричные зерна размером 0,2—0,5 мм, и тальком, мелкочешуйчатые агрегаты которого как бы цементируют зерна карбоната. Количественные соотношения этих двух минералов, составляющих в сумме 90—95% породы, изменяются в довольно широких пределах. Кроме талька и карбоната в составе описываемой породы встречается небольшое количество реликтовых минералов, представленных антигоритом, хромшинелидом и магнетитом.

Кварцево-карбонатные породы, составляющие зону, непосредственно примыкающую к рудным телам, характеризуются по сравнению с тальково-карбонатными и карбонатно-тальковыми породами более массивным сложением, отсутствием расщепленности и зеленовато-серой, иногда зеленой окраской. Сложены они, как и типичные листвениты, кварцем и магнезитом ( $N_0=1,700$ ;  $N_e=1,509$ ), которые однако, в данном случае отмечаются исключительно в виде очень мелких (0,01—0,005 мм) зерен, ассоциирующих в неправильной формы пятнообразные с распылчатыми краями агрегаты. Помимо кварца и магнезита в составе рассматриваемой зоны устанавливаются, правда, в очень небольших количествах, тальк, фуксит, магнетит, хромшинелид и шприт.

Результаты термических исследований карбонатов, входящих в состав рассматриваемых пород, приведены на рис. 3. Как видно, большинство кривых нагревания (1—4 и б) характеризуется наличием трех интенсивных эндотермических эффектов, максимумы которых проявились при температурах 550—610, 730—820 и 800—870° С. Температуры проявления отмеченных эндотермических эффектов позволяют предположить, что они обусловлены соответственно разложением карбонатов типа магнезита и доломита, причем в количественном отношении первый минерал в большинстве случаев преобладает. Данные рентгеноструктурного анализа карбонатов, выделенных из аносерпентинитовых лиственитоводобных пород, согласуются с результатами термических исследований. Изменения химического состава серпентинитов в процессе их лиственитизации показаны в табл. 2 и на рис. 4.

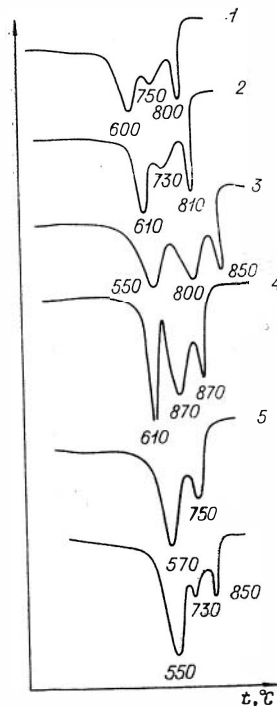


Рис. 3. Термограммы карбонатных фракций лиственитов Семеновского месторождения.

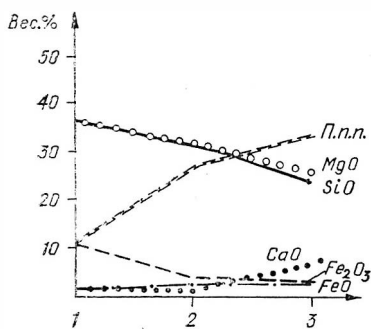


Рис. 4. Переменение вещества в процессе образования гидротермальных лиственитов Семеновского месторождения.

## Результаты химических анализов свежих и гидротермально измененных пород некоторых золоторудных месторождений Кузнецкого Алатау

№ п/п	Порода, месторождение	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	TiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	П. п. л.	Σ	CO <sub>2</sub>
1	Серпентинит (Семеновское) . . .	36,54	1,20	10,45	1,52	1,18	36,62	0,11	0,48	0,14	—	—	—	11,46	99,70	0,11
2	Тальково-карбонатная порода (Семеновское) . . . . .	31,42	0,70	4,21	2,23	1,42	32,43	—	0,25	0,25	—	—	—	27,53	100,44	14,16
3	Лиственины (Семеновское) . . . .	24,42	1,22	3,84	3,45	6,63	25,88	—	0,35	0,15	—	—	—	33,72	99,66	26,49
4	Плагиоклазовый порфирит (Беркульское) . . . . .	50,11	14,96	0,32	8,85	9,57	8,31	0,15	1,10	1,01	1,76	0,27	0,48	2,72	99,61	0,72
5	Измененный порфирит (Беркульское) . . . . .	51,23	13,15	Н. о.	7,78	6,54	6,10	0,05	1,04	2,20	0,27	0,26	0,35	11,02	99,99	6,34
6	То же . . . . .	43,09	15,47	0,53	7,52	7,34	7,54	0,14	1,15	2,95	0,16	0,29	0,65	12,70	99,53	7,59
7	» . . . . .	42,79	9,18	2,04	5,06	16,13	4,28	0,41	0,64	2,52	0,16	0,17	0,59	16,71	100,68	15,71
8	» . . . . .	23,40	9,16	Н. о.	6,87	20,88	7,55	0,43	0,67	2,57	0,27	0,19	0,51	27,64	100,14	26,76
9	Диотизированное габбро (Комсомольское) . . . . .	50,13	21,70	1,12	4,82	10,11	1,99	Н. о.	0,60	2,46	3,95	0,15	0,03	3,10	100,16	2,51
10	Слабо измененное диоритизированное габбро (Комсомольское) . .	53,55	25,19	0,47	1,78	8,64	0,29	0,02	0,15	1,69	4,11	0,05	Н. о.	4,12	100,06	2,18
11	То же . . . . .	53,63	25,19	0,84	3,51	4,66	0,24	0,04	0,15	2,58	4,04	0,05	0,57	4,79	100,29	4,31
12	Сильно измененное диоритизированное габбро (Комсомольское)	53,25	25,29	0,66	1,34	4,26	0,43	0,05	0,22	1,83	3,77	0,17	0,15	8,24	99,66	5,28
13	То же . . . . .	62,74	16,40	0,67	3,63	5,92	1,10	0,05	0,34	2,83	0,13	0,09	0,35	6,40	99,65	4,15
14	» . . . . .	65,28	17,15	2,38	2,45	2,59	0,78	0,04	0,28	3,55	0,22	0,09	0,49	4,33	99,63	1,60
15	Гранодиорит (Центральное) . . . .	64,33	16,72	0,62	2,62	4,85	1,19	0,05	0,47	1,86	4,18	0,19	0,12	2,51	99,71	1,16
16	Измененный гранодиорит (Центральное) . . . . .	64,24	17,12	0,40	3,36	4,72	1,20	0,05	0,47	1,26	4,74	0,19	0,16	2,73	100,63	0,16
17	То же . . . . .	64,09	16,61	0,51	1,66	4,72	0,62	0,07	0,45	2,41	3,14	0,19	0,11	5,86	100,44	0,11
18	» . . . . .	63,89	17,15	0,58	1,22	4,79	0,53	0,08	0,44	2,35	2,59	0,19	0,33	5,00	99,14	0,33
19	» . . . . .	66,16	17,97	0,69	0,99	2,66	0,96	0,04	0,39	4,28	1,37	0,22	0,69	3,25	99,67	0,69
20	Известняк (Комсомольское) . . . .	0,32	0,50	Н. о.	0,28	53,05	1,72	0,01	0,03	0,11	0,34	0,01	Н. о.	43,72	100,09	—
21	Измененный известняк (Комсомольское) . . . . .	0,30	0,29	0,13	0,43	52,19	2,39	Н. о.	0,03	0,11	0,26	0,03	0,03	43,91	100,10	—
22	То же . . . . .	1,50	0,64	0,13	0,43	51,10	2,35	0,02	0,03	0,13	0,34	0,03	0,02	42,97	99,69	—

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ИГиГ СО АН СССР И. К. Кузнецовой.

**ЛИСТВЕНИТИЗИРОВАННЫЕ — БЕРЕЗИТИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ  
ОСНОВНОГО СОСТАВА**

Гидротермальные изменения пород основного состава изучались на Бериккульском месторождении, приуроченном к узкой, вытянутой в северо-западном направлении полосе плагноклазовых и роговообманковых порфиритов и их туфов, испытавших актинолитизацию, ороговикование и скарпирование. На юго-западе вулканогенная полоса граничит с мраморизованными известняками, а на северо-востоке — со сложным по составу Бериккульским интрузивным массивом габбро-диоритов. В пределах рудного поля, прослеженного на 2,5 км, установлены серия крутопадающих на северо-запад жил и одна пологопадающая на юго-восток жила, которые являются золоторудными телами месторождения (рис. 5, а). Мощность их обычно невелика за исключением участков пересечения крутопадающих жил с пологопадающей, где мощность последней нередко возрастает. Рудные минералы Бериккульского месторождения представлены, главным образом, пиритом, арсенопиритом и в меньшей мере пирротином, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, золотом и другими менее широко распространенными минералами, а нерудные — кварцем, карбонатом и серицитом.

Неизмененные плагноклазовые порфириты, вмещающие, как уже упоминалось, основную массу рудных тел Бериккульского месторождения, представляют собой макроскопически плотную скрытокристаллическую породу с отчетливо выделяющимися таблитчатыми вкрапленниками плагноклаза и значительно реже — роговой обманки. По данным В. К. Молочка (1937), плагноклаз соответствует андезиту-лабрадору. Нередко даже в свежих, на первый взгляд, породах плагноклаз оказывается сюртитизированным, альбитизированным или серицитизированным. Роговая обманка во вкрапленниках представлена более мелкими по сравнению с кристаллами плагноклаза таблитчатыми индивидами темно-зеленого цвета, количество которых в породе изменяется в довольно широких пределах от 2 до 10%. Основная масса порфиритов состоит из удлиненных призматических, более мелких, чем вкрапленники, пластинок андезита и кристаллов темно-зеленой роговой обманки, приближающейся по составу к актинолиту. Кроме этих двух минералов в основной массе породы отмечаются мелкие ксеноморфные зерна кварца и мелкие кристаллики анатита, а также рудные минералы — главным образом магнетит и пирит. Из числа вторичных минералов, встречающихся в некоторых разновидностях порфиритов в значительных количествах, могут быть названы хлорит, эпидот и кальцит. Структура породы в целом порфировая, а основной массы — ило-такстовая и микролитовая.

Измененные процессы гидротермальных преобразований плагноклазовые порфириты отличаются от неизмененных не-

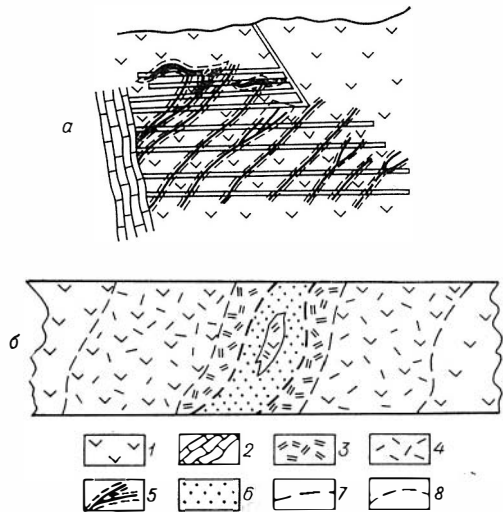


Рис. 5. Бериккульское месторождение  
а — схема геологического строения; б — строение гидротермально измененных порфиритов (гор. 510; штрек 637; жила 51).

1 — плагноклазовые порфириты; 2 — известняки; 3 — интенсивно измененные порфириты; 4 — слабо измененные порфириты; 5 — рудные тела; 6 — жильное выполнение; 7 — границы зон брекчирования и дробления; 8 — границы метасоматических зон.



сколькой меньшей плотностью и более светлой окраской, а также в некоторых случаях и текстурно-структурными особенностями. Один из детально изученных разрезов показан на рис. 5, б. В его строении точно так же, как и в рассмотренных ранее измененных серпентинитах, выделяется несколько метасоматических зон, расположенных в следующем порядке: неизмененный порфирит → зона хлоритизации → зона биотитизации → зона мусковитизации и карбонатизации. Хлоритизированные породы составляют довольно мощную, до нескольких десятков метров, зону, наиболее удаленную от рудоносных жил. Изменения в породах здесь выражаются в хлоритизации темноцветных минералов и более или менее интенсивной серицитизации плагиоклазов.

Необходимо, однако, отметить, что, поскольку серицитизированные и хлоритизированные породы занимают значительные площади и нередко наблюдаются вне связи с рудоносными жилами, трудно однозначно решить, являются ли эти породы составной частью метасоматической колонки, образовавшейся в процессе окологрудных изменений или представляют собой продукт более ранних по времени проявления, возможно, аутометаморфических, процессов. Процессы гидротермальных изменений в зоне биотитизации выражаются в замещении большей части темноцветных минералов биотитом и более интенсивной, чем в предыдущей зоне, серицитизации плагиоклазов. Кроме того, в породах этой зоны довольно часто устанавливаются единичные зерна пирита. Мощность зоны биотитизации 0,5—1,0 м. Измененные порфириты зоны мусковитизации и карбонатизации претерпели наиболее глубокие преобразования. Полевые шпаты крапчатых и основной массы породы оказываются в этой зоне практически полностью замещенными довольно крупными пластинками мусковита, сливающимися в данном случае в своеобразные мопоминеральные агрегаты, которые иногда характеризуются более или менее правильной прямоугольной формой, свойственной порфиловым выделениям свежих плагиоклазов. Темноцветные минералы при этом также почти полностью замещаются мелкозернистыми агрегатами карбоната, представленного, судя по показателям преломления ( $N_o=1,685$ ;  $N_e=1,508$ ) и данным, полученным при его окрашивании, доломитом.

Помимо мусковита, серицита и карбоната, составляющих в сумме от 70 до 75% породы данной зоны, на некоторых ее участках устанавливаются неправильные по форме скопления мелких зерен кварца, общее количество которых нередко достигает 20—25%. Показательно также воз-

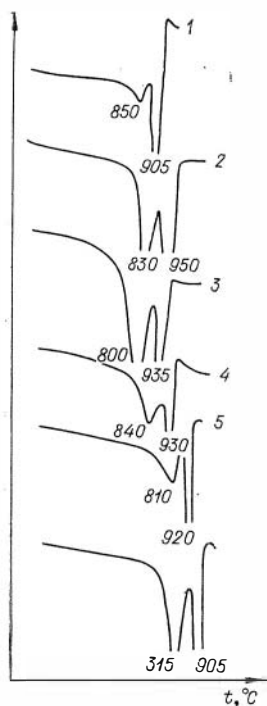


Рис. 6. Термограммы карбонатных фракций хлоритизированных плагиоклазовых порфиритов Берикюльского месторождения.

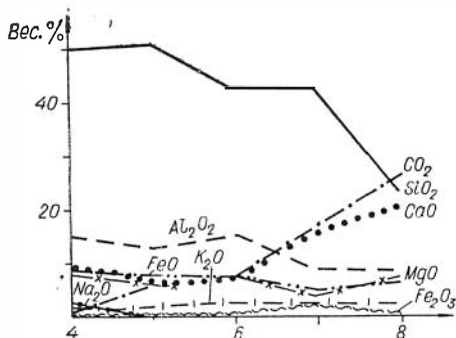


Рис. 7. Переменение вещества в процессе хлоритизации плагиоклазовых порфиритов Берикюльского месторождения.

растание в составе измененных порфиритов данной разности рудных минералов и в особенности пирита в виде прожилков и прожилкообразных скоплений, составляющих до 3—5% породы. В целом измененная порода зоны мусковитизации и карбонатизации не сохраняет, по существу, никаких элементов сходства с неизменными порфиритами и характеризуется ленидогранобластовой структурой и довольно часто слоистой текстурой.

На кривых нагревания карбонатов, предварительно выделенных из измененных порфиритов (рис. 6), проявилось два достаточно интенсивных эндотермических эффекта при температурах 800—850 и 905—950°С, позволяющих диагностировать карбонатную фракцию породы как смесь, состоящую из доломита и кальцита, причем в количественном отношении первый минерал обычно преобладает над вторым. Рентгеноструктурные исследования карбонатов из измененных порфиритов подтверждали данные термического анализа.

Изменение химического состава порфиритов в процессе их преобразования показано в табл. 2 и на рис. 7. Таким образом, в отличие от серпентинитов, плагиоклазовые порфириты в результате взаимодействия с «лиственитизирующими» растворами превращаются в конечном счете в специфическую по составу породу, сложенную мусковитом, доломитом, кварцем и пиритом.

#### БЕРЕЗИТИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ СРЕДНЕГО СОСТАВА

Процесс околорудных изменений в породах среднего состава изучался на Комсомольском месторождении, приуроченном к сложному интрузивному массиву, сложенному в северной части диоритами, в юго-западной — габбро-сyenитами, а в восточной и юго-восточной — габбро и габбро-диоритами. На севере и западе интрузивный массив граничит с шроксеновыми и плагиоклазовыми порфиритами, а на юге и востоке — с известняками (рис. 8, а). Основная часть рудоносных жил Комсомольского месторождения приурочена к довольно протяженному по простиранию, неоднократно подновлявшемуся в рудный и пострудный периоды разному и оперяющим его более мелким нарушениям. Мощный рудный жил, как правило, велика и только в исключительных случаях выходит за пределы 0,5—1,0 м. Рудные минералы месторождения представлены главным образом пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом и золотом, а перурдные — кварцем и в меньшей мере кальцитом и серицитом.

Диоритизированные габбро, являющиеся вмещающими породами по отношению к большей части рудных тел месторождения, сложены в основном крупными таблитчатыми зернами зонального плагиоклаза, центральные части которых состоят из лабрадора, а периферические — из андезина, или олигоклаза, и темноцветных минералов, представленных также таблитчатыми кристаллами актинолита и биотита. Помимо уюнопутых минералов в породе содержится около 10% кварца, до 5% рудных минералов и отдельные зерна калиевого полевого шпата.

Процесс изменения диоритизированных габбро начинается с интенсивной серицитизации и сравнительно слабой карбонатизации плагиоклазов и почти полной хлоритизации темноцветных минералов, в результате чего исходная порода, сохраняя основные текстурно-структурные особенности, почти полностью замещается мелкочешуйчатым агрегатом серицита с редкой вкрапленностью карбоната и спутанно-волоконистыми образованиями хлорита. При этом нередко наряду с серицитом, карбонатом и хлоритом появляется довольно значительное количество мелкозернистых образований вторичного кварца, локализующихся преимущественно на стыках зерен измененного плагиоклаза. Необходимо подчеркнуть

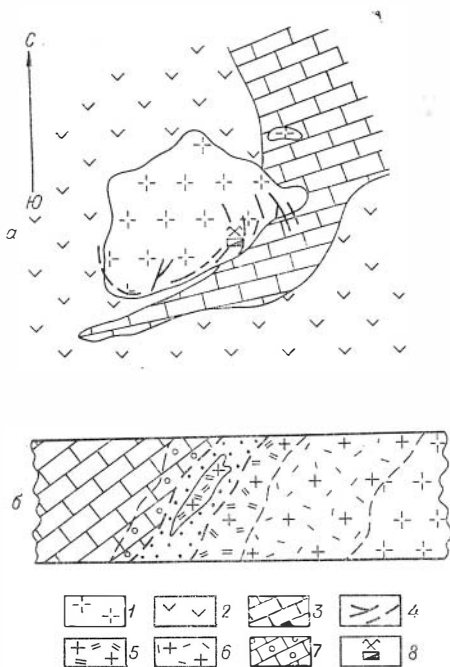


Рис. 8. Комсомольское месторождение: а — схема геологического строения; б — строение гидротермально измененных габбро-диоритов (гор. 320; штрек 328).

1 — габбро-диориты, 2 — андезито-базальтовые порфириты; 3 — мраморизованные известняки; 4 — рудоносные жилы; 5 — интенсивно измененные габбро-диориты; 6 — слабо измененные габбро-диориты; 7 — гидротермально измененные известняки; 8 — ствол шахты.

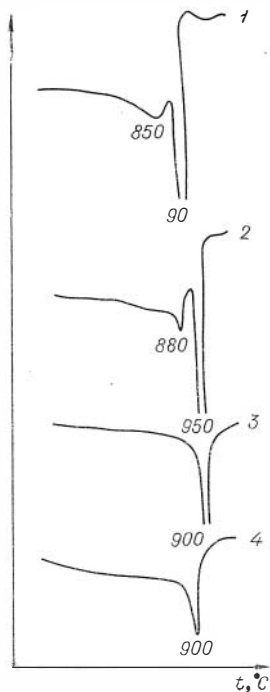


Рис. 9. Термограммы карбонатных фракций гидротермально измененных габбро-диоритов Комсомольского месторождения.

также, что процессы серицитизации и карбонатизации не во всех случаях развиваются параллельно: в участках, наиболее удаленных от рудных тел, отмечается преимущественное развитие серицита по полевым шпатам и хлорита по темноцветным минералам, в то время как заметная карбонатизация этих минералов устанавливается обычно во внутренних частях метасоматических колонок. В случае более интенсивных преобразований на участках, непосредственно примыкающих к рудным телам, наблюдается полная перекристаллизация породы, сопровождаемая заметным укрупнением вторичных минералов и резким возрастанием количества кварца, составляющего в таких случаях до 20—30% ее объема. В конечном счете измененная порода оказывается сложной розетко-видными скоплениями пластинок мусковита и агрегатами довольно крупных зерен кварца с редкой вкрапленностью неправильных по форме зерен карбоната.

Таким образом, проведенные наблюдения позволяют выделить среди измененных диоритизированных габбро две метасоматические зоны — внешнюю, характеризующуюся интенсивным развитием серицитизации плагиоклазов и хлоритизации темноцветных минералов, и внутреннюю, в которой, помимо серицитизации, отмечается интенсивная карбонатизация измененных пород (рис. 8, б).

Термические (рис. 9) и рентгеноструктурные исследования карбонатов, слагающих измененные диоритизированные габбро, показали, что они представлены, главным образом, кальцитом и доломитом (эндотермические эффекты при температуре 850—880 и 900—950° С). Химические анализы (табл. 2, рис. 10) свидетельствуют о том, что процессы гидротермальных изменений диоритизированных габбро на Комсомольском

месторождении сводятся во внешней зоне к их серицитизации и слабому окварцеванию, а во внутренней — к серицитизации, карбонатизации и более интенсивному окварцеванию, в результате чего наиболее измененные породы оказываются сложными серицитом, кварцем и карбонатом, представленным доломитом и кальцитом. Таким образом, описанные породы существенно отличаются от измененных серпентинитов и плагиоклазовых порфиров как количественными соотношениями главных породообразующих минералов — серицита, кварца и карбоната, так и составом последнего минерала. Вряд ли можно сомневаться в том, что эти различия обусловлены спецификой состава исходных пород.

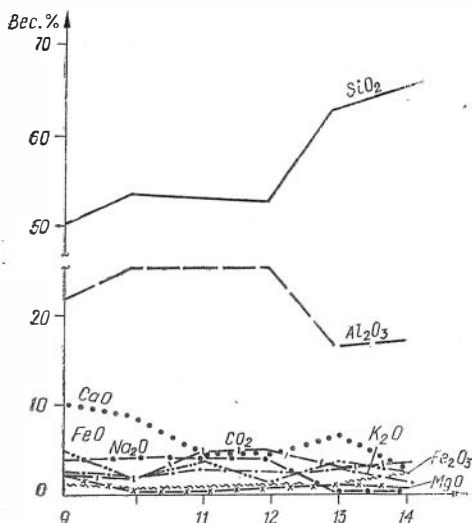


Рис. 10. Перемещение вещества в процессе гидротермальных изменений габбро-диоритов Комсомольского месторождения.

### БЕРЕЗИТИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ КИСЛОГО СОСТАВА

Изучение процесса березитизации проводилось на Центральном месторождении. По данным И. А. Розановой (1965), месторождение представлено залегающими в гранодиоритах кварцево-золоторудными жилами (рис. 11, а), образование которых связывается с формированием крупного Мартайгинского разлома. Среди жил, протягивающихся обычно от нескольких десятков до сотен метров (при мощности 0,5—1,5 м), выделяются две основные группы субширотного и северо-восточного простирания. Минеральный состав руд близок упомянутому ранее месторождению, в особенности Бериккульскому, при несколько большей роли молибденита и меньшей — пирротина.

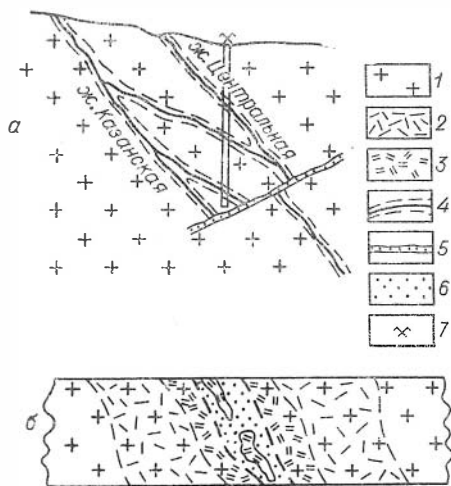


Рис. 11. Участок шахты «Красная» Центрального месторождения: а — схема геологического строения; б — строение гидротермально измененных гранодиоритов (гор. 330; штрек 558).

1 — неизмененные гранодиориты; 2 — слабо измененные гранодиориты; 3 — интенсивно измененные гранодиориты; 4 — рудоносные жилы и интенсивно измененные гранодиориты; 5 — дайга основного состава; 6 — жильное выполнение; 7 — ствол шахты.

Гидротермально измененные вмещающие месторождение гранодиориты представляют собой типичные березиты, неоднократно описанные в различных рудных провинциях.

Неизмененные гранодиориты состоят из плагиоклаза зонального строения, калиевого полевого шпата, кварца, роговой обманки, серицита, хлорита и эпидота, а также рудного минерала. Гранодиориты, непосредственно примыкающие к рудоносным жилам и, в связи с этим, наиболее измененные процессами гидротермальных преобразований, почти не содержат первичных минералов, за исключением отдельных зерен калиевого полевого шпата, и состоят из перекристаллизованного кварца, пелитизированного калишпата, розетковидных скоплений мусковита,

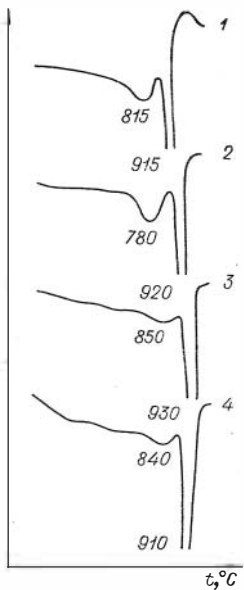


Рис. 12. Термограммы карбонатных фракций березитов Центрального месторождения.

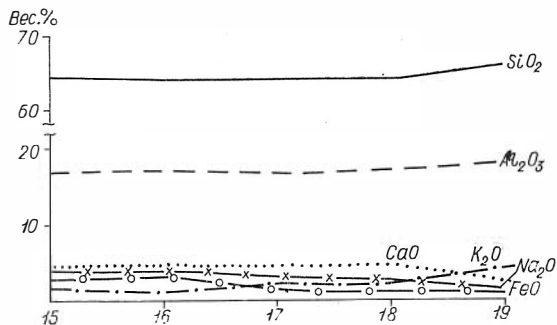


Рис. 13. Перемещение вещества в процессе гидротермальных изменений гранодиоритов Центрального месторождения.

карбоната и рудного минерала — пирита. Показательно также, что интенсивно измененные гранодиориты постепенно, по мере удаления от рудоносных жил, сменяются несколько более мощной зоной, преобразования в которой заключаются, по существу, в сравнительно слабой серицитизации плагиоклазов и хлоритизации темноцветных минералов (рис. 11, б). Эти породы, в свою очередь, переходят в наиболее мощную и удаленную от рудных тел зону, сложенную слабохлоритизированными гранодиоритами, гидротермальное происхождение которой и ее генетическая связь с внутренними зонами более интенсивных изменений не могут, по-видимому, считаться до конца доказанными.

Термические (рис. 12) и рентгеноструктурные исследования карбонатов, входящих в состав измененных гранодиоритов Центрального месторождения, показали, что они представлены в основном кальцитом (3, 4) или кальцитом и доломитом (1, 2), причем количество последнего в смеси сравнительно невелико. Химические анализы неизмененных и в различной степени преобразованных гранодиоритов показаны в табл. 2 и на рис. 13. Таким образом, измененные диориты Центрального месторождения как по характеру наблюдаемой в них метасоматической зональности, так и по составу отдельных зон весьма близки к измененным диоритизированным габбро Комсомольского месторождения и отличаются от них, в основном несколько меньшим содержанием карбоната и соответственно повышенным количеством кварца.

#### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ИЗВЕСТНЯКОВ В УСЛОВИЯХ ЛИСТВЕНИТИЗАЦИИ-БЕРЕЗИТИЗАЦИИ СИЛИКАТНЫХ ПОРОД

Гидротермальные изменения известняков можно наблюдать в ряде горных выработок Комсомольского месторождения. Один из таких участков, вскрытый гор. 320 м, показан на рис. 8. Неизмененные известняки Комсомольского месторождения характеризуются простым составом, представленным почти исключительно (до 95—98%) кальцитом ( $N_{Ca}=1,658$ ;  $N_{Fe}=1,486$ ), образующим изометричные зерна размером 0,1—0,5 мм. Помимо таких зерен встречаются нередко и более поздние по времени проявления прожилки и прожилкообразные скопления этого минерала. Кроме кальцита, в составе мраморизованных известняков отмечаются отдельные чешуйки мусковита (1—2%), небольшие зерна кварца, локализующиеся на некоторых участках породы, и кристаллы пирита.

Подвергнутые процессам гидротермальных изменений мраморизованные известняки так же, как и неизмененные, состоят практически из

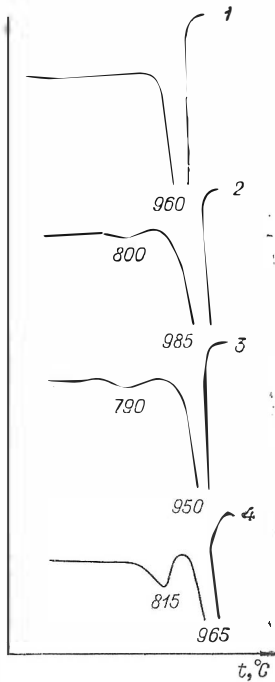


Рис. 14. Термограммы неизмененных и преобразованных известняков Комсомольского месторождения.

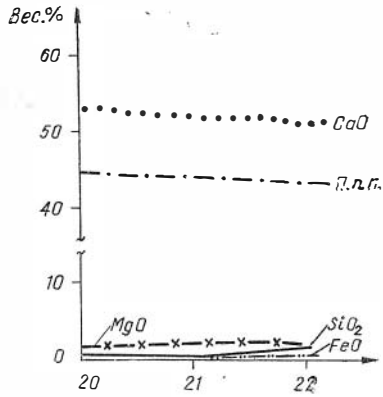


Рис. 15. Перемещение вещества в процессе преобразования известняков Комсомольского месторождения.

одного минерала — кальцита ( $N_0=1,658$ ;  $N_e=1,486$ ), слагающего основную ткань породы. Различие между ними заключается только в размерах зерен, которые в измененных известняках обычно составляют 1—2 мм, а иногда достигают 3—4 мм. Из числа второстепенных минералов присутствуют кварц, количество которого по сравнению с неизменными породами часто возрастает, мусковит, наблюдаемый в виде отдельных чешуек, и пирит, образующий помимо редкой вкрапленности тонкие прожилки. Структура обеих разновидностей известняков неравномернозернистая, гранобластовая.

Сопоставление на рис. 14 термограмм неизмененных (1, 2) и перекристаллизованных (3, 4) известняков указывает на то, что последние отличаются наличием небольшого, но достаточно четко выраженного эндотермического эффекта при температурах 790—815°С, свидетельствующего о присутствии в перекристаллизованных известняках некоторого количества доломита. Рентгеноструктурные анализы обнаружили, однако, что обе разновидности известняков сложены кальцитом. Сопоставление химических анализов неизмененных и перекристаллизованных известняков (рис. 15, табл. 2) свидетельствует о изохимическом характере рассматриваемого процесса. Таким образом, в отличие от рассмотренных ранее случаев процесс гидротермального преобразования известняков сводится к их перекристаллизации без изменения химического и минерального состава, сопровождаемой, возможно, в ряде случаев весьма слабой доломитизацией и окварцеванием.

#### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПЕГМАТОИДНЫХ КВАРЦЕВО-КАЛИШПАТОВЫХ ПОРОД В УСЛОВИЯХ ЛИСТВЕНИТИЗАЦИИ-БЕРЕЗИТИЗАЦИИ

Гидротермальные изменения пород пегматоидного облика, состоящих главным образом из калиевого полевого шпата и в меньшей мере кварца, можно наблюдать на Ударном месторождении, геологическое строение которого приводится в работе А. Я. Булыникова (1948). Месторождение

представляет собой серию кварцевых золотоносных жил широтного простирания. Довольно протяженные по простиранию и на глубину жилы характеризуются неравномерной мощностью.

Нерудные минералы представлены в основном кварцем и в меньшей степени полевым шпатом и карбонатом, а рудные — золотом, пиритом, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом и некоторыми другими сульфидами. Вмещающими породами месторождения являются сиениты, габбро-диориты, амфиболиты и роговики. Довольно часты случаи пересечения рудоносных жил с пегматитоидными образованиями, состоящими из калиевого полевого шпата и кварца, которые, как и другие породы, подверглись в контактах с жилами процессам гидротермальных преобразований.

Пегматитоидные породы представляют собой массивные полнокристаллические образования от розовато-серого до мясо-красного цвета. Даже макроскопически видно, что они состоят из очень крупных кристаллов калиевого полевого шпата, размеры которых достигают нескольких сантиметров, и более мелких зерен кварца, локализующихся на стыках зерен полевого шпата. Количественные соотношения этих двух минералов различны, но полевой шпат всегда значительно преобладает над кварцем. Микроскопические наблюдения показывают, что полевые шпаты образуют таблитчатые кристаллы с четко оформленными гранями, составляющие в рассмотренных случаях от 80 до 95%. В промежутках между ними размещаются также хорошо ограненные зерна кварца, размеры которых, однако, редко превышают несколько миллиметров. Этими двумя минералами, по существу, ограничивается состав описываемой породы. В очень небольших количествах (не более 0,5—1,0%) содержатся также мусковит, слагающий на отдельных участках мелкочешуйчатые агрегаты, и пирит, образующий редкую вкрапленность.

Преобразованные гидротермальными процессами пегматитоидные породы отличаются от неизмененных заметно меньшей плотностью, а также окраской полевых шпатов, приобретающей зеленовато-серые оттенки. Под микроскопом, однако, видно, что изменение описываемых пород весьма незначительно и сводится к пелитизации полевых шпатов и перекристаллизации кварца. При этом в измененной породе не отмечается появления каких-либо вновь образованных минералов, за исключением пирита, который на отдельных участках слагает мономинеральные скопления обычно в виде прожилков. Количественные соотношения главных породообразующих минералов в свежих и преобразованных породах не изменяются. Таким образом, пегматитоидные породы, так же, как и известняки, в процессе взаимодействия с гидротермальными растворами, обусловившими лиственитизацию ультраосновных пород и березитизацию кислых, не испытывают сколько-нибудь заметного преобразования своего минерального состава, если не считать весьма слабой пиритизации и пелитизации полевых шпатов.

Переходя к обсуждению изложенного материала, отметим, что процессы гидротермальных изменений ультраосновных и кислых пород, подобные описанным, относятся к числу сравнительно детально изученных на примере целого ряда районов локализации месторождений золота, свинца, меди и других металлов (М. Б. Бородаевская, 1944; Бородаевский и др., 1959; Жариков и др., 1965; Казицын, 1966; Омеляненко, 1966; и др.). Значительно реже встречается характеристика лиственитизированных пород основного состава и измененных известняков, не получивших пока специального наименования. Большинство исследователей при описании указанных типов гидротермально измененных пород приводят метасоматические колонки, весьма близкие к рассмотренным выше. Различия между ними не существенны и касаются, главным образом, внешних метасоматических зон, непосредственно примыкающих к неизмененным породам. В частности, во внешних зонах некоторых колонок бе-

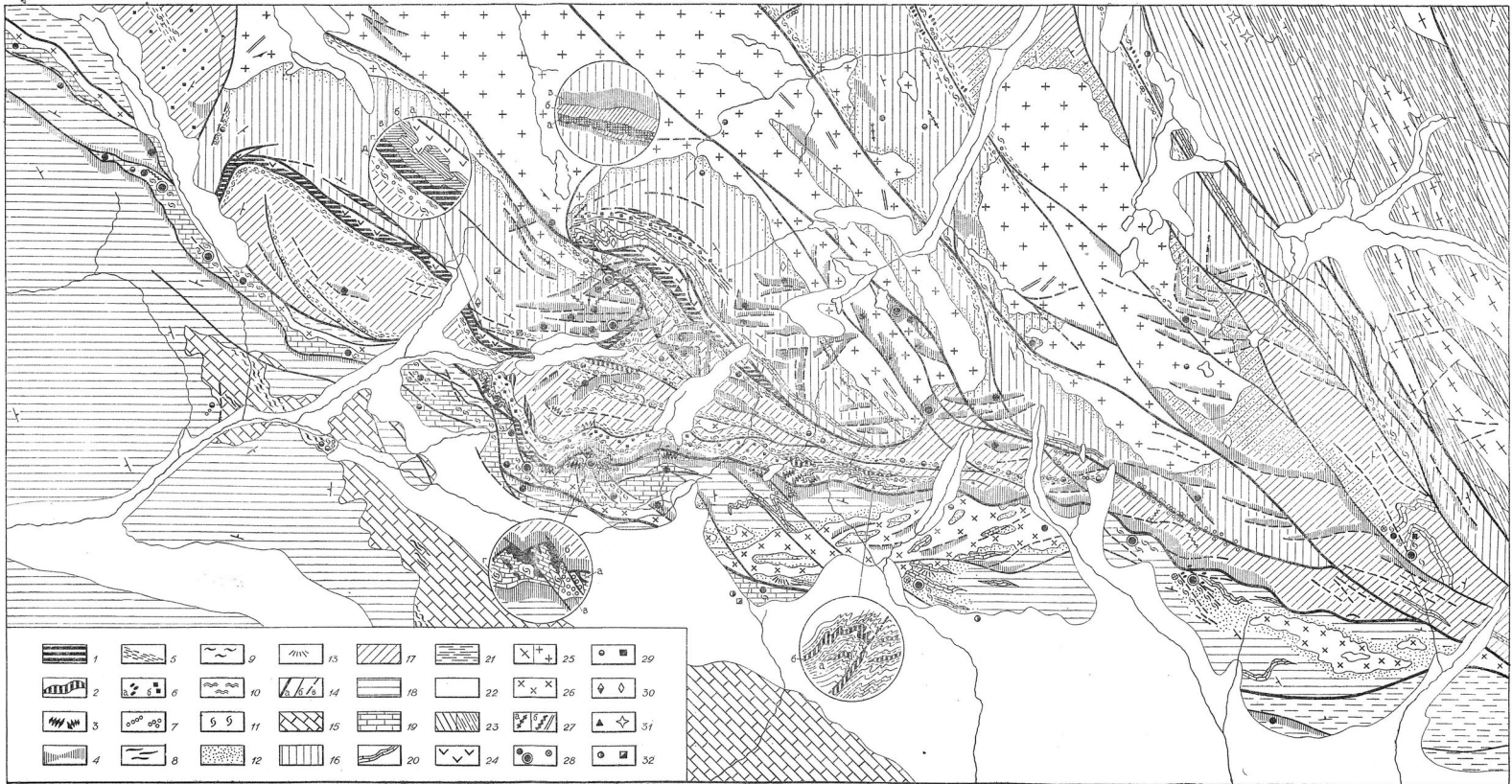


Рис. 16. Составили П. М. Бондаренко и П. П. Шербань (1963).

Типы метаседи-тов: 1 — «метасоматические» листвениты; а — серпентиниты, б — карбонатно-талковые породы, в — тальково-карбонатные породы; 2 — кварцево-карбонатные породы, 3 — кальцитсодержащие породы; 4 — листвентоподобные метаморфогенные породы; а — кварцево-карбонатно-серпичитовые сланцы, б — кварцево-карбонатные породы; 5 — метасидериты в известняках; а — б — доломиты, в — гидротермально окварцованные породы, г — кальцитизированные породы; 6 — арктидилиты; а — зона каолинита, б — зона гидростюды и монтмориллонита, в — зона серпичита; 7 — серпичитовиты; 8 — пиритизированные породы; а — гидротермальные, б — метаморфогенные; 9 — гидротермально окварцованные породы; 10 — метаморфогенные кварциты; 9 — кварциты неясного генезиса; 10 — «метасоматические» мифронкварциты; 11 — каолиниты; 12 — роговики; 13 — сланцы.

Структурно-литологическая основа: 14 — тектонические нарушения: а — региональные, б — внутриблоковые, в — оперяющие; 15 — известия (Sb); 16 — сланцы, амфиболиты, порфириты (Sp — Sm); 17 — сланцы, аффлуиты (Sm); 18 — песчаники, алевролиты (Sp — O); 19 — известия (Sm); 20 — известия в различных толщах; 21 — порфириты, песчаники, известия (D — C); 22 — четвертичные отложения; 23 — гнейсы; 24 — гипербазиты (Sm); 25 — гранитоиды (O); 26 — диориты (O — S); 27 — дайсы: а — аплитов, б — лампрофиров и диабазов. Рудопромыслы: 28 — ртуть и сурьма; 29 — медь и свинец; 30 — никель и кобальт; 31 — хром; 32 — золото и цинк и шлаки.



резитизированных пород, помимо обычных минералов, представленных хлоритом, карбонатом и кварцем, устанавливается значительное количество альбита, что, естественно, позволило ряду исследователей выделить дополнительную метасоматическую зону и предложить четырехчленное подразделение колонки (Жариков и др., 1965). Отмеченные расхождения обусловлены, по-видимому, различной активностью натрия в растворах, не достигшей в рассмотренных случаях минимального уровня, необходимого для образования альбита. Кроме того, в некоторых работах приводятся данные, свидетельствующие о том, что лиственитизации ультраосновных пород и березитизации кислых соответствует интенсивная доломитизация известняков. Как показали проведенные исследования, взаимодействие лиственитизирующих растворов с известняками не во всех случаях вызывает их доломитизацию и нередко ограничивается перекристаллизацией без изменения минерального и химического состава. Что касается внутренних зон, то они во всех известных случаях представлены кварцем, мусковитом и карбонатом, количественные соотношения которых и состав последнего минерала определяют главным образом составом исходных пород. В случае лиственитизации серпентинитов образуются в конечном счете кварцево-магнезитовые метасоматиты с небольшим количеством фуксита и других второстепенных минералов. Породы основного состава преобразуются в подобных условиях в биминеральные породы, состоящие из мусковита и доломита с небольшим количеством кварца и пирита. Кислые и средние по составу породы под влиянием тех же или близких по параметрам растворов превращаются в кварцево-мусковитовые образования, содержащие кроме этих двух минералов, также кальцит, доломит и пирит. В отличие от перечисленных пород известняки в процессе гидротермальных преобразований подвергаются сравнительно слабым изменениям, выражающимся главным образом в их перекристаллизации или слабых доломитизации и окварцевании. Наконец, негматондные породы, состоящие из кварца и калиевого полевого шпата, вообще не несут видимых признаков гидротермальных изменений, если не считать довольно интенсивной целитизации последнего минерала, а также проявленной в ряде случаев пиритизации.

Может возникнуть вопрос: действительно ли рассмотренные метасоматиты являются продуктами взаимодействия различных исходных пород с близкими по своему химизму растворами? Или же они, быть может, возникли в различных физико-химических условиях и, следовательно, не могут считаться представителями единой метасоматической формации лиственитов—березитов? По-видимому, нет оснований сомневаться в однозначном и положительном ответе на первый вопрос в тех случаях, когда различные по составу метасоматиты соприкасаются по поверхности подводящих каналов между собой или слагают околосильные ореолы в зальбандах одной и той же жилы, как, например, березитизированные гранодиориты и перекристаллизованные известняки Комсомольского месторождения (см. рис. 8) или лиственитизированные — березитизированные породы основного состава и соприкасающиеся с ними вдоль нарушений кварцево-полевошпатовые породы на Ударном месторождении. Что касается изучавшихся на обособленных месторождениях типичных лиственитов и березитов, то они, как показали исследования, по минеральному составу отдельных зон и строению метасоматических колонок в целом обнаруживают полную аналогию с классическими представителями этих пород, описанными на Березовском (М. Б. и Н. И. Бородаевские, 1944) и Маралхинском (Бородаевский и др., 1958) золоторудных месторождениях. Нельзя не отметить, кроме того, что описанные породы сложены тремя главными породообразующими минералами, которые во всех случаях представлены (если не считать инертного в химическом отношении калишпата) кварцем, мусковитом и карбонатом и различаются между собой только их количественными соотношениями и составом по-

следнего минерала, что свидетельствует о близости физико-химических условий образования этих пород. Наконец, в качестве косвенного доказательства принадлежности их к единой формации метасоматитов можно рассматривать то обстоятельство, что все эти породы сопровождаются однотипными в генетическом отношении золоторудными месторождениями, объединяемыми большинством исследователей (Кузнецов, 1966 и др.) в единую кварцево-золоторудную формацию.

### «БИМЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ» ЛИСТВЕНИТИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ

В отличие от лиственитов—березитов гидротермального генезиса «биметасоматические» лиственитизированные породы получили наиболее широкое распространение в Курайской ртутно-рудной зоне. Особенности геологического строения этой зоны и положение в ее структурах «биметасоматических» лиственитов неоднократно рассматривались в литературе (Кузнецов, 1937, 1958 и др.).

В строении Курайской зоны разломов участвуют баратальская карбонатная толща протерозоя, эффузивно-осадочная зеленокаменная толща нижнего кембрия, метаморфические толщи неопределенного, по-видимому, нижнепалеозойского возраста, толщии нижнего силура, девонские эффузивные образования и, наконец, угленосная толща карбона и буроугольная третичная толща, а также различные по составу и возрасту интрузивные образования. Гипербазитовая интрузия в Курайской зоне связана с древним кембрийским магматизмом и имеет кембрийский или салаирский возраст. В современной тектонической структуре зоны, оформленной в варисском этапе, массивы гипербазитов, представленные в той или иной мере серпентинизированными гарцбургитами и перидотитами, участвуют пассивно — как тектонические блоки или как тела, входящие в состав блоков, сложенных древнейшими кембрийскими и докембрийскими толщами.

Процессы лиственитизации, несомненно, более поздние по отношению к серпентинизированным гипербазитам, проявляются исключительно вдоль региональных тектонических нарушений, отделяющих последние от известняков, известковистых сланцев и других кальцитсодержащих пород. По простиранию тела лиственитов прослеживается на несколько десятков, реже сотни метров при мощности в пределах 10—20 м.

В качестве примера подобных образований рассмотрим пластообразное тело лиственитов и

лиственитизированных пород, приуроченное к зоне Курумду-Айринского разлома в районе одноименного ртутного месторождения на слиянии рек Курумду-Айры и Белой. На данном участке Курумду-Айринский разлом отделяет серпентинизированные пироксены от известковистых песчаников кембрийского возраста от известковистых песчаников кембрийского ордовика (рис. 16 и 17). С севера на юг располагаются следующие породы:

**Серпентиниты.** Главным,

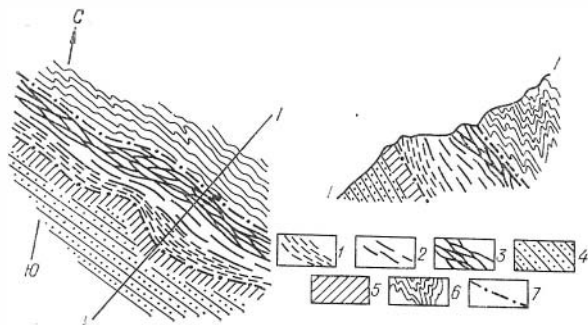


Рис. 17. Условия залегания «биметасоматических» лиственитов в одном из участков Курумду-Айринского разлома (по Бондаренко и Щербаню. М 1:500).

1 — кварцево-карбонатные породы; 2 — тальково-карбонатные породы; 3 — талькованые серпентиниты; 4 — кварцево-полевошпатовые песчаники; 5 — доломитизированные кварцево-полевошпатовые песчаники; 6 — кристаллические сланцы; 7 — тектонические нарушения.

а часто единственным минералом, слагающим серпентиниты, является антигорит, образующий пластинчатые листоватые и чешуйчатые индивиды, размеры которых изменяются от сотых до десятых долей миллиметра. Подобные образования, переплетаясь между собой в линейно-вытянутые, почти мономинеральные агрегаты, образуют обычно спутанно-иглообразную, метельчато-лучистую или сноповидную микроструктуру рассматриваемой породы. Помимо антигорита в серпентинитах всегда можно видеть более или менее густую вкрапленность, как правило, хорошо ограненных зерен магнетита. В отдельных участках серпентинитов нередко удается наблюдать реликты первичномагматических минералов — в данном случае почти исключительно пироксен и хромшпинелид, а также в небольшом количестве минеральные ассоциации, представляющие собой продукты наложения на серпентиниты более поздних по времени проявления гидротермальных и гипергенных процессов.

**Тальково-карбонатные и карбонатно-тальковые породы** представляют собой преимущественно биминеральный агрегат, сложенный тальком и карбонатом. Структура их порфиробластовая с гранобластовой основной тканью. В порфиробластах обычно наблюдается карбонат, который, судя по показателям преломления ( $N_o=1,704$ ;  $N_e=1,504\pm 0,002$ ) и данным, полученным при его окрашивании органическими красителями и травлении в соляной кислоте, соответствует магнезиту—брейнериту. Размеры индивидов карбоната изменяются от десятых долей до 1—2 мм. Тальк в отличие от карбоната слагает мелкочешуйчатые агрегаты (размеры отдельных чешуек составляют 0,01—0,05 мм), обтекающие порфиробласты последнего. Количественные соотношения этих двух главных породообразующих минералов различны, причем в большинстве случаев довольно четко выражена тенденция, заключающаяся в уменьшении в породе количества карбоната по мере удаления от подводивших гидротермальные растворы каналов и соответственном возрастании в том же направлении содержания талька, вплоть до возникновения практически мономинеральных талькитов. Помимо талька и карбоната, в составе описываемой породы встречаются в небольших количествах реликтовые минералы, представленные серпентином, магнетитом и хромшпинелидом.

**Кварцево-карбонатные породы** сложены главным образом двумя минералами: кварцем, образующим изометричные остроугольные зерна размером 0,02—0,05 мм, и карбонатом, представленным более крупными изометричными или короткостолбчатыми кристаллами, нередко обособляющимися в мономинеральные агрегаты. Кроме того, в небольших количествах отмечаются фуксит, тальк, магнетит, хромшпинелид, гематит и иприт. По распределению главных породообразующих минералов состав пород закономерно изменяется от кварцево-карбонатных, в которых карбонат преобладает над кварцем, до карбонатно-кварцевых, где в больших количествах устанавливается кварц, занимающий в ряде случаев до 60—70% площади шлифа. Структура породы — гранобластовая. Состав карбоната постоянный и изменяется от магнезита—брейнерита ( $N_o=1,702$ ;  $N_e=1,501\pm 0,002$ ) до доломита ( $N_o=1,678$ ;  $N_e=1,500\pm 0,002$ ), причем количество последнего минерала постепенно возрастает по мере приближения к контактирующим с лиственитами кварцево-карбонатно-полевошпатовым песчаникам.

**Кварцево-карбонатно-полевошпатовые песчаники** состоят из остроугольных, близких к изометричным зерен кварца, размером от 0,02 до 0,06 мм, короткостолбчатых, в большей степени окатанных и более крупных по размерам кристаллов серицитизированного плагиоклаза и различных по размеру зерен карбоната, составляющего поровый, а на отдельных участках базальный цемент породы. Текстура песчаников слоистая; структура — псаммитовая. Состав карбоната изменяется от кальцита ( $N_o=1,658$ ;  $N_e=1,486\pm 0,002$ ) на участках, не затронутых процессами лиственитизации, до доломита ( $N_o=1,678$ ;  $N_e=1,500\pm 0,002$ ) в преобра-

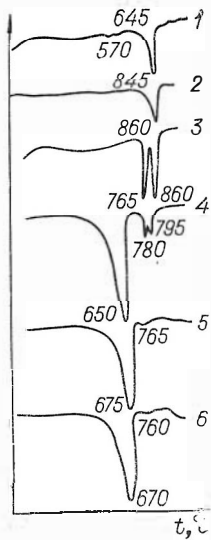
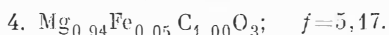
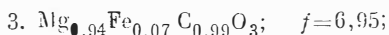
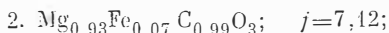
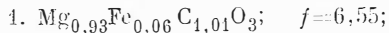


Рис. 18. Термограммы карбонатных фракций «биметасоматических» лиственитов и вмещающих их песчаников Курумду-Айринского разреза.

Таблица 3

Результаты химических анализов карбонатных фракций лиственитов (1, 2) и тальково-карбонатных пород (3, 4)

№ п.п.	FeO	MgO	CO <sub>2</sub>	Сумма
1	4,54	36,26	42,70	83,48
2	5,36	39,25	46,04	90,65
3	5,07	37,74	43,89	86,70
4	4,21	42,93	49,42	96,53



Примечание. Анализы проводились методом солянокислой вытяжки в ИГиР СО АН СССР Л. А. Непеиной.

зованных песчаниках. В песчаниках устанавливаются также в количестве 2—3% серицит, турмалин, пирит, гематит и гидроокислы железа.

Из рис. 18 видно, что карбонаты из известковистых песчаников (1, 2) соответствуют кальциту; из зоны контакта лиственитов и песчаников (3) — доломиту; а из лиственитов и тальково-карбонатных пород (4—6) — магнезиту — брейнериту (Иванова, 1961; Цветков и др., 1964). Результаты рентгеноструктурных анализов этих же проб подтвердили данные термических исследований. Как следует из данных химических анализов карбонатных фракций и результатов их пересчета по методике, предложенной В. П. Флоренским и др. (1964) (табл. 3), все проанализированные карбонаты характеризуются практически полным отсутствием кальция и по соотношению магния и железа приближаются к брейнериту. Изменение химического состава серпентинитов в процессе лиственитизации показано в табл. 4 и на рис. 19.

Таким образом, процесс лиственитизации сводится к замене серпентинита во внешней зоне тальково-карбонатной, а во внутренней — кварцево-карбонатной минеральными ассоциациями, причем по мере приближения к неизменным серпентинитам количество доломита в породе уменьшается, а магнезита соответственно возрастает. Это обстоятельство позволяет предположить, что в процессе образования лиственитов могли быть реализованы биметасоматические реакции, связанные с миграцией магния во вмещающие листвениты кварцево-полевошпатовые песчаники и встречным перемещением в апосерпентинитовые породы некоторого количества кальция, обусловившего образование в них доломита.

Необходимо отметить, что апогипербазитовые листвениты, практически неотличимые по особенностям геологического положения и минеральному составу от описанных выше, пользуются довольно широким распространением, как в Алтае-Саянской области, например на Чаган-Узунском ртутном месторождении и некоторых других, так и в целом ряде районов Урала, Кавказа, Казахстана и Средней Азии. Не касаясь здесь физико-химических особенностей образования лиственитов, деталь-

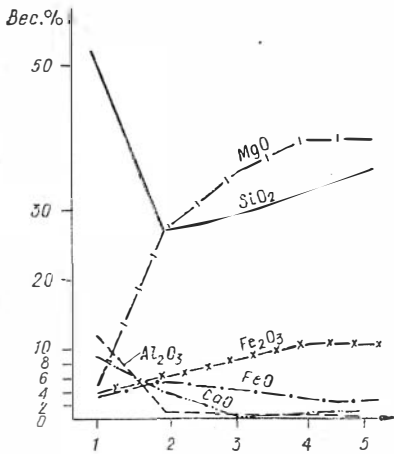


Рис. 19. Перемещение вещества в процессе образования «биметасоматических» лиственитов Курумдуй-Айринского разреза.

но рассмотренных в специальном разделе, отметим, что вопрос о происхождении этих пород неоднократно обсуждался в литературе и до сих пор еще не может, по-видимому, считаться полностью решенным. Многие немаловажные особенности условий образования лиственитов, такие, например, как возрастные и генетические взаимоотношения с проявлениями магматизма и нередко сопутствующего им оруденения разного типа и целый ряд других, продолжают оставаться дискуссионными. Можно считать, однако, достаточно твердо установленным, что апогипербазитовые листвениты рассматриваемого типа представляют собой продукт преобразования серпентинитов и вмещающих их кальцийсодержащих пород калиево-углекислыми низкотемпературными гидротермальными растворами, деятельность которых связывается многими исследователями с более поздними по отношению к процессу серпентинизации гипербазитов, но в большинстве случаев дорудными проявлениями гранитоидного магматизма.

#### ЛИСТВЕНИТОПОДОБНЫЕ МЕТАМОРФГЕННЫЕ ПОРОДЫ

Кроме апогипербазитовых «биметасоматических» лиственитов в Курайской ртутно-рудной зоне

Таблица 4  
Результаты химических анализов «биметасоматических» и метаморфогенных лиственитов и вмещающих их пород

№ п/п	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П. п. п.	Σ	CO <sub>2</sub>
1	Известковистый песчаник	51,99	Н. о.	11,98	3,92	3,26	Н. о.	4,25	8,97	Н. о.	Н. о.	15,00	99,37	11,34
2	Лиственит	27,26	Н. о.	0,85	5,78	5,22	Н. о.	27,66	3,35	Н. о.	Н. о.	30,37	400,49	28,42
3	Тальково-карбонатная порода	28,85	Н. о.	0,59	8,45	4,29	Н. о.	34,50	0,12	0,11	Н. о.	24,00	400,91	19,84
4	Карбонатно-тальковая порода	32,67	0,01	0,20	10,42	3,04	0,17	39,51	0,07	Н. о.	Н. о.	14,00	400,09	7,81
5	Серпентинит	36,04	Н. о.	Н. о.	10,42	2,65	0,16	39,34	0,09	Н. о.	Н. о.	10,50	99,20	0,24
6	Кварцево-карбонатно-серпентинитовый сланец	63,29	0,45	9,76	3,45	2,05	Н. о.	3,25	5,50	1,24	1,16	9,95	400,10	5,09
7	То же	49,30	1,09	20,30	3,48	1,85	Н. о.	3,40	5,25	1,73	3,79	9,13	99,32	7,17
8	Кварцево-карбонатная порода	24,56	0,11	0,77	1,65	6,82	Н. о.	10,47	24,68	0,18	0,19	33,83	400,26	32,73

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории Западно-Сибирского геологического управления.

заметное развитие получили кварцево-карбонатные образования метаморфического генезиса. Эти образования, напоминающие по внешнему виду листвениты, локализуются в отличие от последних в трещинных зонах и шарнирах небольших складок, вне видимой связи с серпентинитами. Форма залегания отдельных тел описываемых пород — линзы и жилообразные залежи, размеры которых по сравнению с апосерпентинитовыми лиственитами невелики и составляют по простиранию 5—7 реже 10 м (при мощности 1—2 м). Вмещающими породами лиственито-подобных образований являются, как правило, песчаники и сланцы, сложенные кварцем, карбонатом и мусковитом. Контакты их резкие, нередко осложненные последующими тектоническими движениями.

В качестве примера подобных образований приведем описание одного из разрезов, расположенного на водоразделе рек Ярлу-Айры и Таджелу, в 4,5 км к востоку от Акташского ртутного месторождения (рис. 20). Он находится в пределах флишовой известково-песчано-сланцевой толщи среднего кембрия и приурочен к небольшой зоне дробления. Строение разреза следующее:

**Кварцево-карбонатные породы** состоят главным образом из кварца (20—40%), слагающего остроугольные зерна размером 0,05—0,1 мм, и карбоната (50—70%), образующего несколько более крупные, таблитчатые в плоскости шлифов кристаллы, локализующиеся совместно с кварцем в линейно-вытянутые прослои. Состав карбоната, судя по данным, полученным при его окрашивании, и по показателям преломления ( $N_o=1,702$ ;  $N_e=1,515 \pm 0,002$ ), соответствует паранкериту. В породе содержится также кальцит (несколько процентов), образующий регенерационные каемки на зернах магнетально-железистого карбоната, альбит, развивающийся в виде тончайших прожилков, хлорит и серицит, слагающие мелкочешуйчатые агрегаты, и пирит, наблюдаемый в виде отдельных, как правило, хорошо ограненных кристаллов. Текстура породы слоистая; структура неравномернозернистая.

**Кварцево-карбонатно-серицитовый сланец** помимо кварца и карбоната всегда содержит серицит, слагающий мелкие чешуйки (0,01—0,02 мм),

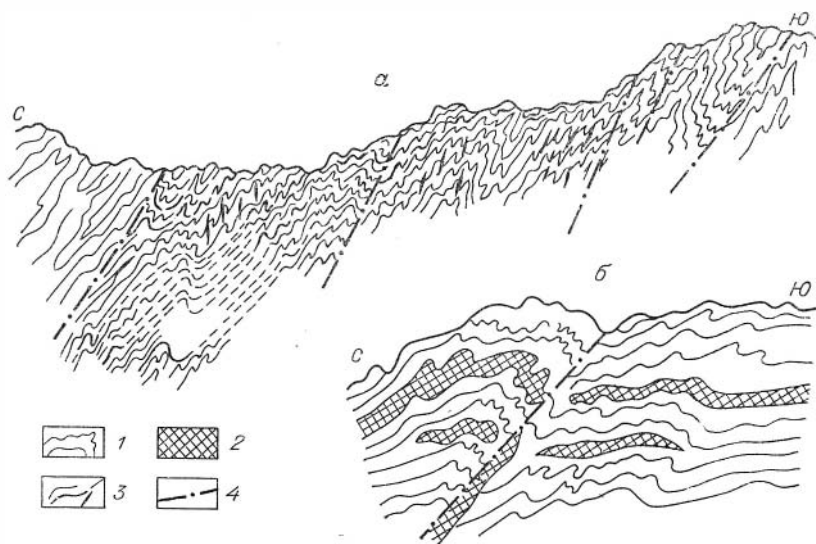


Рис. 20. Условия залегания метаморфогенных лиственитов на водоразделе рек Ярлу-Айры и Таджелу (по Бондаренко и Щербаню). Масштаб: а — 1 : 2500; б — 1 : 500.

1 — кварцево-карбонатно-серицитовые сланцы; 2—3 — метаморфогенные листвениты; 4 — тектонические нарушения.

которые, в свою очередь, обособляются в линейно-вытянутые прослои, чередующиеся с участками кварцево-карбонатного состава. Формы проявления кварца и карбоната и особенности их локализации в основном аналогичны отмеченным ранее. Состав карбоната, так же, как и в предыдущем случае, соответствует по показателям преломления ( $N_o=1702$ ;  $N_e=1,515$ ) паранкериту. Кроме трех указанных главных породообразующих минералов в описываемых породах устанавливаются 1—2%-ное содержание хлорита, альбита, пирита и гидроокислов железа и марганца. Текстура породы также слоистая, а структура — неравномернозернистая.

Таким образом, обе рассмотренные разновидности близки по составу и различаются между собой лишь количественными соотношениями главных породообразующих минералов.

На кривых нагревания карбонатных фракций (рис. 21) как кварцево-карбонатных пород (1, 2), так и вмещающих сланцев (3, 4).

Достаточно отчетливо проявились три экзотермических эффекта, свойственных анкериту или паранкериту, что резко отличает их от термограмм карбонатов, входящих в состав апосерпентинитовых лиственитов. Перемещение вещества в процессе образования метаморфогенных лиственитов отражено табл. 4 и на рис. 22.

Описанные выше кварцево-карбонатные породы, несмотря на сходство в минеральном составе с апосерпентинитовыми «биметасоматическими» лиственитами, обладают вместе с тем целым рядом признаков, позволяющих высказать предположение о том, что они образовались в результате проявления процессов регионального метаморфизма. Об этом свидетельствует, в частности, тот факт, что в Курайской ртутно-рудной зоне и в некоторых сопредельных районах рассматриваемые породы получили более широкое развитие, чем все известные типы метасоматических пород, а в ряде случаев имеют, по существу, региональное распространение. Морфологические особенности, размеры отдельных тел и закономерности распределения кварцево-карбонатных пород данного типа контролируются главным образом складчатыми структурами вмещающих сланцев, в то время как разрывные нарушения влияют на их локализацию менее существенно и к тому же являются в большинстве случаев наложенными. Кроме того, как показали петрографические наблюдения, кварцево-карбонатные породы и вмещающие их сланцы характеризуются весьма близким минеральным составом и различаются между собой только количественными соотношениями слагающих их минералов. Все это в общей сложности свидетельствует о том, что кварцево-карбонатные породы рассматриваемого типа являются образованиями, подобными альпийским

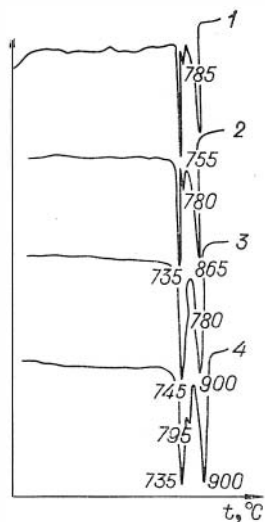


Рис. 21. Термограммы карбонатных фракций метаморфогенных лиственитообразных пород и вмещающих их сланцев.

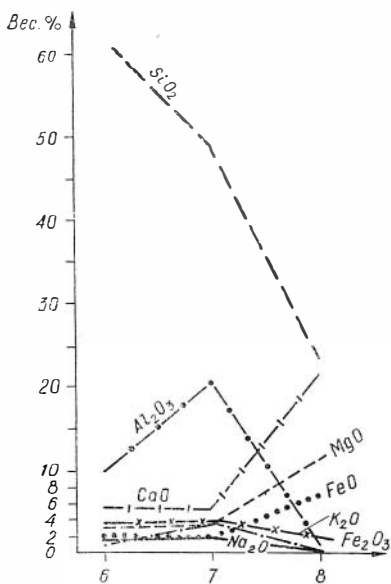


Рис. 22. Перемещение вещества в процессе образования метаморфогенных лиственитообразных пород.

жилам, возникшими в породах близкого им состава под влиянием процессов регионального метаморфизма.

Из изложенного материала видно, что в Алтае-Саянской области получили распространение три генетические разновидности лиственитов и лиственитоподобных пород: гидротермальные околорудные метасоматиты формации лиственитов—березитов, «биметасоматические» листвениты и лиственитоподобные породы метаморфического генезиса.

Листвениты—березиты гидротермального генезиса установлены в ряде районов локализации месторождений золота, в которых они слагают сравнительно небольшие по мощности околорудные ореолы вблизи золоторудных жил. Минеральный состав лиственитов—березитов определяется, с одной стороны, физико-химическими параметрами гидротермальных растворов, а с другой — составом исходных пород. При взаимодействии относительно низкотемпературных калиево-углекислых растворов с ультраосновными породами во внутренней зоне колонки, в конечном счете, образуются типичные листвениты, состоящие из кварца, магнетита—брейнерита и фуксита. Основные породы преобразуются в подобных условиях в кварцево-доломито-серпичитовые метасоматиты; средние и кислые — в березиты, сложенные кварцем и серпичитом с небольшим количеством доломита или кальцита, а калишпат-кварцевые породы и известняки испытывают перекристаллизацию без изменения состава. Не менее существенны различия в минеральном составе внешних зон метасоматических колонок.

«Биметасоматические» апосерпентинитовые листвениты образуются исключительно в контакте серпентинизированных гипербазитовых массивов с известняками или другими породами, содержащими заметные количества углекислого кальция. Они слагают вытянутые на несколько сотен или даже первые тысячи метров тела мощностью до 10—15 м, повторяющие в общих чертах конфигурацию тех или иных участков гипербазитовых массивов. Хотя «биметасоматические» листвениты характеризуются составом и зональностью, близкими гидротермальным околорудным лиственитам, они рассматриваются большинством исследователей как продукт биметасоматического преобразования серпентинитов и вмещающих их кальцийсодержащих пород под воздействием калиево-углекислых гидротермальных растворов, происхождение которых связывается с более поздними по отношению к процессу серпентинизации, но дорудными проявлениями гранитоидного магматизма.

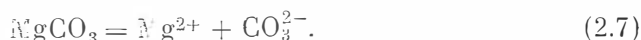
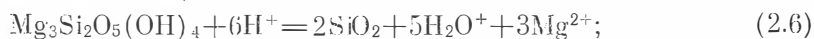
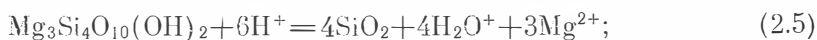
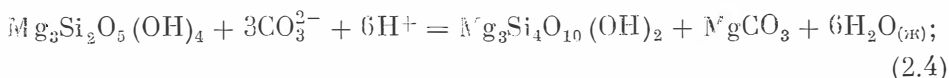
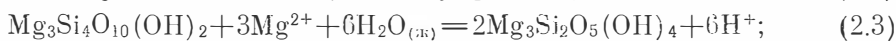
В отличие от «биметасоматических» и гидротермальных лиственитов лиственитоподобные породы метаморфического генезиса залегают вне видимой связи с серпентинитами и образуют, как правило, небольшие по размеру линзообразные залежки, более или менее равномерно распределенные на значительных площадях, достигающих нескольких десятков квадратных километров. Метаморфогенные листвениты и вмещающие их сланцы сложены кварцем, паранкеритом и мусковитом и отличаются друг от друга, по существу, только количественными соотношениями перечисленных минералов, а также текстурно-структурными особенностями. Приведенные данные позволяют считать эти породы образованиями типа альпийских жил, возникшими вследствие перекристаллизации вмещающих их кварцево-карбонатно-серпичитовых сланцев.

#### ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ЛИСТВЕНИТИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

Термодинамические и экспериментальные данные, касающиеся условий образования кварцево-магнезитовой минеральной ассоциации, т. е., по существу, лиственитов, содержатся в работах В. Ф. Викаса (Weeks, 1956), В. Иоханеса (Johannes, 1967), С. Н. Гавриковой (1970) и некото-



рых других исследователей. В этих работах рассмотрены главным образом температурные условия замещения кварцево-магнезитовой минеральной ассоциации тальком и серпентином при различных общих давлениях флюида в широком диапазоне соотношений воды и углекислоты и исходных компонентов в сфере реакции. Установлено, что при умеренных общих давлениях и сравнительно небольших содержаниях углекислоты в составе газовой фазы для реализации реакций замещения кварцево-магнезитовой ассоциации тальком и серпентином достаточно сравнительно низкая температура порядка 250—300°С. Полученные данные позволяют, в свою очередь, предположить, что реакции образования и преобразования лиственитов и лиственитизированных пород проходят в водных растворах, а миграция компонентов, в частности, углекислоты и магния осуществляется в ионной форме. Учитывая изложенное, некоторые реакции, реализуемые в данной системе в низкотемпературных условиях, можно представить в следующем виде:



Результаты расчетов приведенных реакций в стандартных и гидротермальных условиях представлены на рис. 23 и 24. Для данной системы (рис. 23) характерны пять стабильных полей, соответствующих магнезиту в ассоциации с кремнеземом, тальку в ассоциации с магнезитом, тальку, серпентину и кварцу. Для образования ассоциации  $\text{MgCO}_3 + \text{SiO}_2$  необходима довольно высокая активность суммарной углекислоты, превышающая  $10^{-2,5}$ , причем по мере ее возрастания поле устойчивости этой ассоциации постепенно расширяется, охватывая все более широкий интервал рН раствора. Образование парагенезиса тальк + магнезит становится возможным при  $\Sigma\text{CO}_2$ , превышающих  $10^{-4,25}$ , и рН раствора не ниже 7,25. Таким образом, для образования тальково-магнезитовой ассоциации по сравнению с кварцево-магнезитовой требуется при равных активностях суммарной углекислоты несколько большая щелочность раствора, а при фиксированной рН — меньшее значение  $\Sigma\text{CO}_2$ . Образование серпентина требует, с одной стороны, минимальных активностей углекис-

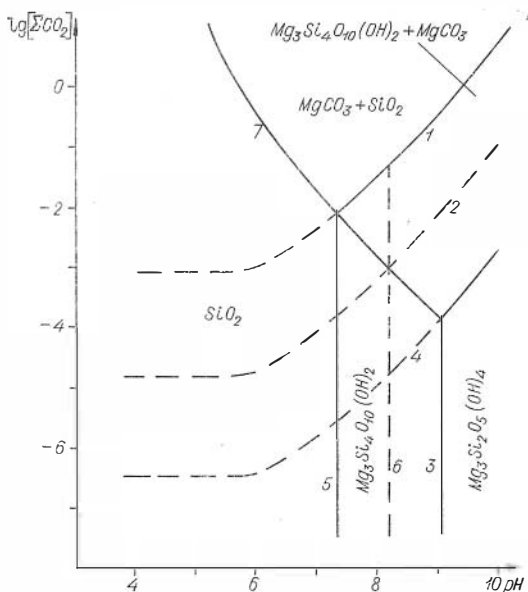


Рис. 23. Некоторые фазовые соотношения в системе  $\text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  в стандартных условиях.  $[\text{Mg}^{2+}] = 10^{-3}$ . Здесь и далее цифры у линий равновесия обозначают номера реакций внутри глав.

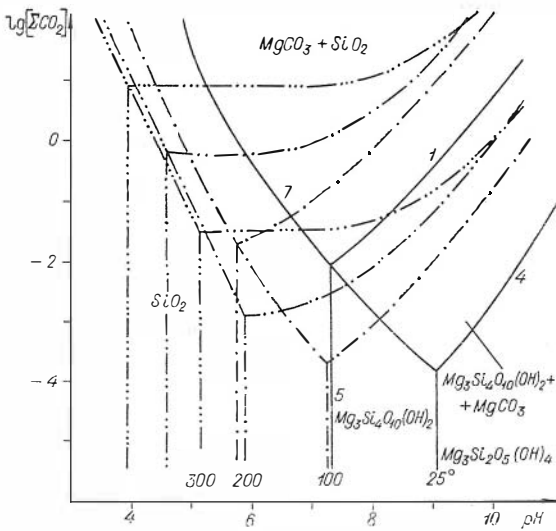


Рис. 24. Некоторые фазовые соотношения в системе  $MgO - SiO_2 - CO_2 - H_2O$  в гидротермальных условиях.  $[Mg^{2+}] = 10^{-3}$ .

что образование кварцево-карбонатных и тальково-карбонатных пород определяется, с одной стороны, активностью углекислоты в гидротермальных растворах, а с другой — их кислотностью — щелочностью и становится возможным в тех случаях, когда  $\Sigma CO_2 \leq 10^{-2,5}$ , а pH не выходит за пределы 5,00—10,00.

В связи с изложенным, определенным интерес представляют данные об активностях углекислоты в природных гидротермальных растворах. Одним из наиболее надежных источников информации подобного рода являются, как известно, данные химических анализов газовой-жидких включений минералов гидротермального генезиса. На рис. 25 показаны средние содержания  $HCO_3^-$ -иона во включениях в кварце из хрусталеносных жил (1), полученные И. Л. Ходаковским (1965) в результате статистической обработки более 70 микрохимических анализов. На эту же диаграмму нанесены определенные расчетные путем минимальные активности суммарной углекислоты, необходимые для образования кварцево-карбонатных (2) и тальково-карбонатных (3) пород. Если исходить из приведенных данных, то необходимо сделать вывод о том, что сравнительно низкотемпературные гидротермальные растворы содержали значительные количества углекислоты, вполне достаточные для развития процессов карбонизации серпентинитов, в то время как при высоких температурах эти процессы, по-видимому, не могли быть реализованы в связи с низкой активностью этого компонента. Понятно, что приведенные данные могут быть в той или иной степени уточнены и детализированы при изучении включений в минералах гидротермальных месторождений «лиственитового» типа, которые отличаются от хрусталеносных жил как по вещественному составу, так и по профилю процессов околорудного метасоматоза и поэтому, возможно, характеризовались несколько иными активностями углекислоты.

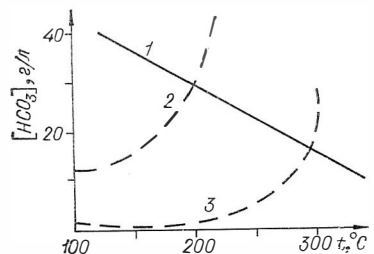
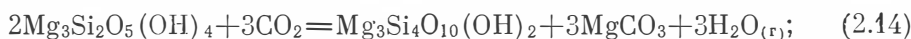
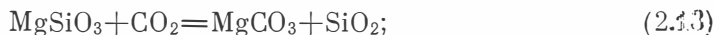
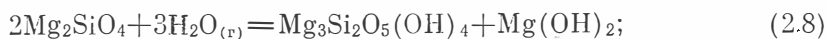


Рис. 25. Средние концентрации  $HCO_3^-$ -иона во включениях в кварцах хрусталеносных жил (1) и минимальные активности  $\Sigma CO_2$ , необходимые для образования кварцево-карбонатных (2) и тальково-карбонатных (3) пород.

лоты, а с другой — повышенных значений pH раствора (не менее 9,00). Образование талька в отличие от серпентина возможно при прочих равных условиях в интервале pH от 7,25 до 9,00. И, наконец, обширное поле устойчивости кварца занимает левую часть диаграммы, соответствующую значениям  $pH < 7,25$ .

Возрастание температуры (рис. 24) сдвигает рассматриваемые поля в область пониженных значений pH раствора и в целом отрицательно отражается на образовании карбонатов. Таким образом, результаты проведенных расчетов указывают на то,

Перейдем теперь к оценке температурных условий образования рассматриваемых ассоциаций. По-видимому, в качестве верхнего температурного предела их устойчивости может быть принята в первом приближении температура термической диссоциации магнезита, составляющая, по данным Г. Винклера (1969), 630—780°С при общем давлении флюида 1000 атм и отношении  $H_2O/CO_2$ , изменяющемся от 0,1 до 1,0. Возрастание общего давления при прочих равных условиях должно привести к увеличению температуры диссоциации магнезита. Более низкотемпературными являются реакции замещения некоторых магнезитсодержащих ассоциаций силикатами и гидросиликатами магния, сопровождающиеся выделением воды и двуокси углерода. Минимум реакций, необходимых для описания этих преобразований, можно представить в следующем виде:



Результаты расчета приведенных реакций для случая, когда отношение  $MgO:SiO_2 = 2:1$ , представлены на рис. 26—28. Диаграммы построены по методике, детально изложенной в работе Ю. П. Мельника (1969). Фазовые соотношения в системе в изобарно-изометрических условиях при заданном составе системы определяются, по существу, величинами парциальных давлений воды и углекислоты. При минимальных значениях парциальных давлений  $H_2O$  и  $CO_2$  в рассматриваемом температурном интервале устойчив безводный силикат магния — форстерит. Некоторое возрастание парциального давления углекислоты должно привести, согласно реакции (2.9), к замещению этого минерала равновесной ассоциацией эвстатит + магнезит. Величины парциальных давлений воды и углекислоты, достаточные для образования упомянутых ассоциаций, весьма незначительны, в связи с чем они

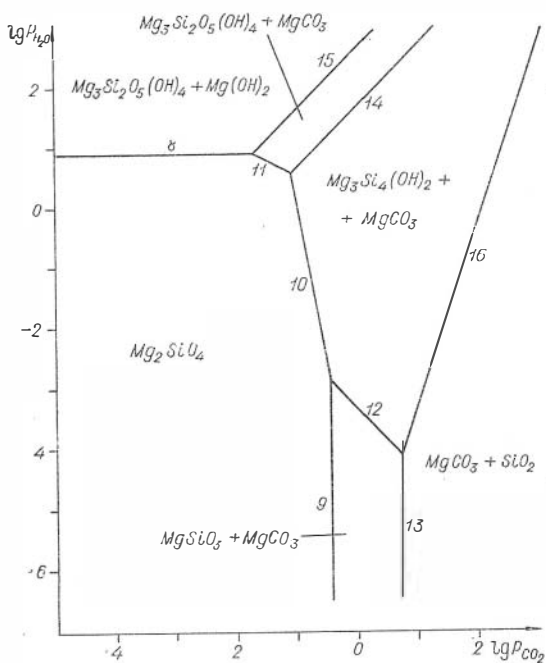


Рис. 26. Изотермическое сечение диаграммы фазовых равновесий в системе  $MgO - SiO_2 - CO_2 - H_2O$  ( $t = 227^\circ C$ ;  $MgO : SiO_2 = 2 : 1$ ).

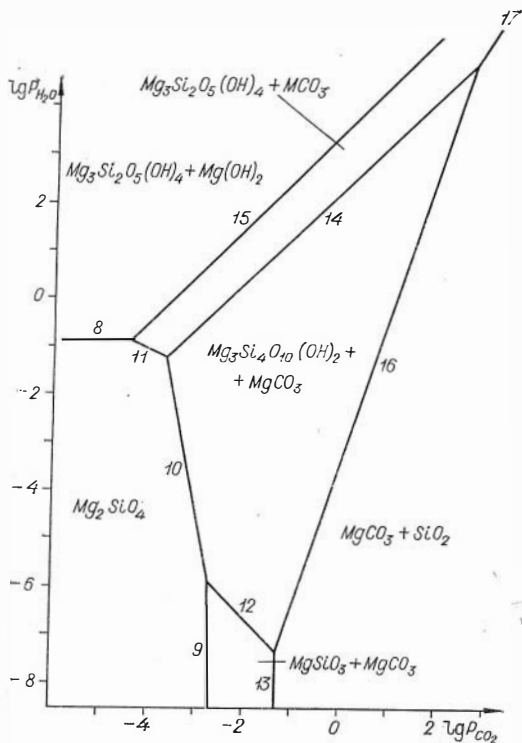


Рис. 27. Изотермическое сечение диаграммы фазовых равновесий в системе  $MgO - SiO_2 - CO_2 - H_2O$  ( $t = 127^\circ C$ ;  $MgO : SiO_2 = 2 : 1$ ).

являются неустойчивыми в гидротермальных условиях. Дальнейшее увеличение парциального давления углекислоты должно привести к образованию кварцево-магнезитовой ассоциации, стабильной в довольно широком диапазоне значений  $P_{CO_2}$  и  $P_{H_2O}$ . Замещение ассоциации магнезит + кварц тальком при температуре  $127^\circ C$  возможно при  $P_{CO_2} = 10^{-1.25} - 10^{+2.5}$  в широком интервале  $P_{H_2O}$ . Реализация реакции (2.17) связана с несколько более высокими парциальными давлениями углекислоты. И, наконец, при величинах  $P_{H_2O} \geq 10^{-1.4}$ , но несколько меньших  $P_{CO_2}$ , в данной системе происходит образование талька в ассоциации с карбонатом и брусита, согласно реакциям (2.14) и (2.15). Возрастание температуры при прочих равных условиях приводит, как это следует из сопоставления рас-

считываемых изотермических сечений, к значительному увеличению равновесных давлений воды и углекислоты для реакции карбонатизации и гидратации. Вместе с тем фазовые соотношения в системе в значительной степени определяются ее исходным составом. В случае, например, некоторого недосыщения системы кремнеземом (рис. 29, 30) на диаграммах наблюдаются всего три стабильных поля, соответствующих энстатиту, серпентину и магнезиту в ассоциации с кварцем, в то время как образование целого ряда упомянутых ранее парагенезисов оказывается в таких условиях невозможным. Таким образом, приведенные данные указывают на то, что образование кварцево-магнезитовой ассоциации определяется, вероятнее всего, двумя двариантными реакциями (2.16) и (2.17), которые, в связи с изложенным, целесообразно рассмотреть более подробно, в частности показать влияние на их реализацию температуры, давления и соотношения воды и углекислоты во флюиде. Результаты расчета этих реакций показаны на рис. 31 и 32. Из приведенных данных следует, что их равновесная температура находится в зависимости как от общего давления флюида, так и от соотноше-

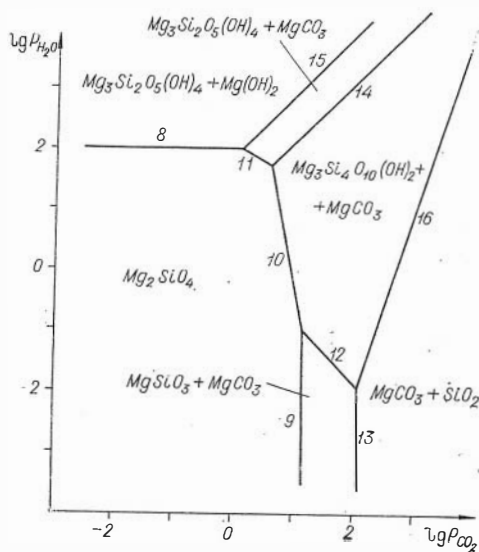


Рис. 28. Изотермическое сечение диаграммы фазовых равновесий в системе  $MgO - SiO_2 - CO_2 - H_2O$  ( $t = 327^\circ C$ ;  $MgO : SiO_2 = 2 : 1$ ).

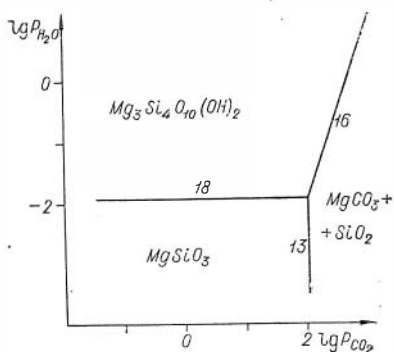


Рис. 29. Изотермическое сечение диаграммы фазовых равновесий в системе  $\text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  ( $t = 327^\circ \text{C}$ ;  $\text{MgO} : \text{SiO}_2 = 3 : 4$ ).

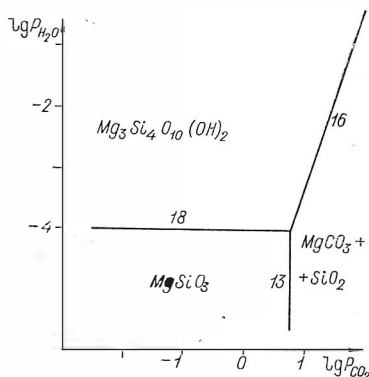


Рис. 30. Изотермическое сечение диаграммы фазовых равновесий в системе  $\text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  ( $t = 227^\circ \text{C}$ ;  $\text{MgO} : \text{SiO}_2 = 3 : 4$ ).

ния в нем воды и углекислоты и изменяется в связи с этим в широких пределах — от  $50$  до  $350^\circ \text{C}$ . Если допустить, что при образовании кварцево-магнезитовых пород гидротермального генезиса парциальное давление углекислоты не выходило за пределы  $500$  атм, то температура их образования не должна была превышать, согласно проведенным расчетам,  $150 - 200^\circ \text{C}$ .

Экспериментальная проверка расчетных данных при небольших парциальных давлениях  $\text{CO}_2$  проводилась в горизонтальном экзоклаве конструкции Ф. В. Сыромятипкова с перекрытыми вентилями, т. е. в закрытой системе. В качестве исходного материала использовалась тщательно растертая и перемешанная смесь химически чистого карбоната магния и аморфного кремнезема в весовых соотношениях от  $1:2$  до  $1:4$ , причем гигроскопическая вода, входящая в состав аморфного кремнезема, при приготовлении навески исключалась. Размер навески составлял  $40 - 50$  мг. В экспериментах использовался  $0,2 N$  раствор бикарбоната калия, выбор которого обусловлен присутствием иона калия в природных «лиственшитизирующих» растворах, рН  $0,2 N$  раствора  $\text{KHCO}_3$  в условиях, близких к стандартным, составляла  $8,75$ . Состав газовой фазы, присутствующей в экзоклаве, соответствовал составу атмосферы. Все эксперименты проводились непрерывно на протяжении семи суток. Закалка осуществлялась путем быстрого развешивания экзоклава в течение нескольких минут. Давление в процессе эксперимента выдерживалось постоянным и регулировалось прессом, предусмотренным конструкцией экзоклава. Замер давления проводился с помощью образцового манометра, точность работы которого составляет  $\pm 10$  атм. Температура в рабочей камере измерялась хромель-алюмелевой термонарой с точностью  $\pm 5^\circ \text{C}$ . Диагностика полученных продуктов осуществлялась методом рентгеноструктурного анализа.

Цель первой серии экспериментов (рис. 33, а) заключалась в установлении влияния соотношений магнезита и кремнезема в исходных пробах на состав вновь образовавшихся фаз при постоянных составах раствора и газовой фазы, а также фиксированном общем давлении, т. е. при постоянном парциальном давлении углекислоты.

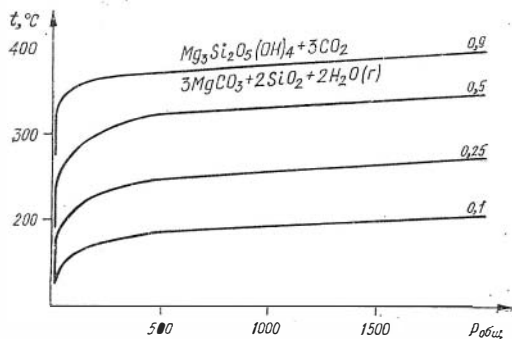


Рис. 31. Равновесные кривые реакции (2.17).

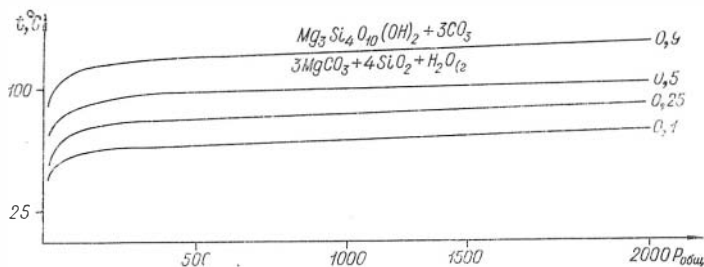


Рис. 32. Равновесные кривые реакции (2.16).

В нижней, низкотемпературной, части приведенной диаграммы расположено поле, в условиях которого кварцево-магнезитовая ассоциация не подверглась сколько-нибудь значительным преобразованиям, за исключением раскристаллизации кремнезема. Повышение температуры до 180° С приводит к замещению ассоциации магнезит+кремнезем тальком или тальком совместно с серпентином. Образование талька устанавливается в тех случаях, когда содержание SiO<sub>2</sub> в исходных пробах превышает 35% их общего веса. При той же температуре, по более низкому содержанию кремнезема в исходных пробах отмечается кристаллизация талька совместно с серпентином. Помимо упомянутых твердых фаз в ряде случаев устанавливается (причем обычно в пробах, обработанных сравнительно низкотемпературными растворами) присутствие слабо раскристаллизованной «монтмориллонитоподобной» фазы, диагностика которой не могла быть осуществлена достаточно надежно. Граница между тальково-магнезитовой и тальково-серпентино-магнезитовой минеральными ассоциациями неплохо согласуется с расчетными данными, согласно которым она должна соответствовать составу системы, содержащей ~65% MgCO<sub>3</sub>, ~35% SiO<sub>2</sub>. Суммируя изложенное, можно заключить, что кремнисто-магнезитовая минеральная ассоциация устойчива до температуры 180° С при общем давлении в системе, равном 200 атм, и содержании CO<sub>2</sub> в газовой фазе, составляющем 0,03 ее объема. В более высокотемпературных условиях эта ассоциация замещается тальком или тальком и серпентином в зависимости от соотношения в исходных пробах магнезита и кремнезема.

Второй серией экспериментов определялось влияние общего давления на устойчивость кремнисто-магнезитовой ассоциации. При проведении этих опытов количественные соотношения магнезита и кремнезема в исходных пробах выдерживались постоянными и равнялись 1:1. Постоянными сохранялись состав раствора (0,2 N KНСО<sub>3</sub>) и состав газовой фазы, которая во всех случаях была представлена воздухом. Результаты этой серии экспериментов показаны на рис. 33, б: замещение ассоциации MgCO<sub>3</sub>+SiO<sub>2</sub> тальком начинает осуществляться в условиях данных экспериментов, так же как и в предыдущем случае, при температуре около 180° С. При этом, однако, следует иметь в виду, что используемый метод диагностики позволяет достоверно фиксировать вновь образованные твердые фазы кристаллического строения лишь в тех случаях, когда количество их составляет >10% от исходного вещества. Указанное положение, естественно, не могло не привести к некоторому завышению температуры, определяющей положение линии равновесия рассматриваемых реакций. С целью проверки этого положения

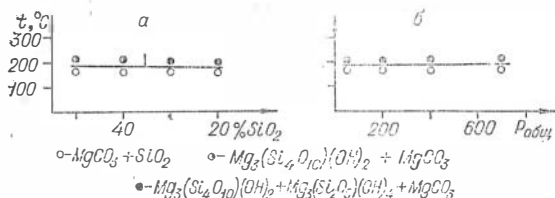


Рис. 33. Условия замещения кремнисто-магнезитовой минеральной ассоциации тальком и серпентином.

а — первая серия экспериментов; б — вторая серия.

а — первая серия экспериментов; б — вторая серия.

была поставлена третья серия экспериментов, проведенных по методу, детально описанному в работе И. П. Иванова (1970). Сущность метода заключается в том, что в состав навески включаются в измельченном виде все кристаллические фазы исследуемой реакции в количествах, соответствующих их мольным соотношениям. Направление смещения равновесия фиксировалось в данном случае путем определения с помощью химического анализа количества углекислоты в исходных веществах и в продуктах реакции. Точность анализа составляла  $\pm 0,5\%$ . Результаты проведенных экспериментов, представленные на рис. 34, показывают, что условия равновесия рассматриваемой реакции наступают не при  $180^\circ\text{C}$ , как это устанавливается при анализе продуктов реакции методом рентгеноструктурного анализа, а при  $160^\circ\text{C}$ .

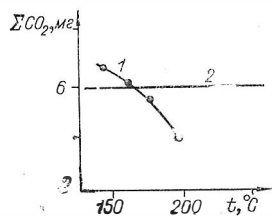


Рис. 34. Диаграмма, иллюстрирующая условия равновесия реакции замещения кремнисто-магнезитовой ассоциации тальком.

1 — содержание углекислоты в продуктах реакции; 2 — содержание углекислоты в исходной пробе.

Из приведенной диаграммы следует, кроме того, что изменение общего давления не оказывает ощутимого влияния на ход реакции оталькования кварцево-магнезитовой ассоциации. Это, как может показаться на первый взгляд, парадоксальное явление объясняется следующим образом. Термодинамические расчеты (см. рис. 31 и 32) показали, что температура реакций замещения парагенезиса  $\text{MgCO}_3 + \text{SiO}_2$  соответствующими гидросиликатами магнезия находится в зависимости, с одной стороны, от общего давления, а с другой — от содержания углекислоты в составе флюида. При умеренных и в особенности небольших содержаниях углекислоты влияние общего давления на ход реакции оказывается менее ощутимым, чем при высоких концентрациях этого компонента. Нетрудно представить такой случай, когда возрастание общего давления на несколько сотен и даже тысяч атмосфер не окажет сколько-нибудь существенного влияния на ход реакции декарбонатизации в связи с очень малым содержанием углекислоты в составе флюида, а следовательно, и незначительным в абсолютном выражении возрастанием парциального давления  $\text{CO}_2$ . Расчеты показали, что при содержании углекислоты в составе флюида, равном 0,01 объема газовой фазы, возрастание общего давления на несколько тысяч атмосфер приводит к увеличению температуры соответствующего фазового перехода всего на несколько десятков градусов. В связи с изложенным становится понятно, что линия равновесия рассматриваемой реакции при содержании  $\text{CO}_2$  в составе флюида, равной 0,0003 его объема, и возрастании общего давления всего на 800 атм должна характеризоваться весьма незначительным наклоном к оси давления, трудно уловимым использованными методами анализа продуктов реакции и измерительной аппаратурой.

Остановимся теперь на результатах экспериментальной проверки реакции замещения ассоциации  $\text{MgCO}_3 + \text{SiO}_2$  тальком, предпринятой Йоханесом (Johannes, 1967). По данным этого исследователя, замещение кварцево-магнезитового парагенезиса тальком при соответствующих весовых соотношениях исходных веществ и общем давлении, равном 2000 атм, осуществляется при температуре от  $350$  до  $470^\circ\text{C}$  в зависимости от соотношения воды и углекислоты во флюиде, которое в данном случае изменялось соответственно от 0,05 до 0,9. Сопоставление результатов термодинамических расчетов с экспериментальными данными Йоханеса, приведенное на рис. 35, указывает на их весьма значительное расхождение. Причина этого может быть обусловлена, с одной стороны, недостаточной точностью использованных при расчетах констант серпентина, а с другой — некоторым завышением равновесных температур, определенных экспериментальным путем.

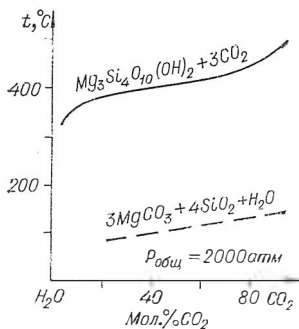


Рис. 35. Линии равновесия реакции (2.16) по экспериментальным (сплошная линия) и расчетным данным (штриховая линия).

полпнения представляет собой единый процесс с формированием окружающих метасоматитов, то и мономинеральные кварцевые образования.

Сопоставляя приведенные метасоматические колонки с данными, полученными расчетным путем (см. рис. 23 и 24), нетрудно заметить между ними совершенно определенные черты сходства. В случае, если активность суммарной углекислоты достаточна для образования карбонатсодержащих ассоциаций, вдоль горизонтальной оси приведенных диаграмм отмечается последовательная смена парагенезисов, аналогичная метасоматической колонке первого типа. При пониженной активности  $\Sigma \text{CO}_2$  возникает бескарбонатная колонка. Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что метасоматические колонки лиственинов, а также, по-видимому, и их аналоги, развивающиеся по породам иного состава, представляют собой продукт одностадийного взаимодействия слабокислых или близких к нейтральным ( $\text{pH} = 6-7$ ) калиево-углекислых растворов с породами различного состава, для полной реализации которого должны выполняться три основных условия: относительно высокая активность углекислоты в исходном растворе ( $\Sigma \text{CO}_2 > 10^{-2.5}$ ), последовательное возрастание их щелочности по мере приближения к наименьшим породам и сравнительно низкая температура, не превышающая при умеренных парциальных давлениях углекислоты 250—300 °С. Невыполнение первого и третьего взаимосвязанных условий влечет за собой реализацию бескарбонатного варианта метасоматических колонок.

## Глава 3

### ОКВАРЦОВАННЫЕ ПОРОДЫ

Гидротермально окварцованные породы получили весьма широкое распространение во многих рудных провинциях в связи с месторождениями различных генетических типов: от наиболее высокотемпературных скарповых до низкотемпературных — телетермальных. Практически мономинеральные гидротермально окварцованные породы встречаются как в виде пространственно обособленных от прочих типов метасоматитов преимущественно апонизвестняковых образований, так и в качестве отдельных зон сложных метасоматических колонок, возникающих в алюмосиликатной среде при достаточно интенсивном проявлении процессов аргиллизации, хлоритизации, образования вторичных кварцитов и пр. Нередко



случается также, что в пределах локализации рудных месторождений помимо гидротермально окварцованных пород имеются неотличимые от них по минеральному составу образования, возникшие вследствие проявления более ранних процессов, иногда даже сингенетических с формированием вмещающих толщ. В таких случаях немаловажное практическое значение приобретает разработка критериев для выделения генетических типов этих пород с целью использования некоторых из них для поисков месторождений. Подобное расчленение окварцованных пород с последующей оценкой их потенциальной рудоносности проведено В. П. Федорчуком (1969) на примере некоторых ртутно-рудных районов Средней Азии.

В этой главе рассмотрены самостоятельные в генетическом отношении типы окварцованных и кремнистых пород, получивших достаточно широкое распространение в ряде районов Алтае-Саянской области. Среди них, как показали проведенные исследования, могут быть выделены наиболее молодые гидротермально окварцованные породы, возникшие в результате проявления околюрудного метасоматоза; сравнительно древние доверхпалеозойские окварцованные породы, именуемые в данном районе «метасоматическими микрокварцитами», и сингенетические с вмещающими толщами образования — силлилиты.

### ОКВАРЦОВАННЫЕ ПОРОДЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ГЕНЕЗИСА

По сравнению с силлилитами и «метасоматическими микрокварцитами» гидротермально окварцованные породы получили в Алтае-Саянской области ограниченное распространение и установлены достоверно лишь в полях локализации гидротермального свинцово-цинкового, ртутного, флюоритового и прочего оруденения. Чаще всего эти породы образуют линейно-вытянутые жильобразные и линзообразные тела, достигающие по простиранию нескольких десятков, реже сотен метров при мощности, изменяющейся в пределах первого десятка метров. Иногда они слагают залежи неправильной формы, приближающиеся по своим очертаниям к гнездам, карманам и штокам, размеры которых, как правило, не превышают нескольких квадратных метров.

Для окварцованных пород данного типа характерна довольно отчетливо выраженная приуроченность к тектоническим нарушениям. Обычны также проявления гидротермального окварцевания вблизи зон брекчирования и дробления, устанавливаемых, в частности, на Акташском, Чаган-Узунском и других ртутных месторождениях и рудопроявлениях Курайской зоны. Процессы гидротермального окварцевания развиваются как по породам карбонатного состава, так и по алюмосиликатным образованиям, хотя в последнем случае они проявляются менее интенсивно, на что указывает некоторое уменьшение мощности окварцованных зон при переходе их в алюмосиликатные породы, а также сравнительно невысокое содержание в них новообразований кварца. Вторая особенность гидротермально окварцованных пород состоит в их тесной пространственной и, по-видимому, генетической связи с ртутной, свинцово-цинковой и флюоритовой минерализацией, которая выражается в том, что они сопровождают многие рудные тела, образуя вокруг них оторочки и околожильные ореолы.

Особенности процессов гидротермального окварцевания карбонатных пород можно рассмотреть на примере Акташского ртутного месторождения Курайской зоны, подавляющее большинство рудных тел которого локализуется в известняках и доломитах. Многие из таких тел содержат в своем составе то или иное количество гидротермального кварца, более или менее интенсивно замещающего вмещающие эти тела карбонатные породы (см. рис. 16). Один из участков рудоносной зоны брекчирования показан на рис. 36.

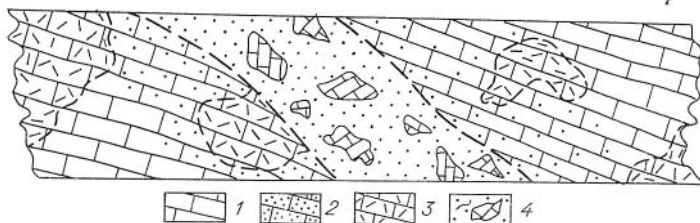


Рис. 36. Условия залегания гидротермально окварцованных известняков в кварцшлага 18, штольня 8 Акташского месторождения.

1 — известняки; 2 — гидротермально окварцованные породы; 3 — кальцитизированные и перекристаллизованные известняки; 4 — зона брекчирования.

Изучение шлифов показывает, что гидротермально окварцованные породы имеют ряд специфических особенностей, отличающих их от других типов существующих кварцевых образований. Прежде всего, при замещении исходных известняков и доломитов кварц образует довольно крупные зерна — от 0,5 до 1 мм, ассоциирующиеся в неправильной формы скопления, которые составляют от 10—15 до 60—70% измененной породы. Часто встречаются хорошо ограненные кристаллы кварца размером до 1,5—2 мм и более, которые в плоскости шлифов приобретают формы правильных шестиугольников. Помимо кварца, в измененных мраморизованных и доломитизированных известняках всегда содержатся незамещенные участки этих пород, сложенные соответственно зернами кальцита или доломита, а также то или иное количество кристаллов пирита обычно в форме пентагондодекаэдров, тошкочешуйчатые скопления глинистых минералов и непрозрачные в проходящем свете образования гидроокислов железа. Количество крупнозернистого гидротермального кварца по мере удаления от рудных тел и зон брекчирования в большинстве случаев постепенно уменьшается. При этом устанавливается, что крупнозернистый гидротермальный кварц замещает не только мраморизованные известняки, но и доломиты, также, как будет показано ниже, представляющие собой метасоматические образования. Приведенные данные свидетельствуют о том, что процесс образования гидротермально окварцованных пород является одним из наиболее поздних, близким по времени с процессами рудообразования.

Процессы гидротермального окварцевания алюмосиликатных пород

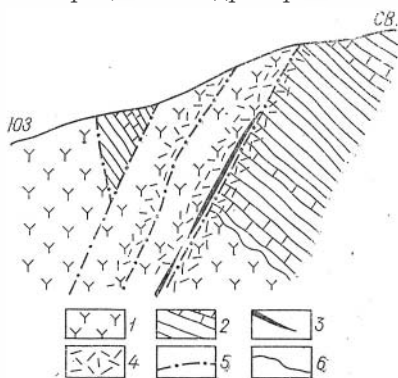


Рис. 37. Условия залегания окварцованных эффузивно-осадочных пород на Коксарском месторождении (М 1 : 10000).

1 — эффузивные породы кислого состава; 2 — известняки и песчаники; 3 — участки гидротермально окварцованных пород, содержащих рудное оруденение; 4 — гидротермально окварцованные породы; 5 — тектонические нарушения; 6 — линии контактов.

достаточно полно проявились на Коксарском рудном месторождении, локализуемом в эффузивно-осадочной толще аксайской свиты девона (рис. 37). Гидротермально окварцованные породы образуют в пределах этого месторождения линейно-вытянутые зоны мощностью до 10 м, приуроченные к шву разлома и к более мелким опоявающим его тектоническим нарушениям и зонам брекчирования и дробления. К зонам интенсивного окварцевания повсеместно примыкают также линейно-вытянутые участки более или менее интенсивно измененных пород, содержащих в своем составе до 10—15% глинистых минералов, представленных каолинитом и гидрослюдой. Не исключена возможность, что все породы являются продуктом проявления единого процесса аргиллизации, детальная характеристика которого приводится в следующей

Результаты химических анализов свежих и в различной степени окварцованных туфокогломератов Коксаирского месторождения

№ п/п	Туфокогломерат	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe●	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MnO	MgO	Ш. Ш. Ш.	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Σ
1	Неизмененный	61,79	0,52	13,54	0,22	14,43	0,87	0,62	0,21	6,98	0,20	0,22	99,60
2	Аргиллизированный	67,98	0,78	2,88	0,43	18,18	0,27	—	0,10	6,95	0,12	1,62	99,31
3	Окварцованный	71,12	0,49	2,96	0,65	14,68	0,20	0,03	0,77	4,74	0,04	3,46	99,14
4	»	73,46	0,34	1,70	0,86	14,25	1,66	0,03	0,30	6,86	0,14	0,18	99,78

Примечание. Анализы выполнены в ИГИГ СО АН СССР Л. А. Непеной.

главе. Ртутное оруденение приурочено к отдельным участкам окварцованных туфокогломератов. Процессы окварцевания развиваются в основном в цементе этих пород. При этом возникают характерные розетковидные и «лапчатые» срастания довольно крупных (0,5—1,0 мм) зерен кварца, цементирующих обломки исходной породы. Реже можно наблюдать замещение агрегатами кварца обломков полевого шпата и других первичных минералов. Интенсивность окварцевания зависит от удаленности того или иного участка от швов тектонических нарушений, а также, по-видимому, от физико-механических свойств, в частности пористости отдельных пачек исходных пород. Сопоставление химического состава неизмененных и в различной степени окварцованных туфокогломератов указывает на то, что в процессе преобразования этих пород отмечается значительный привнос кремнезема и небольшое возрастание количества кальция при интенсивном выносе железа (табл. 5, рис. 38).

Таким образом, отличительными признаками гидротермально окварцованных пород являются сравнительно небольшие по размеру и линзообразные или гнездообразные по форме тела, обычно тесно приуроченные к швам тектонических нарушений и рудоносным зонам брекчирования и дробления, а также относительно крупный размер и подморфные очертания слагающих такие тела зерен кварца. Как будет показано ниже, гидротермально окварцованные породы являются сравнительно поздними последовыми образованиями, наиболее тесно пространственно и, вероятно, генетически связанные с также молодым верхнепалеозойским—мезозойским ртутным, флюоритовым и свинцово-цинковым оруденением, в связи с чем присутствие этих пород можно, по-видимому, рассматривать как один из наиболее надежных поисковых критериев для выявления месторождений и рудопроявлений данного типа. Вместе с тем, несмотря на широкое распространение и изолированное положение, гидротермально окварцованные породы вряд ли могут считаться представителями самостоятельной метасоматической формации. Во всяком случае некоторые разновидности апонизвестяковых кварцитов формируются синхронно с аргиллизацией алюмосиликатных пород и, таким образом, должны быть отнесены к формации аргиллизитов.

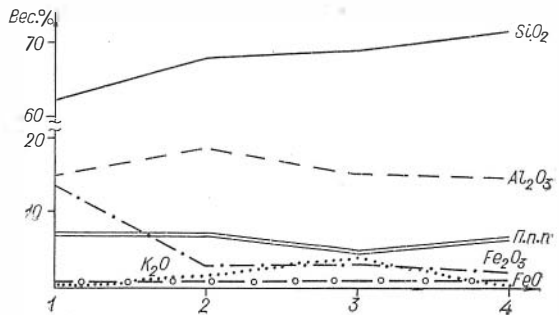


Рис. 38. Перемещение вещества в процессе окварцевания туфокогломератов Коксаирского месторождения.

## «МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МИКРОКВАРЦИТЫ»

Термин «метасоматические микрокварциты» используется исследователями Алтае-Саянской области в одних случаях для обозначения вторично окварцованных алюмосиликатных и карбонатных пород, связанных своим происхождением процессам автометаморфизма гипербазитов (Пинус и др., 1958); в других этим наименованием обозначены гидротермально измененные околорудные породы, сопровождающие рудные месторождения и рудопроявления (Троценко, 1964). В данной работе под термином «метасоматические микрокварциты» подразумеваются породы первого из указанных типов.

«Метасоматические микрокварциты» получили особенно широкое распространение в Курайской зоне вблизи ослабленных зон и тектонических нарушений, обрамляющих с юго-востока древние отложения баратальского выступа. Они прослеживаются также вдоль подновленных тектоническими подвижками контактов синийских известняков и перекрывающих их синийско-кембрийских эффузивов и эффузивно-осадочных отложений. Чаще всего «метасоматические микрокварциты» слагают пластообразные тела протяженностью от первых десятков до нескольких сотен метров при мощности, изменяющейся от 5—10 до 100 м.

Примером таких образований служат апонизвестняковые микрокварциты, вмещающие рудные тела первого участка Кызыл-Чинского свинцово-цинкового месторождения (рис. 39). Месторождение расположено в зоне крупного дизъюнктивного нарушения субшпротного простирания, по которому сопрягаются пестроцветные эффузивно-осадочные образования девона с синийско-кембрийскими толщами. Среди девонских пород залегает блок апонизвестняковых микрокварцитов, вытянутый в виде тектонического клина по Кызыл-Чинской дизъюнктивной зоне. Рудная минерализация, представленная гнездами, прожилками и вкрапленностью галенита, сфалерита, пирита и некоторых других сульфидов, приурочена

к тектоническим нарушениям и зонам брекчирования и дробления, оперяющим Кызыл-Чинский разлом. Формирование руд сопровождалось интенсивным гидротермальным окварцеванием вмещающих пород, причем значительные изменения претерпели и микрокварциты.

Микроскопические наблюдения показали, что апонизвестняковые микрокварциты состоят, по существу, из одного минерала — кварца, слагающего изометричные зерна размером от нескольких тысячных до сотых долей миллиметра. Кроме кварца в составе микрокварцитов присутствуют кальцит, образующий прожилкообразные скопления, волокнистые агрегаты хлорита и отдельные чешуйки серпичита. Структура породы — микрогранобластовая.

Околорудные гидротермально окварцованные породы на Кызыл-Чинском месторождении резко отличаются от вмещающих их микрокварцитов более светлой окраской. Как и в рассмотренных выше случаях, они образуют линзообразные тела, достигающие по простиранию 10—30 м при мощности

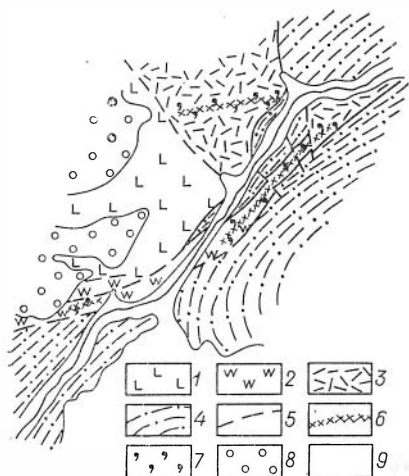


Рис. 39. Условия залегания тел «метасоматических микрокварцитов» и гидротермально окварцованных пород в рудном поле Кызыл-Чинского рудопроявления (по Щербаню и Оболенскому, 1967).

1 — вулканогенно-осадочные отложения; 2 — «метасоматические микрокварциты»; 3 — пестроцветные образования; 4, 5 — тектонические нарушения и зоны расщепления; 6 — зоны с рудной минерализацией; 7 — гидротермально окварцованные породы; 8, 9 — третичные и четвертичные отложения.

1—2 м, которые окаймляют подавляющее большинство тектонических нарушений и зон брекчирования и дробления, вмещающих рудные тела.

Изучение шлифов показывает, что гидротермально окварцованные породы, в отличие от вмещающих их микрокварцитов, сложены идиоморфными зернами кварца размером от десятых долей до 1—2 мм, ассоциирующимися в почти мономинеральные агрегаты. Количество таких агрегатов в перекристаллизованных микрокварцитах изменяется в широких пределах: от 90—95% в центральных частях отдельных тел, непосредственно примыкающих к швам тектонических нарушений и залбандам рудных жил (где они слагают, по существу, зоны сплошной перекристаллизации), до нескольких процентов в наиболее удаленных участках, в которых вторичный кварц избирательно развивается по первичному, образуя более или менее густую вкрапленность и отдельные неправильной формы скопления в мелкозернистой массе последнего. Особенно наглядны взаимоотношения между описываемыми разновидностями окварцованных пород в широко распространенных на месторождении зонах брекчирования: здесь разнообразные по величине и форме обломки темно-серых, часто почти черных микрокварцитов цементируются и частично замещаются более светлыми агрегатами сравнительно крупнозернистого кварца, развивающимися в той или иной степени и в призальбандовых частях вмещающих такие брекчи пород. Приведенные данные указывают на то, что «метасоматические микрокварциты» — более древние образования по сравнению с наложенными на них гидротермально окварцованными породами.

Помимо широко распространенных апонизвестняковых микрокварцитов в Курайской зоне известны аналогичные по составу образования, развивающиеся по алюмосиликатным породам и, в частности по диабазовым порфиритам, также входящим в состав древних синийско-кембрийских отложений. В этом отношении показателен Чуйский участок, расположенный к северо-востоку от Чаган-Узунского месторождения и сложенный перемежающимися прослоями известняков и порфиритов нижнего кембрия, в ряде случаев замещенных микрокварцитами (рис. 40). Тела микрокварцитов здесь образуют линзообразные залежки, секущие вмещающие их породы, преимущественно вблизи ослабленных зон и тектонических нарушений. Мощность отдельных тел 10—15 м. Контакты с вмещающими породами чаще всего прямолинейные, резкие. Минеральный состав микрокварцитов, развивающихся по порфиритам, и их текстурно-структурные особенности близки апонизвестняковым разновидностям этих пород. Различие между ними лишь в том, что апонорфиритовые микрокварциты содержат иногда сохранившиеся от замещаемой породы зерна плагиоклаза, отдельные чешуйки хлорита, тонкодисперсные скопления лейкоксона и редкие кристаллы шприта. Итак, обе разновидности микрокварцитов, несмотря на резкие различия минерального состава замещаемых ими исходных пород, характеризуются сходным геологическим положением, близкими формами отдельных тел и аналогичным минеральным составом.

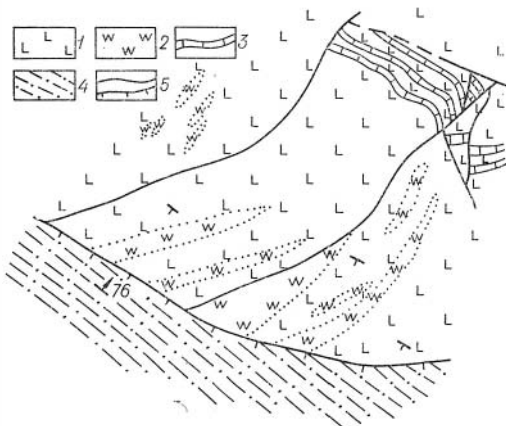


Рис. 40. Условия залегания тел «метасоматических микрокварцитов» в вулканогенно-осадочной толще на Чуйском участке (по Щербаню и Оболенскому, 1967).

1 — вулканогенно-осадочные отложения; 2 — «метасоматические микрокварциты»; 3 — известняки; 4 — пестроцветные образования; 5 — тектонические нарушения.

Как уже упоминалось, «метасоматические микрокварциты» относятся одними исследователями к образованиям сравнительно древним, не имеющим генетических связей с оруденением, в то время как другие склопы рассматривать их как породы более молодые, связанные генетически с позднепалеозойскими месторождениями и рудопроявлениями свинца, цинка, флюорита и ртути. Проведенные исследования показали, что в развитых в тех же районах базальных конгломератах курайской ( $С_{m3}-O_1$ ) и аксайской ( $D_2^1$ ) свит содержится довольно значительное количество гальки «метасоматических микрокварцитов», аналогичных по минеральному составу и текстурно-структурным особенностям микрокварцитам из обнажений нижнепалеозойских толщ. Это служит прямым доказательством сравнительно древнего доверхнекембрийского возраста микрокварцитов. О том же свидетельствуют находки ксенолитов микрокварцитов в дорудных лампрофирах мезозойского возраста и наличие весьма обширных полей микрокварцитов, не содержащих каких-либо признаков рудной минерализации.

Таким образом, можно утверждать, что в отличие от гидротермально окварцованных пород «метасоматических микрокварцитов», распространенные в Курайской зоне, являются образованиями сравнительно древними, доверхнекембрийскими. Естественно, что использование их в качестве поискового признака верхнепалеозойской или даже мезозойской рудной минерализации требует известной осторожности. В лучшем случае эти породы можно рассматривать как благоприятную физико-механическую среду для рудоотложения или же как своеобразные фиксаторы древних каналов гидротермальной деятельности, служивших, возможно, в некоторых случаях (после подновления) путями циркуляции рудоносных растворов.

#### СИГЕНЕТИЧЕСКИЕ С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ КРЕМНИСТЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

К сингенетическим кремнистым породам относятся прослои и линзы силлицилитов, наиболее часто встречающиеся в составе баратальской и арыджанской свит позднего докембрия — нижнего кембрия (рис. 16, 41, 42). Мощность таких прослоев и линз, как правило, невелика и изменяется от 1 до 5, реже до 10 м при значительной выдержанности по простиранию. Контакты этих пород с вмещающими их известняками довольно резкие, легко различимые макроскопически.

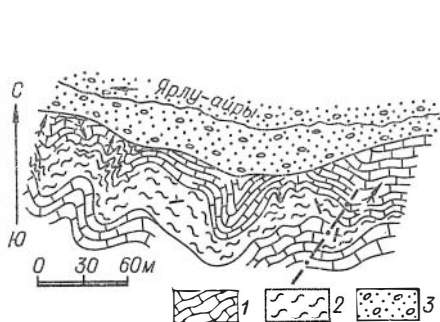


Рис. 41. Условия залегания силлицилитов в известняках Баратальского горста в низовье р. Ярлу-Айры (по П. М. Бондаренко).

1 — известняки; 2 — силлицилиты; 3 — аллювиальные отложения.

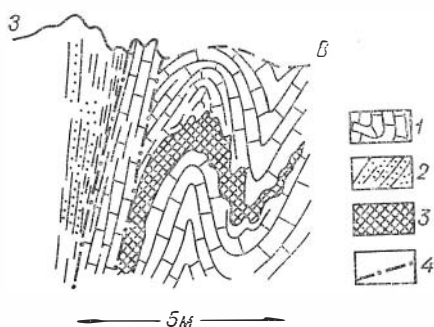


Рис. 42. Условия залегания линзы силлицилитов в известняках Баратальской свиты в районе пос. Акташ на правом берегу р. Чибит (по П. М. Бондаренко).

1 — известняки; 2 — песчаники и сланцы; 3 — силлицилиты; 4 — тектонические нарушения.

Силицилиты сложены главным образом ориентированными в прослох мелкими зернами кварца, которые составляют 85—95% породы. Помимо кварца обычно устанавливаются кальцит, серпичит, глинистые минералы, пирит и углеродное вещество. Нередко можно видеть, в особенности вблизи рудных тел, явления перекристаллизации силицилитов с образованием более крупных стяжений хорошо ограненного кварца, лишенных признаков слоистости. Поскольку эти породы получили локальное распространение и приурочены обычно к тектонически ослабленным зонам, формирование их следует, по-видимому, связывать с проявлениями более поздних гидротермальных процессов. Таким образом, отличительными признаками силицилитов являются линзо- и пластообразная формы тел, приуроченность таких тел к отдельным горизонтам и блокам вмещающих их известняков и текстурно-структурные особенности.

Вопрос о генезисе силицилитов, входящих в состав древних толщ Юго-Восточного Алтая и Кузнецкого Алатау, в свое время детально обсуждался в литературе. По мнению А. И. Чуракова (1931), линзообразные тела силицилитов, развитые в верхах енисейской свиты, т. е. баратальской свиты Юго-Восточного Алтая, представляют собой первично осадочные кремнистые породы, что косвенно подтверждается находками в них спонгул губок и шаровидных образований, напоминающих радиолярии (Кузнецов, 1933). В отличие от А. И. Чуракова В. П. Нехорошев (1938) и М. А. Усов (1933) пришли к выводу о том, что генезис силицилитов следует связывать с подводным вулканизмом, проявления которого совпадают во времени с формированием этих пород. Таким образом, несмотря на расхождения по вопросу об условиях образования силицилитов, исследователи пришли к единому мнению в вопросе о времени формирования этих пород, считая их сингенетичными с вмещающими толщами. Во всяком случае не приходится сомневаться в том, что силицилиты как по условиям образования, так и по времени формирования не имеют ничего общего с более поздними последовонскими проявлениями гидротермальных процессов.

#### ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ОКВАРЦОВАННЫХ ПОРОД

Данные о растворимости как аморфного, так и кристаллического кремнезема в различных физико-химических условиях содержатся в работах Г. Кеннеди (Kennedy, 1950), Г. Александера и др. (Alexander e. a., 1954), Н. И. Хитарова (1956), Го Окамото и др. (Go Okamoto e. a., 1957), Р. К. Айлера (1959), и др. В одной из последних работ Б. Н. Рыженко (1967) рассматривается вопрос о растворимости кремнезема в широком температурном диапазоне при различных значениях рН раствора. Используя экспериментально определенные первую и вторую константы диссоциации ортокремниевой кислоты и данные по растворимости кремнезема, полученные Ван Лигом и др. (Van Lier e. a., 1960), Г. Кеннеди (Kennedy, 1950) и Мери и др. (Morey e. a., 1962), этот исследователь вычислил величины растворимости кремнезема для температурного интервала от 25 до 350°С при рН раствора от 7 до 13. Из графиков, построенных по данным Б. Н. Рыженко, следует, что растворимость кремнезема незначительно изменяется при рН раствора между 8—10, но резко увеличивается в случае дальнейшего возрастания его щелочности и довольно быстро достигает своего максимума (рис. 43). Увеличение температуры раствора от 25 до 300°С при рН < 9 приводит к последовательному повышению растворимости кремнезема, в то время как в более щелочной области растворимость SiO<sub>2</sub> достигает предельных величин при 200°С, а затем при более высоких температурах несколько понижается. Б. Н. Рыженко вполне обоснованно считает, что это положение может

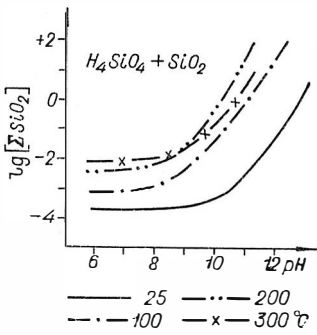


Рис. 43. Кривые растворимости кремнезема в воде в стандартных и гидротермальных условиях.

быть использовано для объяснения явлений переотложения кремнезема в процессах гидротермального минералообразования. Растворимость аморфного кремнезема, как это установлено экспериментальным путем Го Окамото и др. (Go Okamoto e. a., 1957), хотя и характеризуется несколько большими абсолютными величинами по сравнению с растворимостью кварца, но подчиняется указанным выше закономерностям. Таким образом, выпадение кремнезема из гидротермальных растворов обуславливается двумя основными причинами: понижением их температуры либо возрастанием кислотности раствора, причем в щелочной среде возможны явления переотложения этого компонента в интервале температур от 200 до 300° С.

Влияние давления на растворимость кварца в воде в температурном интервале от 100 до 600° С изучалось экспериментальным путем Кеннеди (Kennedy, 1950), Мори и Хессельгессером (Moru, Hesselgesser, 1951) и Н. И. Хитаровым (1956). Результаты их исследований показаны в графическом виде на рис. 44 и 45. Из приведенных данных следует, что в докритической области увеличение давления приводит к плавному и весьма незначительному возрастанию растворимости кремнезема, в связи с чем главным фактором, определяющим изменение этого параметра в данном случае, следует считать температуру. Несколько иная картина наблюдается в области надкритических температур. Здесь при давлениях менее 750 атм увеличение температуры влечет за собой уменьшение растворимости кремнезема, в то время как при более высоких давлениях растворимость  $\text{SiO}_2$ , напротив, довольно резко возрастает, достигая максимума при предельных давлениях. Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что в условиях надкритических температур при  $P_{\text{общ}} > 750$  атм падение давления наряду с другими упомянутыми факторами может служить причиной интенсивного выпадения кремнезема из раствора. Что касается области низких температур, в которой образовалась подавляющая часть изучавшихся месторождений, то в этих случаях роль давления как фактора выпадения кварца из растворов сводится, по-видимому, к минимуму.

Растворимость кремнезема в воде в присутствии минерализаторов изучалась Н. И. Хитаровым (1956). Установлено, что при температуре 400° С и давлении 2000 кг/см<sup>2</sup> в 0,5 N растворе NaCl растворяется

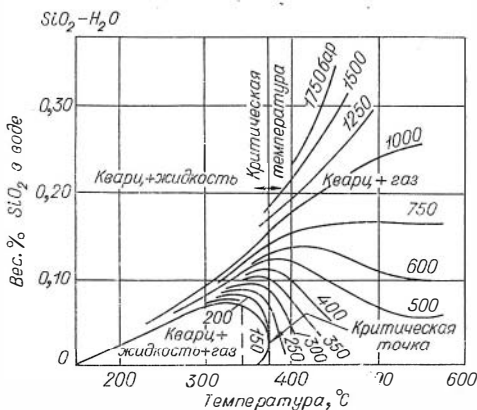


Рис. 44. Изобары растворимости кремнезема в воде, по Кеннеди (Kennedy, 1950).

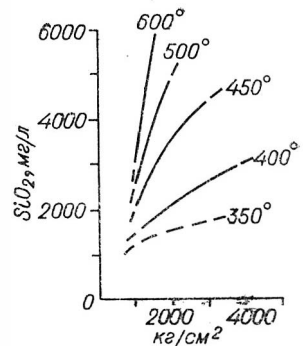


Рис. 45. Изотермы растворимости кремнезема в воде, по данным Мори, Хессельгессера и Хитарова (Хитаров, 1956).



2070 мг/л, в растворе той же концентрации  $\text{NaHCO}_3$  — 5000—5500,  $\text{NaOH}$  — 29000—35000 мг/л  $\text{SiO}_2$ . Такое резкое колебание растворимости кварца обусловлено, по-видимому, не столько влиянием минерализаторов, сколько изменениями кислотности—щелочности раствора, хотя, конечно, роль  $\text{Cl}^-$  и ионов углекислоты в процессе растворимости  $\text{SiO}_2$  трудно полностью отрицать. Известно, кроме того, что растворимость кремнезема заметно возрастает в присутствии  $\text{HCl}$  и  $\text{HNO}_3$ , а при палчии в растворе ионов алюминия, напротив, несколько понижается (Айлер, 1959). Особенно резко возрастает растворимость кремнезема в кислых растворах в присутствии фтора, что, как будет показано ниже, связано с образованием комплексного иона  $\text{SiF}_6^{2-}$ . Таким образом, хотя влияние целого ряда минерализаторов на растворимость кремнезема можно считать установленным, строгая количественная оценка этого фактора является делом будущего.

Перейдем теперь к характеристике некоторых возможных форм миграции кремния в водных растворах. В настоящее время известно несколько форм нахождения кремния в водных растворах: силикатные ионы кремниевых кислот, комплексный ион кремнефтористоводородной кислоты, ионы гетерополикислот и др. В данном случае необходимо остановиться на характеристике первых двух групп ионов и их соединений, которые, как показывают анализы вод современных гидротерм (Богомолов и др., 1967) и вытекание из газовой-жидких включений некоторых минералов (Хитаров, 1965), реально существуют в природных условиях.

По вопросу о форме растворенного в воде кремнезема среди исследователей нет единого мнения. Например, Окура (Айлер, 1959) полагает, что растворенный в воде кремнезем находится в ионной форме, а В. Бритцингер и др. (Britzinger H. et W., 1936) считают, что наиболее вероятной формой нахождения кремнезема в воде являются гидротированные молекулы. Айлер (1959) допускает, кроме того, что кремний по отношению к кислороду может находиться не в четверной, а в шестерной координации. Экспериментальные исследования Яндера и Яра (Jander, Jahr, 1934), основанные на определении скоростей диффузии ионов и молекул в воде, показали, что кремнезем характеризуется коэффициентом диффузии 0,53, соответствующим размеру молекулы типа  $\text{H}_4\text{SiO}_4$ , в то время как в сильно щелочных условиях ( $\text{pH} = 10,9 - 13,0$ ) главной формой нахождения кремнезема является дисиликатный ион. Если исходить из этих данных, то, как полагают В. И. Бабушкин и др. (1965), механизм растворения кварца в воде сводится к деполяризации и гидролизу сплоскообразных связей с образованием в конечном итоге ортокремниевой кислоты, которая в зависимости от  $\text{pH}$  раствора будет находиться либо в гидратированной, либо в ионной форме.

Константы диссоциации ортокремниевой кислоты, определенные Флинтом и Уэльсом (Бабушкин и др., 1965), составляют  $K_1 = 2 \cdot 10^{-10}$ ;  $K_2 = 2 \cdot 10^{-12}$ ;  $K_3 = 2 \cdot 10^{-12}$  и  $K_4 = 2 \cdot 10^{-12}$ . По данным Б. Н. Рыженко (1967),  $K_1$  и  $K_2$  в стандартных условиях соответственно равны  $10^{-9,93}$  и  $10^{-12}$ . Как можно видеть, приведенные величины вполне сопоставимы. Для метакремниевой кислоты Роллер и Эрвин (Roller, Ervin, 1940) нашли следующие величины констант диссоциации  $K_1 = 1 \cdot 10^{-9,8}$  и  $K_2 = 1 \cdot 10^{-12,16}$ . Результаты других авторов (Joseph e. a., 1925) отличаются незначительно. Используя величины констант диссоциации орто- и метакремниевой кислот, можно рассчитать по приведенным ниже уравнениям процентные содержания отдельных форм кремнекислот в растворе в зависимости от его кислотности — щелочности:

$$\text{H}_4\text{SiO}_4\% = 100 \frac{[\text{H}^+]^4}{[\text{H}^+]^4 + K_1[\text{H}^+]^3 + K_1K_2[\text{H}^+]^2 + K_1K_2K_3[\text{H}^+] + K_1K_2K_3K_4}; \quad (3.1)$$

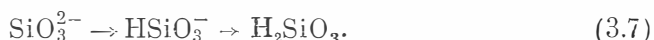
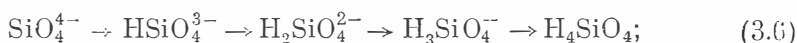
$$H_3SiO_4^- \% = 100 \frac{K_1 [H^+]^3}{[H^+]^4 + K_1 [H^+]^3 + K_1 K_2 [H^+]^2 + K_1 K_2 K_3 [H^+] + K_1 K_2 K_3 K_4}; \quad (3.2)$$

$$H_2SiO_4^{2-} \% = 100 \frac{K_1 K_2 [H^+]^2}{[H^+]^4 + K_1 [H^+]^3 + K_1 K_2 [H^+]^2 + K_1 K_2 K_3 [H^+] + K_1 K_2 K_3 K_4}; \quad (3.3)$$

$$HSiO_4^{3-} \% = 100 \frac{K_1 K_2 K_3 [H^+]}{[H^+]^4 + K_1 [H^+]^3 + K_1 K_2 [H^+]^2 + K_1 K_2 K_3 [H^+] + K_1 K_2 K_3 K_4}; \quad (3.4)$$

$$SiO_4^{4-} \% = 100 \frac{K_1 K_2 K_3 K_4}{[H^+]^4 + K_1 [H^+]^3 + K_1 K_2 [H^+]^2 + K_1 K_2 K_3 [H^+] + K_1 K_2 K_3 K_4}. \quad (3.5)$$

Результаты таких расчетов для стандартных условий приведены на рис. 46 и 47. Положение линий, отражающих диссоциацию молекулярной кремнекислоты на ионы при повышенных температурах, показано на рис. 48. При построении этой диаграммы использованы данные Б. Н. Рыженко (1967). Приведенные диаграммы свидетельствуют о том, что эволюция форм кремнекислоты в водном растворе в стандартных условиях и при повышенных температурах определяется концентрацией в нем водородных ионов и при возрастании последней протекает по следующей схеме:



Нельзя, однако, не отметить, что приведенная схема эволюции форм кремнекислоты установлена путем формальных расчетов и не во всех своих звеньях экспериментально подтверждена. Известны данные, которые свидетельствуют о том, что процесс диссоциации ортокремниевой кислоты не ограничивается данной схемой, а сопровождается образованием силикатных ионов типа  $Si_2O_7^{2-}$ ,  $SiO_3^{2-}$  и др. (Рыженко, Хитаров, 1968). Условия образования этих ионов все еще остаются недостаточно изученными. Подводя итог, можно заключить, что образование кремнекислоты в водном растворе находится в зависимости как от его темпера-

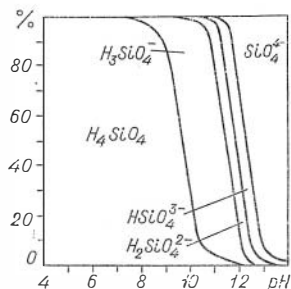


Рис. 46. Результаты расчета форм ортокремниевой кислоты в растворе при различных рН.

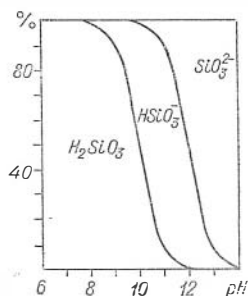


Рис. 47. Результаты расчета форм метакремниевой кислоты в растворе при различных рН.

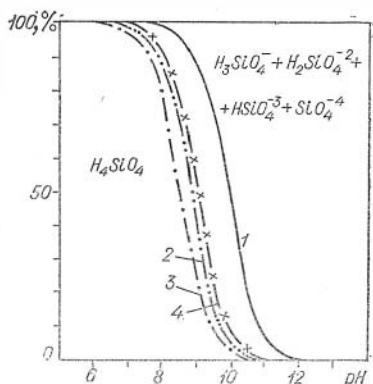
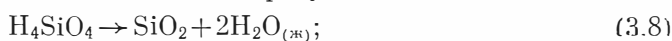


Рис. 48. Равновесные линии диссоциации ортокремниевой кислоты в стандартных и гидротермальных условиях ( $^{\circ}C$ ): 1 — 25; 2 — 200; 3 — 200; 4 — 100.

туры, так и от кислотности—щелочности и становится возможным в значительных количествах при величинах pH не менее 10. В тех случаях, когда концентрация молекулярной кремниевой кислоты в растворе превышает ее растворимость, это соединение полимеризуется и выпадает в осадок:



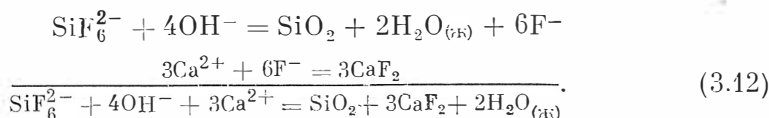
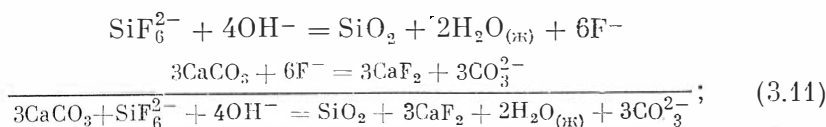
Полимеризация кремниевой кислоты, непосредственно предшествующая выпадению кремнезема из раствора, представляет собой сложное явление, теория которого не до конца разработана. Экспериментальным путем установлено, что в стандартных условиях скорость протекания процесса полимеризации кремниевой кислоты не остается постоянной при изменении pH раствора, а обнаруживает довольно четкий максимум, соответствующий, по данным Р. К. Айлера (1959), pH 5—8, а Брейди и др. (Brady e. a., 1953) 8,0. Эти данные, полученные с помощью разных методов, в различных условиях и поэтому несколько отличающиеся друг от друга, свидетельствуют о том, что максимальная скорость полимеризации кремниевой кислоты, а следовательно, и выпадения кремнезема в осадок устанавливается в нейтральных, слабощелочных и слабокислых растворах.

В случае нахождения кремния в растворе в виде комплексного иона  $\text{SiF}_6^{2-}$  процесс выпадения кремнезема в осадок может быть описан следующим уравнением:



Результаты расчета этой реакции для случая, когда  $[\text{F}^-] = 10^{-3}$ , в стандартных условиях и при повышенных температурах, представлены на рис. 49. Как следует из диаграммы, выпадение кремнезема из раствора, содержащего  $\text{SiF}_6^{2-}$  в количестве от  $10^0$  до  $10^{-6}$  моль/л, становится возможным в стандартных условиях при  $\text{pH} \sim 3-4$ . Увеличение температуры несколько сдвигает линию равновесия в область более кислых растворов, а возрастание концентрации  $\text{F}^-$ , напротив, приводит ее к некоторому смещению в более щелочные условия. Таким образом, в отличие от предыдущего случая, интенсивное выпадение кремнезема из раствора, вследствие разложения комплексного иона  $\text{SiF}_6^{2-}$  происходит при относительно низких pH раствора порядка 3—4.

Если рассмотренная реакция протекает в присутствии карбоната кальция или кальций-иона в растворе, то создаются благоприятные условия для образования равновесной ассоциации флюорит + кварц:



Процесс диссоциации карбоната кальция описывается следующим уравнением:



На рис. 50 показаны результаты расчета данной системы реакций для случая, когда  $[\Sigma\text{CO}_2] = [\text{Ca}^{2+}] = 10^{-3}$ . Как можно видеть, образование флюорита за счет кальция возможно в весьма широком интервале pH раствора.

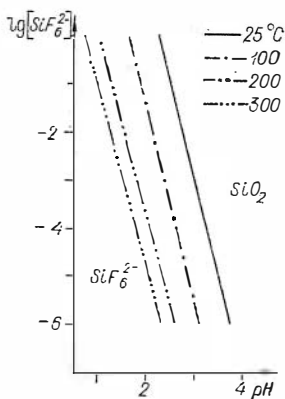


Рис. 49. Линии равновесия реакции диссоциации  $\text{SiF}_6^{2-}$  в условиях повышенных температур.  $[\text{F}^-] = 10^{-3}$ .

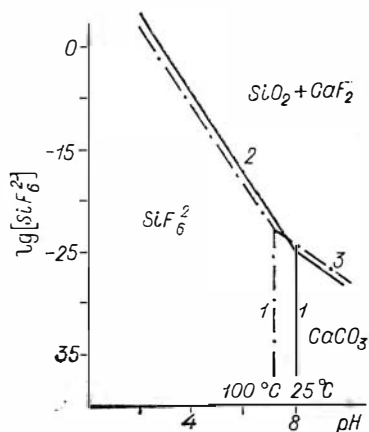
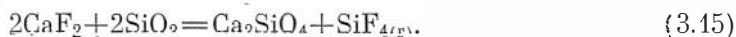


Рис. 50. Условия образования ассоциации флюорит+кварц в стандартных и гидротермальных условиях.  $[\text{CO}_2] = [\text{Ca}^{2+}] = 10^{-3}$ , 1 — реакция (3.13), 2 — (3.12), 3 — (3.11).

Для суждения о верхнем температурном пределе устойчивости кварцево-флюоритовой минеральной ассоциации могут быть использованы расчеты реакций ее разложения с образованием безводных силикатов кальция и газовой фазы, представленной  $\text{SiF}_4$ :



Результаты расчета этих реакций показали (рис. 51, 52), что для замещения кварцево-флюоритовой ассоциации волластонитом необходима весьма высокая температура, которая даже при парциальном давлении  $\text{SiO}_4$ , составляющем 1 атм, равна  $1650^\circ\text{C}$ . Еще более высокие температуры требуются для замещения этой ассоциации ларнитом.

Экспериментальное изучение рассматриваемого процесса проводилось в горизонтальном экзоклаве конструкции Ф. Б. Сыромятникова. В качестве исходного материала использовался карбонат кальция, размер навесок которого составлял 40 мг. Предварительно из экзоклава вакуумным насосом откачивался воздух, после чего разреженное пространство заполнялось 0,2 N водным раствором гексафторсиликата аммония, а затем производился быстрый нагрев системы до необходимой температуры. Продолжительность экспериментов выдерживалась постоянной и составляла 24 ч. Замеры температуры и давления осуществлялись описанным выше способом. Необходимая кислотность—щелочность исходного раствора

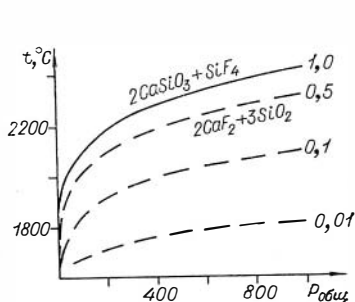


Рис. 51. Равновесные кривые реакции (3.14).

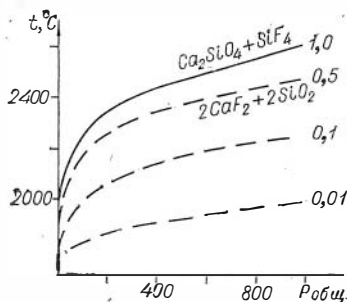


Рис. 52. Равновесные кривые реакции (3.15).

достигалась путем пропускания газообразного аммиака через раствор, после чего последний фильтровался и подавался в экзоклав. Замеры рН раствора проводились в стандартных условиях до начала эксперимента. Диагностика полученных продуктов реакций осуществлялась с помощью рентгеноструктурных и химических анализов.

Результаты проведенных экспериментов показали, что при  $t = 100$ — $600^\circ$  и  $\text{pH} = 4,0$ — $8,0$  происходило замещение кальция кварцево-флюоритовой ассоциацией по схеме  $\text{CaF}_2 + \text{SiO}_2$ . Это значит, что при концентрации в исходном растворе гексафторсилката аммония, равной  $0,2 N$ , карбонат кальция замещается флюоритом и кремнеземом в довольно широком интервале температур от  $100$  до  $600^\circ \text{C}$  при кислотности—щелочности раствора, равной  $4$ — $8$ .

Переходя к обсуждению экспериментальных данных, отметим, что конструктивные возможности использованной аппаратуры не позволили получить путем прямого определения численные значения целого ряда параметров, необходимых для строгой количественной оценки рассматриваемого процесса. В частности, невозможно было измерить изменение кислотности—щелочности раствора в ходе реакций и определить количественные соотношения в нем кальция и углекислоты. По этим же причинам затруднительна экспериментальная проверка условий равновесия реакций, предварительно установленных расчетным путем. Трудновыполнимым и к тому же, по-видимому, в значительной степени лишённым смысла, представляется экспериментальное определение верхнего температурного предела устойчивости ассоциации  $\text{CaF}_2 + \text{SiO}_2$ , что обусловлено весьма высокими температурами диссоциации этого парагенезиса. Таким образом, выполненные экспериментальные исследования свелись, по существу, к моделированию процесса замещения кальцита кварцево-флюоритовой ассоциацией, демонстрирующего принципиальную возможность его протекания при температурах  $100$ — $600^\circ \text{C}$  в довольно широком интервале кислотности—щелочности растворов.

Суммируя результаты термодинамических и экспериментальных исследований, можно заключить, что процесс замещения карбоната кальция кварцево-флюоритовой минеральной ассоциацией происходит в широком температурном интервале, полностью охватывающем условия гидротермального минералообразования в природных условиях. При этом главными факторами, определяющими ход данного процесса, следует считать активность  $\text{SiF}_6^{2-}$  в растворе и его кислотность—щелочность. Все сказанное позволяет, в свою очередь, рассматривать приведенную схему как один из возможных путей образования кварцево-флюоритовых метасоматитов, а  $\text{SiF}_6^{2-}$  как вероятную форму переноса фтора и кремния в гидротермальных растворах.

Следует, однако, оговориться, что рассмотренная схема не может быть принята в качестве универсальной. Об этом свидетельствует отсутствие кварцево-флюоритовой ассоциации в составе рудных тел и околорудных метасоматитов большей части рудных месторождений. Вместе с тем известно, что процессы кремнисто-фтористого метасоматоза получили довольно широкое распространение в ряде ртутно-рудных провинций и, в частности, на Хайдарканском ртутном месторождении в Средней Азии (Федорчук, 1969). Не исключена возможность, что в этих случаях кварцево-флюоритовые метасоматиты представляют собой продукт взаимодействия первично-кислых, содержащих  $\text{SiF}_6^{2-}$  гидротермальных растворов с вмещающими эти метасоматиты известняками.

Изложенный материал позволяет сделать следующее заключение о физико-химических условиях образования гидротермально окварцованных пород. По-видимому, можно допустить, что миграция кремнезема в гидротермальных растворах осуществлялась в двух основных формах: в виде кремниевых кислот и при наличии в растворе достаточных

количеств фтора — в виде комплексного иона  $\text{SiF}_6^{2-}$ . Расчетные и экспериментальные данные указывают на то, что выпадение кремнезема из растворов, содержащих кремнекислоту, могло быть обусловлено двумя причинами, первая из которых и, по-видимому, основная, заключается в понижении температуры этих растворов, а вторая состоит в возрастании их кислотности. При этом необходимо отметить, что эффективная реализация второго из отмеченных факторов вряд ли могла получить широкое распространение, поскольку эволюция гидротермальных растворов, как это устанавливается в результате анализа парагенетических ассоциаций, составляющих метасоматически измененные породы, характеризуется на завершающих этапах возрастанием щелочности растворов (Коржинский, 1953 и др.). Что касается давления как фактора отложения кварца из растворов, то роль этого параметра на низко- и среднетемпературных месторождениях сводится, по-видимому, к минимуму. В случае переноса кремния в растворах в виде комплексного иона  $\text{SiF}_6^{2-}$  главной и, вероятно, единственной причиной кристаллизации кремнезема следует считать повышение щелочности растворов, обусловленное общими закономерностями их эволюции, и, возможно, в частных случаях — реакциями растворов с породами повышенной основности.

#### Г л а з а 4

### АРГИЛЛИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ

Гидротермально аргиллизированные породы пользуются довольно широким распространением в полях локализации преимущественно низко- и среднетемпературных месторождений гидротермального генезиса. Они установлены и изучены на золоторудных (Bundy *et al.*, 1959; Русинова, 1970, и др.), молибденовых (Рехарский, 1957; Казницын, 1960; Пампура и др., 1964; и др.), полиметаллических (Вопорно, 1959; Гогшвили, 1960; Тоокег, 1963; и др.), урановых (Омельяненко, 1966<sub>2</sub>, и др.), пьезокварцевых (Бергер, 1966) и других месторождениях. К числу наиболее детально исследованных относятся гидротермально аргиллизированные породы ртутных месторождений, детально описанные наряду с другими типами гидротермально измененных пород в специальных монографиях А. И. Славской (1957) и В. П. Федорчука (1969). Геологический и минералогический материал по гидротермально аргиллизированным породам был суммирован Г. Т. Волостных (1972).

Вместе с тем нельзя не отметить, что некоторые немаловажные черты условий образования гидротермально аргиллизированных пород изучены еще сравнительно слабо, что относится прежде всего к физико-химической и, в частности, термодинамической стороне процесса формирования аргиллизированных пород, а также касается причин и условий формирования наблюдаемой в них горизонтальной и вертикальной метасоматической зональности и влияния на этот процесс состава исходных образований. В данной главе предпринята попытка в какой-то мере восполнить указанный пробел на примере ранее не изучавшихся под этим углом зрения гидротермально аргиллизированных пород некоторых ртутных месторождений Алтае-Саянской складчатой области и одного из флюоритовых месторождений Восточного Забайкалья. Имеющийся фактический материал позволяет рассмотреть проявления процесса аргиллизации по трем резко отличным друг от друга по своему минеральному составу разновидностям пород: кварцево-полевошпатово-хлоритовым песчаникам, андезито-базальтовым порфиритам и известнякам.

## АРГИЛЛИЗИРОВАННЫЕ КВАРЦЕВО-ПОЛЕВОШПАТОВО-ХЛОРИТОВЫЕ ПЕСЧАНИКИ

Из числа известных ртутных месторождений Алтае-Саянской области наиболее благоприятным объектом для изучения процессов гидротермальной аргиллизации является Акташское ртутное месторождение, на котором эти процессы проявились достаточно широко и полно. Как неоднократно отмечалось в литературе (Кузнецов, 1937, 1958 и др.), Акташское месторождение приурочено к зоне пологого одноименного надвига — одного из главнейших структурных элементов района (см. рис. 16, 57). Висячее крыло надвига сложено метаморфизованными сланцами кварцево-хлоритового состава, которые относятся к образованиям ниже-среднекембрийского возраста ( $C_{m1-2}$ ). Породы лежащего крыла представлены аркозовыми песчаниками и мраморизованными известняками нижнепалеозойского возраста ( $C_{m3}-O_1$ ), собранными в пределах месторождения в антиклинальную складку, на северное крыло которой и надвинуты метаморфизованные сланцы. Ртутное оруденение локализуется главным образом в трещинных зонах, разрывающих породы известково-сланцевой толщи непосредственно под поверхностью надвига, которая в данном случае играла, по-видимому, роль экрана.

Обычно процессы аргиллизации развиваются по алюмосиликатным породам вдоль шва надвига и огибающих его тектонических нарушений, образуя пластообразные и линзообразные тела, протягивающиеся по простиранию на несколько сотен и даже тысяч метров, а по надиону прослеженные на 300—400 м. Мощность таких тел невелика и обычно не выходит за пределы первого десятка метров, но в тектонически ослабленных участках, сопровождающих зоны рассланцевания, смятия, региональные разломы и пр., она может значительно возрастать, достигая нескольких десятков метров. В случаях, когда породы, подвергшиеся процессам аргиллизации, неоднородны и состоят из благоприятных алюмосиликатных и неблагоприятных, например, карбонатных начек, то формы залегания аргиллизированных пород, естественно, усложняются. Интенсивность проявления процессов аргиллизации, как правило, постепенно уменьшается по мере удаления от нарушений, но иногда среди сравнительно сильно преобразованных пород встречаются практически неизменные участки, что обусловлено, вероятно, различными физико-механическими свойствами и, в частности, пористостью исходных пород.

Проведенное минералого-петрографическое изучение нескольких разрезов аргиллизированных песчаников и сланцев Акташского месторождения позволило установить, что они, как и большинство метасоматических образований, характеризуются довольно отчетливо выраженной горизонтальной и вертикальной зональностью. Особенности горизонтальных метасоматических колонок в верхней части месторождения можно рассмотреть на примере одного из наиболее детально изученных разрезов аргиллизированных песчаников, вскрытого 8-м квершлагом 8-й штольни. В этом разрезе установлены три метасоматические зоны, расположенные в следующем порядке: неизменный песчаник → зона гидрослюд → зона каолинита → зона серпцита (рис. 53, 54).

Неизменные песчаники состоят из угловатых и слабоокатанных зерен кварца и кислого плагиоклаза. Цемент песчаника базальный и сложен хлоритом с незначительной примесью серпцита. В подчиненных количествах в песчаниках присутствуют калиевый полевой шпат, кальцит, энхидот, циркон и рутил. Из рудных минералов может быть отмечен пирит и гидроокислы железа и марганца. Текстура породы — массивная, структура — псаммитовая неравномернозернистая.

Породы зоны гидрослюд сложены главным образом кварцем и глинистыми минералами, среди которых, как будет показано ниже, преобладает гидрослюда с примесью того или иного количества каолинита. Кварц

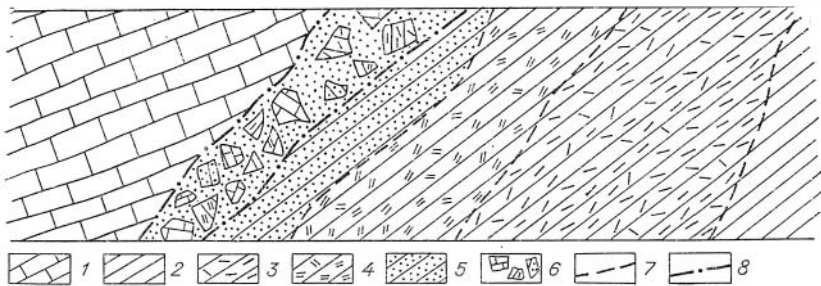


Рис. 53. Строеие гидротермально аргиллизированных песчаников Акташского месторождения (штольня 8; квершлаг 8).

1 — известняки; 2 — неизмененные песчаники; 3 — аргиллизированные песчаники зоны гидрослюдизации; 4 — аргиллизированные песчаники зоны каолинизации; 5 — аргиллизированные песчаники зоны серицитизации; 6 — зона брекчирования; 7 — границы между зонами; 8 — границы зоны брекчирования.

образует, как правило, остроугольные или слабоокатанные зерна, в целом аналогичные таковым в неизмененных песчаниках. Следует, однако, отметить, что общее количество таких зерен в описываемых породах по сравнению с неизмененными песчаниками несколько уменьшается. Вместе с тем наряду с зернами первичного кварца в измененной породе отмечается некоторое количество мелкозернистых агрегатов более позднего, несомненно гидротермального, кварца, образующего регенерационные камешки на первичных зернах этого минерала, а также слагающего прожилки и прожилкообразные скопления. Глинистые минералы составляют большую часть измененной породы. Обычно они отмечаются в виде тонкошуйчатых и тонковолокнистых агрегатов, развивающихся по полевым шпатам, хлориту и другим первичным алюмосиликатам. В меньших количествах в аргиллизированных песчаниках присутствуют кальцит, рутил, пирит и гидрокислы железа и марганца. Текстурно-структурные особенности аргиллизированных пород в целом близки неизмененным.

Различия между породами зоны гидрослюды и примыкающей к ней зоны каолинита невелики и заключаются, по существу, в составе глинистых минералов, среди которых в последнем случае преобладает каолинит. Кроме того, в аргиллизированных породах зоны каолинитизации содержится повышенное количество карбоната (до 10—15%), соответствующего, судя по данным, полученным при его окрашивании, и по показателям преломления ( $N_0 = 1,658$ ), кальциту.

Зона серицитизации характеризуется сравнительно небольшой мощностью порядка нескольких десятков сантиметров. В этой зоне наряду с глинистыми минералами, представленными так же, как во внешней зоне, гидрослюдой и каолинитом, и карбонатом, соответствующим кальциту, ус-

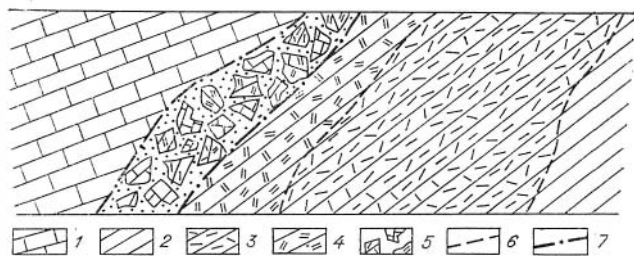


Рис. 54. Строеие гидротермально аргиллизированных песчаников Акташского месторождения (штольня 17).

1 — известняки; 2 — неизмененные песчаники; 3 — аргиллизированные песчаники зоны монтмориллонитизации; 4 — аргиллизированные песчаники зоны серицитизации; 5 — зона брекчирования; 6 — границы между зонами; 7 — границы зоны брекчирования.



танавливаются значительные количества серицита и вторичного кварца. Серицит образует мелкочешуйчатые агрегаты, развивающиеся главным образом по глинистым минералам. По мере удаления от неизменных пород количество серицита постепенно возрастает, вследствие чего в некоторых наиболее преобразованных участках эти минералы оказываются почти полностью замещенными. Содержание вторичного кварца в виде уже упоминавшихся форм в подобных случаях также возрастает, достигая 5—8%.

Поскольку диагностика глинистых минералов, слагающих значительную часть аргиллизированных песчаников, обычными петрографическими методами затруднительна, а часто и невозможна, для их определения использованы результаты термического и рентгеноструктурного анализов. Данные термических анализов (рис. 55) указывают на то, что глинистые минералы внешней зоны (1, 2) представлены гидрослюдой и, возможно, монтмориллонитом и каолинитом, причем количество последнего минерала в смеси невелико; средней зоны (3, 4) — главным образом каолинитом, с небольшой примесью гидрослюдой и монтмориллонита; а внутренней — гидрослюдой и каолинитом. Результаты рентгеноструктурных анализов этих же глинистых фракций позволили уточнить данные термических исследований и показали, что глинистые минералы внешней и внутренней зон состоят из гидрослюдой и каолинита. Изменение химического состава песчаников в процессе их аргиллизации показано в табл. 7 и на рис. 56.

Переходя к обсуждению изложенного материала, необходимо отметить, что в строении аргиллизированных пород гранитоидного или приближающегося к ним состава наиболее часто устанавливаются два типа горизонтальной метасоматической зональности:

- 1) неизменная порода → существенно серицитовая, гидрослюдистая, хлоритовая, биотитовая, монтмориллонитовая зона → кварцево-каолини-товая зона → практически мономинеральная кварцевая зона (Казизын и др., 1959, 1962; Бергер, 1966; Волостных, 1966; Омеляненко, 1966, и др.);
- 2) неизменная порода → существенно серицитовая, гидрослюдистая, хлоритовая, биотитовая или монтмориллонитовая зона → кварцево-каолини-товая зона → кварцево-мусковитовая, а иногда даже кварцево-ка-лиципатовая зона (Волостных, 1966; Щербань, 1962; Пампура, 1955 и др.).

Метасоматические зоны колонков первого типа характеризуются последовательным уменьшением числа минералов по мере приближения к каналам, подводящим гидротермальные растворы, вплоть до практически

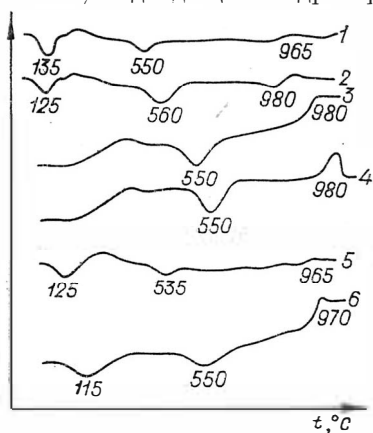


Рис. 55. Термограммы глинистых фракций аргиллизировавшихся песчаников одного из верхних горизонтов Акташского месторождения.

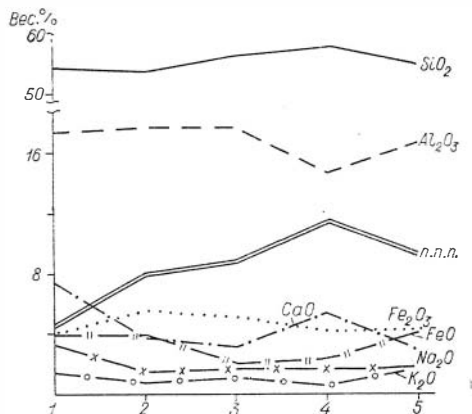


Рис. 56. Перемещение вещества в процессе аргиллизации песчаников на одном из верхних горизонтов Акташского месторождения.

мономинеральных кварцевых зон, непосредственно примыкающих к таким каналам. Другая особенность метасоматических колонок данного типа заключается в том, что минералы и минеральные ассоциации, образующиеся в условиях повышенной щелочности, например серицит, монтмориллонит, хлорит и др., слагают в них внешние зоны, в то время как внутренние зоны представлены преимущественно каолинитом и кварцем, кристаллизующимися, как известно, из кислых растворов. Метасоматические колонки рассматриваемого типа обнаруживают наиболее полное соответствие с теоретической моделью равновесной зональности, разработанной Д. С. Коржинским. Как будет показано ниже, они могут быть описаны с помощью системы простых химических реакций, поддающихся термодинамическим расчетам, причем в результате расчетов выяснилось, что наиболее вероятная причина формирования подобных колонок заключается в постепенном возрастании щелочности первичнокислых гидротермальных растворов по мере перехода от внутренних зон к внешним. Учитывая изложенные данные, а также геологические условия залегания аргиллизированных пород, являющихся типичным продуктом околожильных изменений, можно заключить, что образование метасоматических колонок первого типа представляет собой одностадийный процесс, протекающий вследствие диффузионного взаимодействия пород гранитоидного состава с первично-кислыми гидротермальными растворами.

Метасоматические образования второго типа, близкие по своему строению к описанному разрезу аргиллизированных песчаников, отличаются от рассмотренных выше главным образом наличием во внутренних частях того или иного количества мусковита, а иногда даже калиевого полевого шпата (Пампура, 1965), в результате чего каолинитсодержащие минеральные ассоциации, образовавшиеся в кислой среде, оказываются расположенными между двумя группами парагенезисов, возникших в условиях повышенной щелочности. Кроме того, во внутренних зонах подобных образований отмечается некоторое возрастание числа минералов по сравнению с соседними с ним внешними зонами, чего, конечно, не должно быть в случае реализации равновесной метасоматической колонки в ее идеальном виде. Приведенные соображения позволяют предположить, что формирование метасоматической колонки второго типа — более сложный, не менее чем двухстадийный процесс, причем вначале, в течение первой стадии, была сформирована вероятнее всего, — диффузионным путем более простая зональность первого типа, на которую впоследствии, во второй стадии или стадиях, были наложены более поздние минеральные парагенезисы, образовавшиеся в условиях повышенной щелочности.

Как уже упоминалось, в гидротермально аргиллизированных породах, в частности в рассмотренных здесь аргиллизированных песчаниках, наблюдается помимо горизонтальной также и вертикальная зональность (рис. 57). Проявление ее довольно четко устанавливается при сопоставлении горизонтальных метасоматических колонок, расположенных на различных горизонтах месторождения (см. рис. 53, 54). Наиболее существенные

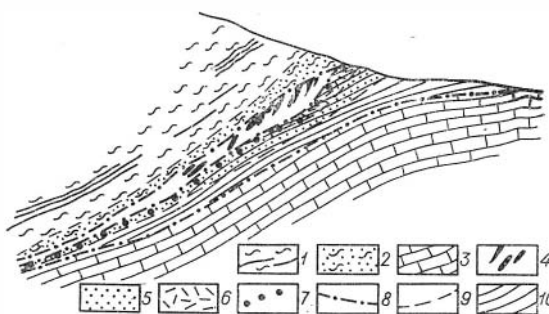


Рис. 57. Строение гидротермально аргиллизированных песчаников Акташского месторождения (по П. М. Бондаренко и И. П. Щербаню).

1 — кварцево-хлоритовые сланцы надкряжковой толщи; 2 — аргиллизированные сланцы; 3 — известняки баратальской свиты; 4 — рудовенчающие известняки; 5 — аргиллизированные породы зоны каолинизации — гидрослюдизации; 6 — аргиллизированные породы зоны каолинизации — диатизации; 7 — аргиллизированные породы зоны монтмориллонитизации — серицитизации; 8 — тектонические нарушения; 9 — границы между зонами; 10 — неизмененные песчаники.

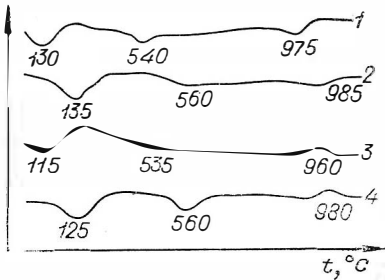


Рис. 58. Термограммы глинистых фракций аргиллизированных песчаников одного из нижних горизонтов Акташского месторождения.

различия в минеральном составе и особенностях метасоматической зональности наблюдаются, как и следовало ожидать, в разрезах, находящихся на максимальном по вертикали удалении друг от друга. Для иллюстрации этого положения можно привести сравнение уже рассмотренного разреза аргиллизированных песчаников, расположенного вблизи современной земной поверхности, с одной из колонок, отобранной в штольне 17, вскрывающей корневые части месторождения.

Результаты минералого-петрографического и химического изучения этого разреза представлены на диаграммах (см. рис. 54, 58, 59). В отличие от предыдущего случая колошка, расположенная в штольне 17, состоит всего из двух метасоматических зон, первая из которых — внешняя — сложена, если не считать палочного кальцита и реликтового кварца, из двух минералов: монтмориллонита и гидрослюда (см. рис. 58), а вторая, непосредственно примыкающая к рудоносной зоне брекчирования, содержит, помимо указанных минералов, также значительные количества серицита. Среди минералов, слагающих как внешнюю, так и внутреннюю зоны, отсутствует каолинит, что свидетельствует о некотором возрастании щелочности условий минералообразования в нижних горизонтах месторождения по сравнению с верхними. Между этими двумя наиболее удаленными и максимально различающимися по минеральному составу колонками отобраны еще несколько разрезов, изучение которых позволило наблюдать постепенное, по мере увеличения глубины, уменьшение каолинита в глинистых фракциях аргиллизированных пород при соответственном возрастании в них монтмориллонита и гидрослюда.

#### АРГИЛЛИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ ОСНОВНОГО СОСТАВА

Процессы гидротермальной аргиллизации пород основного состава, представленных андезит-базальтовыми порфиритами, изучались на двух ртутных месторождениях Алтае-Саянской области: Терлигхайском и Белоосиповском.

Терлигхайское ртутное месторождение, расположенное в Центральной Туве, приурочено к крупному Пельорукскому разлому северо-восточного простирания, по которому толща порфиритов, туфов и туфопесчаников нижнего девона соприкасается с песчано-сланцевой толщей ордовика. Эффузивно-осадочная толща нижнего девона в участке месторождения интенсивно дислоцирована и прорвана штоками и дайками андезит-базальтовых порфиритов, относящихся, по мнению ряда исследователей, к Торгалыкскому интрузивному комплексу. Ртутное оруденение и сопровожда-

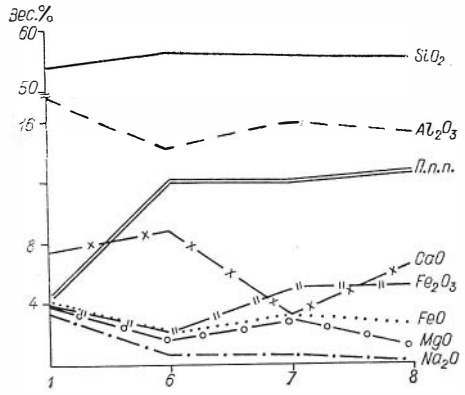


Рис. 59. Перемещение вещества в процессе аргиллизации песчаников на одном из нижних горизонтов Акташского месторождения.

Ющие его гидротермально аргиллизированные породы контролируются трещинными зонами, сопряженными с упомянутым региональным разломом, и локализуются исключительно в породах эффузивно-осадочной девонской толщи и прорывающих ее дайках и штоках андезито-базальтов (рис. 60).

Особенности процесса гидротермальной аргиллизации пород основного состава могут быть рассмотрены на примере андезито-базальтов, пересекающихся в пределах месторождения рудоносными зонами брекчирования, вдоль которых обычно наблюдаются интенсивные преобразования этих пород. Точно так же, как и рассмотренные выше гидротермально аргиллизированные песчаники, измененные андезито-базальты образуют вблизи тектонических нарушений и зон брекчирования и дробления линейно-вытянутые тела, повторяющие в общих чертах конфигурацию швов подобных нарушений.

Следует, однако, отметить, что по сравнению с аргиллизированными песчаниками Акташского месторождения и измененными породами кислого состава Терлигхайского месторождения, тела гидротермально аргиллизированных андезито-базальтовых порфиритов характеризуются несколько меньшей мощностью, обычно изменяющейся в пределах 10—15 м, и только в исключительных случаях, в связи с развитием сопряженных систем нарушений, достигающей 20—40 м. Интенсивность процесса аргиллизации андезито-базальтовых порфиритов постепенно возрастает по мере приближения к швам тектонических нарушений, что, в частности, нашло свое отражение в уменьшении в том же направлении плотности измененных пород и изменении их окраски, приобретающей во внутренних зонах более светлые тона. Один из наиболее полных и детально изученных разрезов аргиллизированных андезито-базальтовых порфиритов вскрыт магистральной качавой на северо-восточном фланге месторождения. Некоторые черты геологического строения этого участка можно видеть на рис. 60.

Микроскопические наблюдения показали, что основная масса незатронутых процессами аргиллизации андезито-базальтовых порфиритов представлена микролитами плагиоклаза, скоплениями карбоната, соответствующего, судя по показателям преломления ( $N_o = 1,658$ ), кальциту, мелкочешуйчатыми агрегатами хлорита, скоплениями пирита и гидроокислами железа. Значительно реже встречаются отдельные чешуйки и чешуйчатые агрегаты серицита, развивающиеся главным образом по плагиоклазу. Первичная структура основной массы пилотакситовая. Порфирировые выделения представлены таблитчатыми кристаллами плагиоклаза, нередко характеризующегося зональным строением, причем в центральных частях вкрапленников плагиоклаз соответствует, судя по оптическим данным, андезину, а по периферии — альбиту. Помимо плагиоклаза и карбонатизированных темноцветных минералов в отдельных случаях отмечаются также выделения мелкозернистых агрегатов кварца. Таким образом, андезито-базальтовые порфириты, являющиеся неизменными породами по отношению к процессу аргиллизации, представляют собой, вместе с

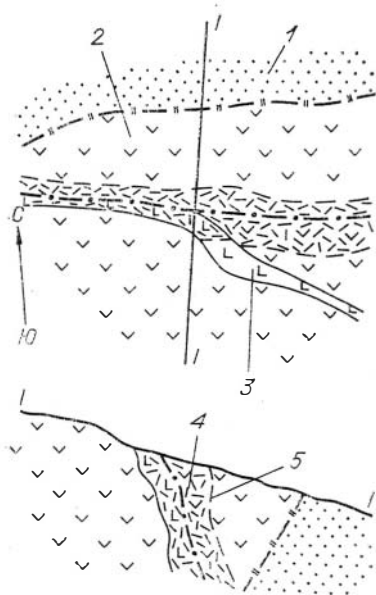


Рис. 60. Схема расположения гидротермально аргиллизированных пород в участка Терлигхайского месторождения.

1 — песчаники; 2 — эффузивно-осадочные породы; 3 — дайки габбро-диабазов; 4 — гидротермально аргиллизированные породы; 5 — тектонические нарушения.

тем, породу, подвергшуюся существенным, по-видимому, аутометаморфическим преобразованиям.

Аргиллизированные порфириды характеризуются наличием нескольких метасоматических зон, названных по преобладающему глинистому минералу и расположенных в следующем порядке: неизменный андезитобазальтовый порфирит → зона монтмориллонита → зона каолинита → зона гидрослюда.

При изучении шлифов обнаруживается, что породы зоны монтмориллонита весьма существенно отличаются от неизменных гидротермальными процессами порфиритов. Эти отличия выразились прежде всего в разложении подавляющей массы плагиоклаза и хлорита и замещении их тонкочешуйчатыми агрегатами глинистых минералов и более крупнозернистыми скоплениями карбоната, соответствующего по показателям преломления ( $N_o = 1,685 - 1,690$ ;  $N_e = 1,505 - 1,510 \pm 0,002$ ) и данным, полученным при его окрашивании, — доломиту — анкериту. В составе новообразований, развивающихся по темноцветным минералам, доломит — анкерит играет главную роль при подчиненных количествах глинистых минералов, в то время как при замещении плагиоклазов содержание карбоната уменьшается, а глинистых минералов соответственно возрастает. Помимо глинистых минералов и карбоната, составляющих подавляющую часть породы, в ней содержится, как правило, небольшое количество новообразований кварца, образующего идиоморфные, довольно крупные зерна, ассоциирующиеся иногда в скопления неправильной формы. Из числа рудных минералов в аргиллизированных порфиридах заметное развитие получили пирит, наблюдаемый чаще всего в виде сравнительно небольших по размеру зерен, более или менее равномерно распределенных во всей массе породы, и гидроокислы железа, образующие неравномерные по форме скопления. Количество пирита обычно несколько возрастает по мере увеличения интенсивности изменений, составляя во внутренней зоне до 5—10%. Помимо перечисленных минералов, являющихся, судя по наблюдаемым в шлифах взаимоотношениям, одновременными или близкими по времени кристаллизации, в породе отмечаются более поздние, наложенные на главные минералы аргиллизированных пород тонкие прожилки и скопления кальцита.

При просмотре шлифов метасоматиты зон каолинизации и гидрослюдизации отличаются от пород предыдущей зоны главным образом количественными соотношениями упомянутых минералов. Здесь устанавливается, как уже упоминалось, некоторое возрастание количества пирита, а также тонкочешуйчатых агрегатов глинистых минералов и зерен кварца, образующего иногда неправильные по форме и сравнительно небольшие по размеру скопления, при соответственном уменьшении содержания доломит-анкерита, занимающего во внутренних зонах не более 10—15% площади шлифов.

Более существенные различия в минеральном составе упомянутых зон аргиллизированных пород, определившие их наименование, обнаруживаются в результате рентгеноструктурного и термического анализов, которыми были подвергнуты предварительно выделенные глинистые минералы и обогащенные карбонатами фракции этих пород. Результаты термических анализов глинистых фракций аргиллизированных андезитобазальтовых порфиритов представлены на рис. 61. Глинистая фракция зоны монтмориллонита (рис. 61, 1, 2) может быть диагностирована как смесь, состоящая из монтмориллонита, гидрослюда или этих двух минералов и каолинита. Термограммы (3, 4), соответствующие зоне каолинизации, характеризуются весьма существенным возрастанием интенсивности каолиновых эффектов при температурах 585—590 и 965—970°С и полным исчезновением эндотермического эффекта при температуре ~120°С, что позволяет сделать заключение о резком преобладании количества каолинита в глинистой фракции данной зоны. Наконец, последняя термограм-

Результаты химических анализов неизмененных и аргиллизированных пород

№ п/п	Порода, месторождение	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П. п. п.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>4</sub>	Σ	CO <sub>2</sub>
1	Неизмененный песчаник (Акташское)	53,90	0,50	17,40	4,00	4,10	—	4,00	7,40	3,30	1,30	4,50	—	—	100,40	—
2	Аргиллизированный песчаник (Акташское)	53,42	0,94	17,70	5,50	4,00	0,04	4,26	3,74	1,52	0,82	8,06	0,10	—	100,10	—
3	То же	56,08	0,75	17,63	5,10	2,12	0,03	3,31	3,00	1,86	1,02	8,89	0,11	—	99,90	—
4	»	57,58	0,64	14,59	4,21	2,31	0,02	1,10	5,25	1,72	0,41	11,66	0,14	—	99,63	—
5	»	54,18	0,63	16,71	5,16	4,21	0,02	3,72	2,94	1,83	1,72	9,26	0,11	—	100,49	—
6	»	56,03	0,71	14,25	2,12	2,15	0,05	1,62	8,85	0,50	1,70	12,06	0,13	—	100,17	—
7	»	55,24	0,53	15,93	4,82	3,16	0,03	2,96	3,19	0,64	1,68	12,06	0,10	—	100,34	—
8	»	55,04	0,72	15,03	5,16	2,64	0,01	1,18	6,48	0,04	1,83	12,67	0,15	—	100,95	—
9	Неизмененный сланец (Акташское)	42,80	2,01	12,45	7,15	1,19	—	5,45	7,95	0,96	0,94	18,60	—	—	99,50	3,24
10	Аргиллизированный сланец (Акташское)	40,05	5,29	11,67	10,40	4,41	0,16	4,48	3,31	0,14	0,15	20,07	0,23	—	100,36	5,17
11	То же	41,44	4,23	12,86	4,42	3,30	0,04	9,93	2,92	0,12	0,08	20,65	0,17	—	100,16	4,19
12	»	38,29	1,56	12,03	5,93	4,05	0,12	4,71	8,36	0,12	0,85	23,63	0,08	—	99,73	10,71
13	Неизмененный порфирит (Белоосиповское)	44,05	1,19	19,68	3,28	5,78	—	1,89	11,53	3,31	0,50	8,53	—	—	99,74	6,55
14	Аргиллизированный порфирит	32,07	1,30	16,01	1,90	7,72	—	3,31	13,54	0,06	0,20	23,77	—	—	99,88	17,04
15	То же	35,14	1,30	16,72	0,45	9,11	—	3,40	10,88	0,80	0,15	22,48	—	—	100,43	16,31
16	Неизмененный порфирит (Терзигхайское)	47,15	1,89	17,50	4,16	7,29	—	3,79	5,14	2,64	1,07	8,94	—	Сл.	99,57	5,63
17	Аргиллизированный порфирит	45,94	1,14	16,57	1,73	6,55	—	3,79	7,67	1,80	1,40	12,94	—	0,10	99,63	9,62
18	То же	45,61	1,10	14,67	0,92	4,62	—	4,70	9,28	0,13	2,34	15,08	—	1,72	100,17	15,03
19	Неизмененный гранит-порфир («Олимпиада»)	75,04	1,11	13,47	0,37	0,70	0,05	0,16	1,44	3,79	4,86	0,50	—	—	101,49	—
20	Аргиллизированный гранит-порфир	44,68	0,87	14,18	0,64	0,32	0,03	0,62	15,31	0,23	3,69	20,37	—	—	100,94	15,91
21	То же	48,27	0,94	13,82	0,46	0,97	0,04	0,58	14,12	0,19	2,06	18,65	—	—	100,10	14,02

Пр и м е ч а н и е. Анализы выполнены в лаборатории Западно-Сибирского геологического управления.

ма (рис. 61, 5) отличается от только что рассмотренных наличием низкотемпературного эндотермического эффекта, связанного, как уже упоминалось, с присутствием в проанализированном материале значительных количеств монтмориллонита или гидрослюда.

Рентгеноструктурные анализы глинистых фракций описываемых зон показали, что первая из них сложена монтмориллонитом и гидрослюдой, вторая — главным образом каолинитом, а третья представляет собой смесь гидрослюда и каолинита. Таким образом, результаты рентгеноструктурных анализов подтвердили данные термических исследований. Термограммы фракций, обогащенных карбонатом (рис. 62), практически не отличаются друг от друга. На них отчетливо зафиксированы два интенсивных эндотермических эффекта, свойственных доломиту. Сопоставление химических анализов неизмененных и аргиллизированных порфириров (табл. 6) приведено на рис. 63.

Несколько иной характер горизонтальной метасоматической зональности устанавливается на Белоосиповском месторождении ртути. Проведенными минералого-петрографическими исследованиями в аргиллизированных андезито-базальтовых порфиритах этого месторождения выделены всего две метасоматические зоны: существенно гидрослюдистая внешняя (рис. 64, 4) и практически мономинеральная каолинитовая (рис. 64, 1—3), расположенная во внутренних частях колонки. В обеих зонах в парагенезисе с глинистыми минералами находятся карбонат, соответствующий, судя по показателям преломления ( $N_o = 1,690$ ;  $N_e = 1,510 \pm \pm 0,002$ ) и данным окрашивания, анкериту, а также кварц (5—15%) и пирит. Некоторые различия устанавливаются в особенностях миграции вещества при аргиллизации вмещающих пород этих месторождений (рис. 63, 65).

Аналогичный минеральный состав метасоматических зон, расположенных в той же последовательности, установлен Ю. В. Казыцыным (1962) в гидротермально аргиллизированных габбро-диоритах, развитых в полях локализации некоторых молибденовых месторождений Восточного Забайкалья. Единственное и, надо сказать, труднообъяснимое различие между метасоматическими колонками Белоосиповского ртутного месторождения и молибденовых месторождений Восточного Забайкалья заключается в появлении в последних дополнительной, наиболее удаленной от каналов циркуляции гидротермальных растворов зоны, в составе которой помимо глинистых минералов, карбоната и реликтовых минералов габбро-диоритов содержится до 20—30% биотита. С другой стороны, известны случаи, когда в метасоматических колонках, развивающихся при аргиллизации основных пород, вместо анкерита присутствует сидерит, а глинистые минералы представлены не каолинитом, а диккитом (Меняйлова, 1967; Федорчук, 1969). Весьма показательным, однако, что во всех этих случаях в отличие от метасоматической колонки, изученной на Терлингхайском месторождении, отсутствует внутренняя зона, содержащая гидрослюдю, — минерал, образующийся, как уже упоминалось, в условиях повышенной сравнительно с каолинитом и диккитом щелочности растворов. Изложенный материал приводит к мысли о том, что при реализации процесса гидротермальной аргиллизации пород основного состава, точно так же, как и кислого, возможно формирование двух типов горизонтальных метасоматических колонок. Первый из них, получивший развитие, например, на Белоосипов-

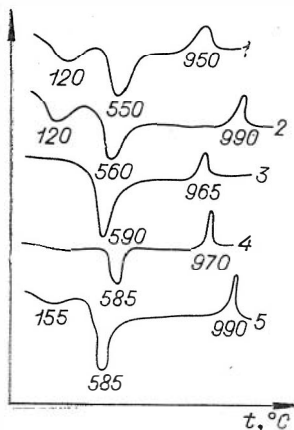


Рис. 61. Термограммы глинистых фракций аргиллизированных пород Терлингхайского месторождения.

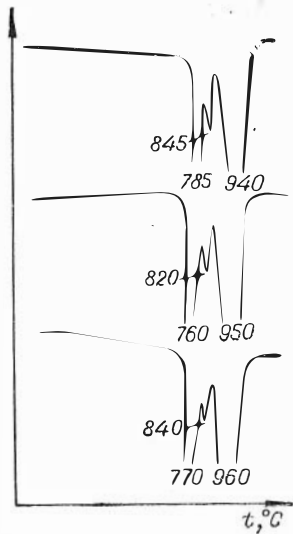


Рис. 62. Термограммы карбонатных фракций аргиллизированных пород Терлигхайского месторождения.

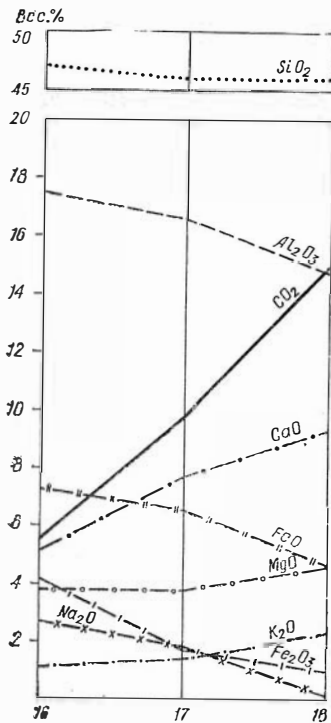


Рис. 63. Перемещение вещества в процессе аргиллизации порфиритов Терлигхайского месторождения.

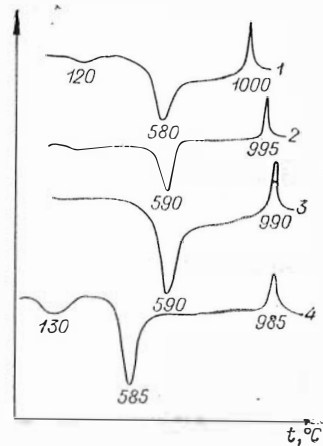


Рис. 64. Термограммы глинистых фракций аргиллизированных пород Белоосновского месторождения.

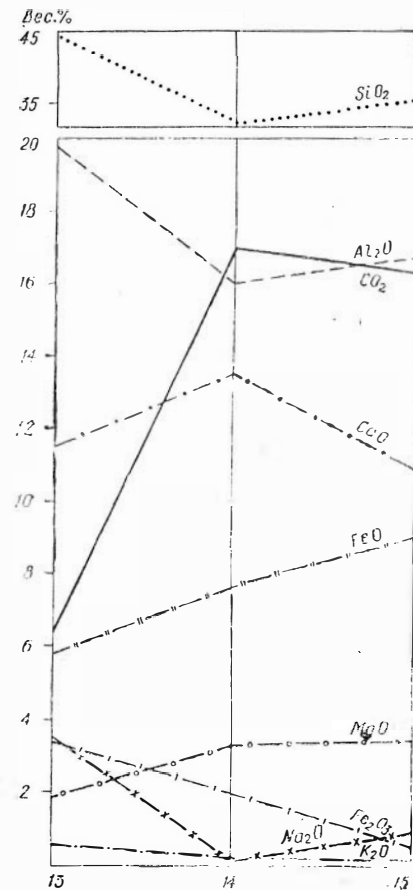


Рис. 65. Перемещение вещества в процессе аргиллизации Белоосновского месторождения.



ском ртутном месторождении и некоторых других, характеризуется уменьшением количества минералов во внутренних зонах по сравнению с внешними и рядом других признаков, позволяющих считать его полностью соответствующим равновесной модели диффузионной зональности, теоретически обоснованной Д. С. Коржинским. Второй тип «зональности» образовался, вероятно, более сложным путем, в результате наложения на ранее сформировавшуюся простую диффузионную метасоматическую колонку более поздних по времени проявления и более щелочных по условиям кристаллизации минеральных парагенезисов.

Вместе с тем нельзя не отметить, что между горизонтальными метасоматическими колонками аргиллизированных пород, образовавшимися по основным и кислым породам, наряду со сходством, заключающемся прежде всего в зональности глинистых минералов, существуют довольно значительные различия. Эти различия, отражающие влияние состава исходных пород на состав метасоматитов, ярко проявляются во всех зонах аргиллизированных основных пород в наличии значительного количества железистых карбонатов, представленных анкеритом или сидеритом, а также — в случае реализации диффузионной метасоматической колонки первого типа — в несколько более слабом развитии процесса образования вторичного кварца, никогда в таких случаях не приводящего к возникновению мономинеральных кварцевых зон. Указанные особенности процесса аргиллизации основных пород обусловлены, как можно предположить, с одной стороны, большим количеством в этих породах по сравнению с гранитоидами темноцветных минералов, представляющих благоприятный исходный материал для развития магнезиальных и железистых карбонатов, а с другой — несколько меньшим содержанием кремнезема, подавляющая часть которого фиксируется в глинистых минералах.

#### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ИЗВЕСТНЯКОВ В УСЛОВИЯХ АРГИЛЛИЗАЦИИ АЛЮМОСИЛИКАТНЫХ ПОРОД

Случаи сопряженного развития аргиллизированных пород алюмосиликатного состава и обработанных «аргиллизировавшими» растворами карбонатных пород в полях локализации гидротермальных рудных месторождений встречаются сравнительно редко. В изучавшихся месторождениях известны всего два таких доступных для изучения объекта: уже неоднократно упоминавшееся Акташское ртутное месторождение и флюоритовое месторождение «Олимпиада» в Ключкинском районе Восточного Забайкалья. На Акташском месторождении упомянутые процессы получили развитие вдоль шва одноименного надвига, по которому кварцево-хлоритовые сланцы так называемой наднадвиговой толщи, аргиллизированные вдоль разлома, соприкасаются с мраморизованными рудовмещающими известняками (рис. 66).

Минералого-географическое изучение нескольких разрезов аргиллизированных сланцев показало, что неизменные их разновидности сложены главным образом кварцем и хлоритом, а также присутствующими в небольшом количестве серпичитом, эпидотом, кальцитом, рутилом и рудными минералами. Аргиллизированные кварцево-хлоритовые сланцы, мощность которых составляет обычно 2—6 м, состоят из реликтового и переотложенного кварца и глинистых минералов. В весьма небольших количествах отмечаются, кроме того, рутил, пирит и гидроокислы железа. Термические (рис. 67) и рентгеноструктурные исследования глинистых фракций аргиллизированных сланцев позволили установить, что они также, как и песчаники, характеризуются зональным строением. Чаще всего устанавливается наличие трех метасоматических зон, отличающихся друг от друга составом глинистых минералов. Во внешней зоне, примыкающей

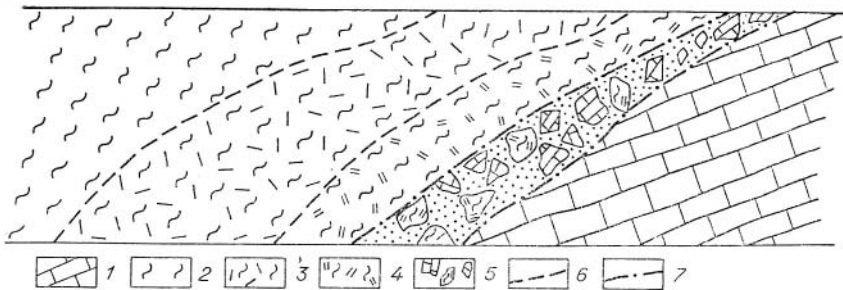


Рис. 66. Строение гидротермально аргиллизированных сланцев Акташского месторождения (штольня 7; кварцлаг 10).

1 — известняки; 2 — неизмененные сланцы; 3 — аргиллизированные сланцы зоны каолиннизации; 4 — аргиллизированные сланцы зоны каолиннизации — гидрослюдизации; 5 — зона брекчирования; 6 — границы между зонами; 7 — границы зоны брекчирования.

к неизмененным сланцам, глинистые минералы представлены каолинитом с незначительной примесью гидрослюды (см. рис. 67, 1), в средней — каолинитом (2, 3) и во внутренней, соприкасающейся со швом надвига, главным образом каолинитом и в меньшей степени гидрослюдой (4). Количество паложеного карбоната, представленного в данном случае кальцитом, составляет 20—25% во внутренней зоне, а во внешних уменьшается до 5—10%. Перемещение вещества в процессе изменения сланцев показано на рис. 68. Результаты проведенных исследований убеждают в том, что измененные вдоль шва Акташского надвига кварцево-хлоритовые сланцы представляют собой типичный продукт процесса гидротермальной аргиллизации.

Мраморизованные известняки рудомещающей толщи Акташского месторождения слагают, как уже упоминалось, лежачее крыло одноименного надвига и, таким образом, соприкасаются по поверхности его шва с внутренней зоной аргиллизированных сланцев. В участках, примыкающих к аргиллизированным сланцам, отдельные блоки мраморизованных известняков раздроблены, брекчированы, иногда перетерты и нередко приобретают бурю окраску в связи с окислением присутствующих в них в небольшом количестве железосодержащих минералов. В этих же блоках широкое распространение получили явления перекристаллизации и укрупнения зерен кальцита, слагающего мраморизованные из-

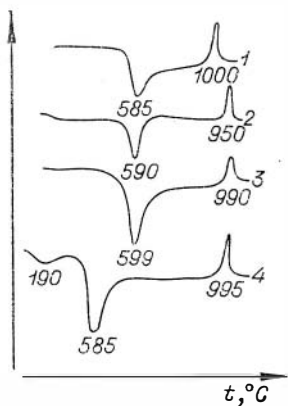


Рис. 67. Термограммы глинистых фракций аргиллизированных сланцев Акташского месторождения.

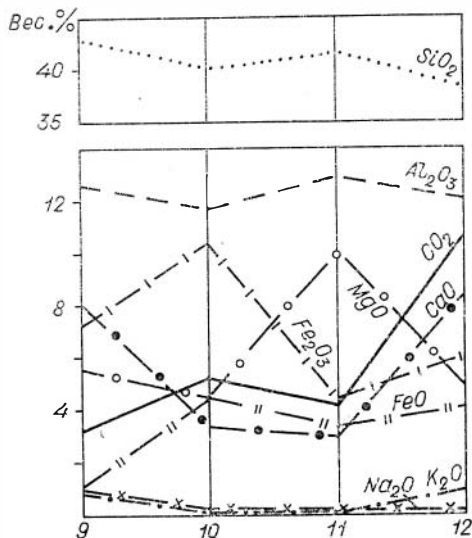


Рис. 68. Перемещение вещества в процессе аргиллизации сланцев Акташского месторождения.

вестняки, нередко сопровождающиеся образованием прожилков и гнезд. Последние выполнены хорошо ограниченными крупными кристаллами этого минерала, размеры которых в подобных гнездах нередко достигают нескольких сантиметров. Иногда в таких случаях можно наблюдать проявление процессов окварцевания и доломитизации известняков, получивших, однако, развитие только на отдельных участках, размещение которых далеко не во всех случаях контролируется системой нарушений, составляющих шов Актаянского надвига. Микроскопическое изучение известняков, отобранных из различных горизонтов месторождения, показало, что в подавляющем большинстве случаев эти породы претерпели только перекристаллизацию без изменения химического и минерального состава. При этом наиболее часто образуются вторичные практически мономинеральные породы, состоящие из среднезернистых агрегатов изометричных зерен кальцита размером от 0,1 до 1,0 мм и небольшого количества гидроксидов железа и марганца. В более редких случаях наблюдается укрупнение зерен кальцита до нескольких миллиметров, а на отдельных, как правило, небольших, различаемых макроскопически участках обнаруживаются скопления хорошо ограниченных кристаллов этого минерала, ассоциирующего в гнезда и прожилки. Микроскопические наблюдения показывают также, что образования гидротермального кварца и доломита встречаются в этих породах довольно редко и являются к тому же, судя по наблюдаемым взаимоотношениям, более ранними по времени образования сравнительно с основной массой перекристаллизованного кальцита. Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что на Актаяшском месторождении взаимодействие мраморизованных известняков с растворами, обусловившими аргиллизацию алюмосиликатных пород, привело в подавляющем большинстве случаев к перекристаллизации и укрупнению зерен кальцита, слагающего эти породы, без существенных изменений их химического и минерального состава.

Флюоритовое месторождение «Олимпиада» приурочено к сланцево-карбонатной алтаинской свите ( $Sm_2-O$ ), прорванной в пределах месторождения Савинским штоком интрузивных пород, сложенных диоритами, кварцевыми диоритами и гранитами (Архангельская, 1963). Месторождение представлено серией крутопадающих кварцево-карбонатно-флюоритовых жил с небольшим количеством галенита и сфалерита, мощность которых изменяется от нескольких десятков сантиметров до первых метров. В пределах рудного поля жилы пересекают как алюмосиликатные интрузивные породы, так и карбонатные, причем в первом случае вблизи жил отмечается развитие процессов гидротермальной аргиллизации, а во втором — окварцевания. Один из таких участков, вскрытый штольной 2, показан на рис. 69.

Изучение гранитов Савинского штока, отобранных на поверхности на некотором удалении от рудных тел и зон аргиллизации, показало, что они характеризуются порфировой структурой и состоят из вкрапленников микроклина размером до 2—3 см и более мелкозернистой основной массы, представленной кварцем, микроклином, кислым плагиоклазом, биотитом и мусковитом. В виде одиночных зерен отмечаются обыкновенная роговая обманка, циркон, апатит, магнетит и рутил. Вскрытые горными выработками гидротермально аргиллизованные гранит-порфиры,

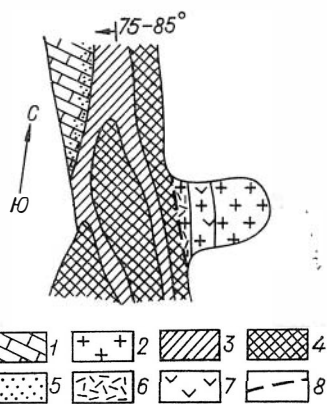


Рис. 69. Участок штольни 2 месторождения «Олимпиада» (М 1:200).

1 — известняки; 2 — граниты; 3 — богатые руды; 4 — бедные руды с обломками вмещающих пород; 5 — участки гидротермального окварцевания; 6 — зона каолинизации гранитов; 7 — зона мусковитизации и кальцитизации гранитов; 8 — тектонические нарушения.

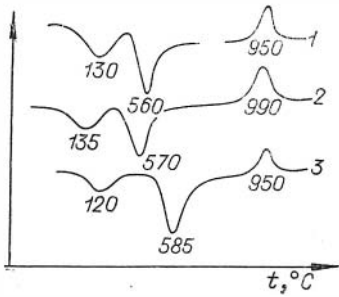


Рис. 70. Термограммы глинистых фракций аргиллизированных пород месторождения «Олимпиада».

В отличие от глинистых минералов количество мусковита, напротив, несколько увеличивается по мере удаления от поверхности контакта. Следует отметить еще одну особенность, отличающую рассматриваемые породы от большинства аргиллизированных образований, развивающихся по гранитоидам. Заключается она в присутствии в этих породах повышенного количества кальцита, составляющего в некоторых участках до 25—30% их объема. Судя по наблюдаемому в шлифах взаимотрушению, кальцит является более поздним минералом по отношению к мусковиту, гидрослюде и каолиниту. Сопоставление химических анализов неизмененного и аргиллизированных гранитов (см. табл. 6) приведено на рис. 71.

Таким образом, хотя имеющийся материал не позволил изучить в достаточной степени особенности минерального состава и зональности гидротермально измененных гранит-порфиров, целый ряд признаков, и, в частности, замещение алюмосиликатов глинистыми минералами, а также выщелачивание большинства порообразующих компонентов гранитов при их преобразовании, позволяют заключить, что в данном случае получился развитие типичный процесс гидротермальной аргиллизации.

Гидротермально измененные известняки на месторождении «Олимпиада» отмечаются непосредственно в зальбандах жил в виде своеобразных зон мощностью не более 20—30 см, довольно четко отличающихся от неизмененных пород несколько большей плотностью, раковистым изломом и более темной окраской с преобладанием серых и темно-серых тонов. Микроскопические наблюдения свидетельствуют о том, что гидротермально измененные известняки подверглись довольно существенным преобразованиям, которые заключаются главным образом в их перекристаллизации и более или менее интенсивном замещении гидротермальным кварцем. При этом в случаях максимальной проработки известняков возникают практически мономинеральные породы, состоящие из агрегатов изометричных зерен кварца, размеры которых составляют 0,05—0,1 мм. По мере удаления от зальбандов рудоносных жил количество кварцевых агрегатов в породе постепенно уменьшается вплоть до полного их исчезновения. Помимо кварца в гидротермально измененных изве-

сохранив основные черты текстуры и структуры неизмененных, в то же время претерпели по сравнению с ними значительные преобразования. Они заключаются, как и следовало ожидать, в разложении подавляющей массы алюмосиликатов и замещении их глинистыми минералами и мусковитом. Термические (рис. 70) и рентгеноструктурные исследования предварительно отмученных фракций трех образцов гранит-порфиров, отобранных на различном расстоянии от зальбандов жилы, показали, что они состоят из каолинита и гидрослюды, причем количественные соотношения этих двух минералов во всех проанализированных пробах остаются постоянными и составляют 1:1.

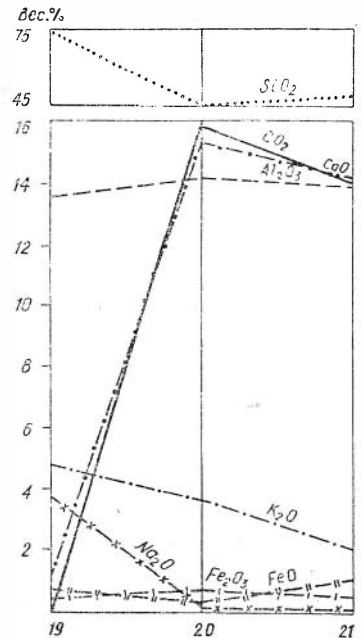


Рис. 71. Перемещение вещества в процессе аргиллизации гранитов месторождения «Олимпиада».

ствиях всегда содержится небольшое количество зерен флюорита и пирита, а иногда и других рудных минералов. Взаимоотношения этих минералов с кальцитом, слагающим основную ткань известняков, не оставляют сомнений в более позднем времени их образования.

Следовательно, в отличие от рассмотренного ранее случая взаимодействия известняков с гидротермальными растворами, вызвавшими аргиллизацию гранит-порфиров, привело не только к перекристаллизации этих пород, но и к их довольно интенсивному окварцеванию, обусловленному, по-видимому, местными перераспределениями кремнезема, который освободился, возможно, в процессе аргиллизации гранит-порфиров.

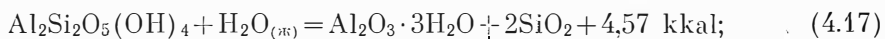
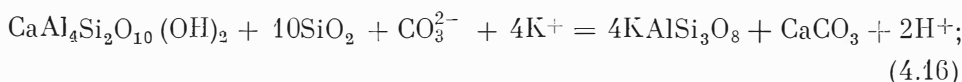
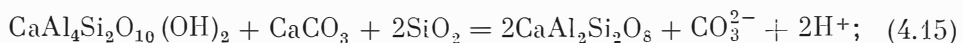
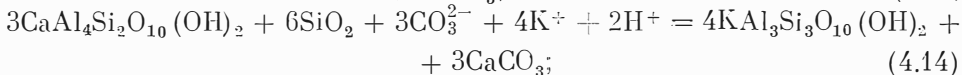
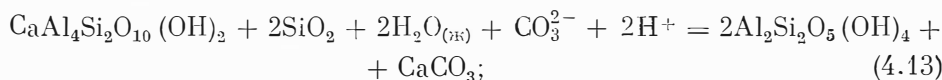
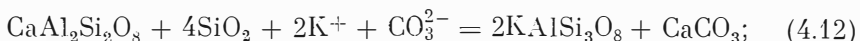
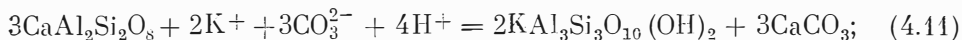
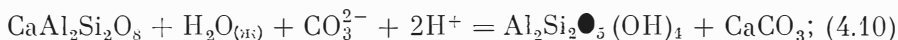
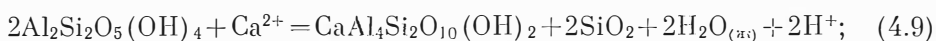
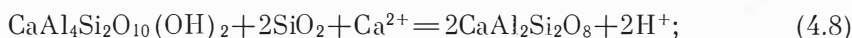
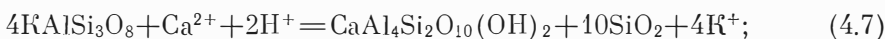
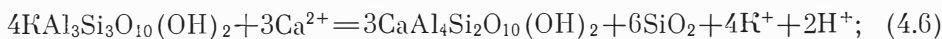
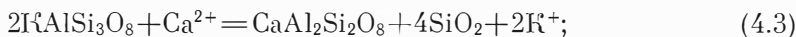
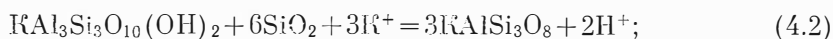
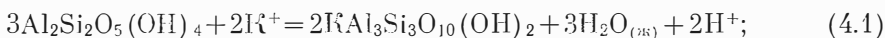
Таким образом, наряду с целым рядом факторов химический и минеральный состав исходных пород весьма существенно влияет на строение и состав образующихся в процессе аргиллизации метасоматитов. В случае наиболее простого диффузионного взаимодействия аргиллизующих растворов с породами повышенной кислотности, приближающимися по составу к гранитоидам, во внешних метасоматических зонах образуются кварцево-гидрослюдистые (или кварцево-монтмориллоновые) породы, которые сменяются во внутренних зонах вначале кварцево-каолинитовыми или кварцево-диккитовыми образованиями, а затем практически мономинеральными кварцевыми метасоматитами. Основные породы, преобразованные в подобных условиях, хотя и характеризуются зональностью глинистых минералов, весьма близкой к только что рассмотренной, всегда содержат значительные количества железистых карбонатов при пониженных содержаниях кварца, количество которого даже во внутренних зонах не превышает 10—15%. И, наконец, известняки и, по-видимому, другие карбонатные образования в результате взаимодействия с гидротермальными растворами, вызвавшими аргиллизацию алюмосиликатных пород, испытывают перекристаллизацию без изменения химического и минерального состава или в случае достаточной активности кремнезема в растворе подвергаются в локальных зонах окварцеванию.

Известны случаи усложнения элементарных диффузионных метасоматических колонок в связи с наложением на их внутренние зоны несколько более поздних по времени и щелочных по условиям образования минеральных парагенезисов, представленных чаще всего калиевыми алюмосиликатами в ассоциации с кварцем. В результате возникают метасоматические колонки, внешние и внутренние зоны которых сложены «щелочными» минеральными ассоциациями, а их средние зоны представлены каолинитом или диккитом и кварцем, кристаллизующимися, как известно, в условиях повышенной кислотности среды минералообразования. Образование колонок данного типа может быть связано с проявлениями фильтрационного эффекта в гидротермальной системе, обусловившего на завершающих этапах процесса аргиллизации значительное повышение щелочности первично-кислых гидротермальных растворов.

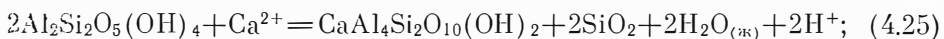
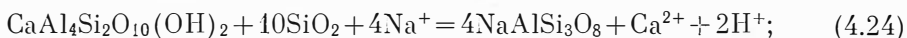
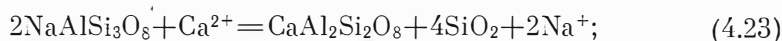
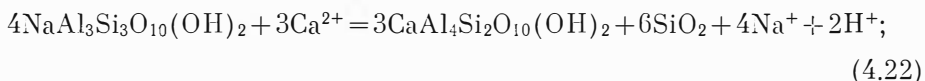
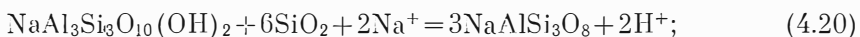
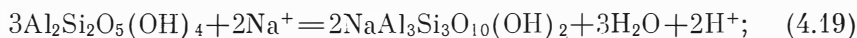
#### ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ АРГИЛЛИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

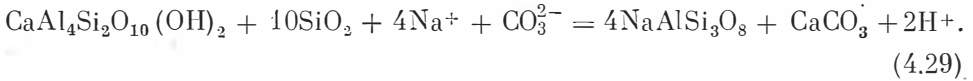
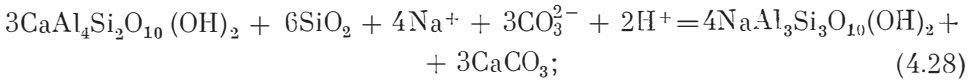
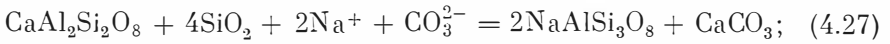
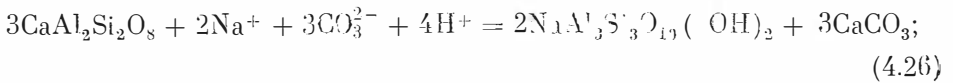
Термодинамические расчеты основных реакций, описывающих образование минеральных парагенезисов гидротермально аргиллизированных пород, содержатся в работах Р. К. Гаррелса и др. (1968), С. А. Кашика (1968), В. Д. Пампуры (1965), И. П. Иванова (1970), и др. Результаты изучения некоторых из этих реакций приведены в широко известных работах Хемли и его соавторов (Hemley *et al.*, 1959, 1961; Хемли и др., 1970). Благодаря упомянутым работам установлены границы полей устойчивости главнейших парагенезисов аргиллизированных пород и показано влияние на их положение активностей натрия, калия и pH растворов. Однако выполненные в последнее время определения констант

диссоциации ортокремниевой и угольной кислот в гидротермальных условиях позволяют дополнить известные данные целым рядом возможных реакций образования и преобразования аргиллизированных пород в стандартных и гидротермальных условиях. Если принять в качестве исходного минерала, например, анортит, то некоторые из них в случае преобладания активности калия в растворе можно представить следующим образом:

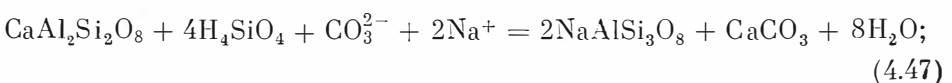
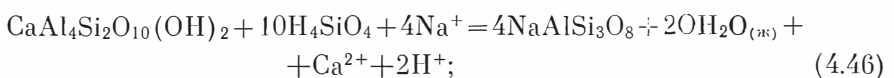
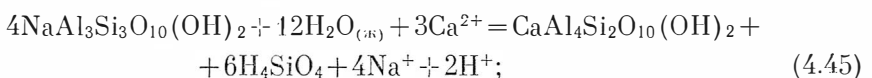
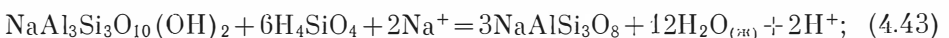
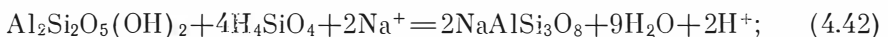
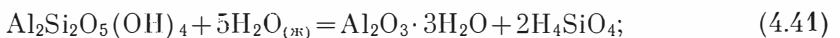
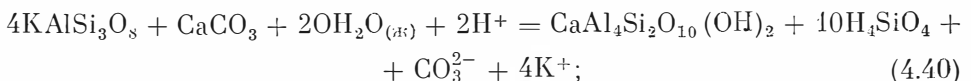
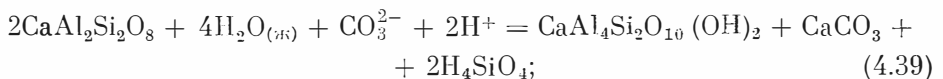
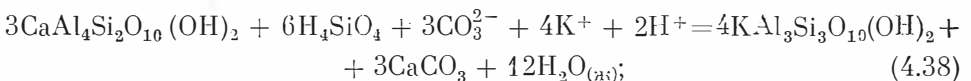
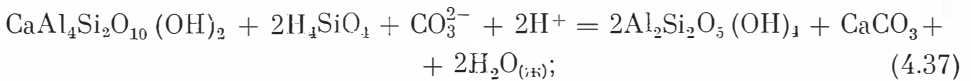
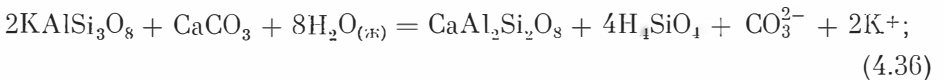
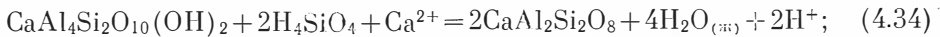
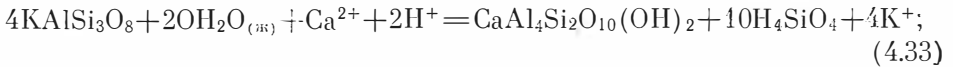
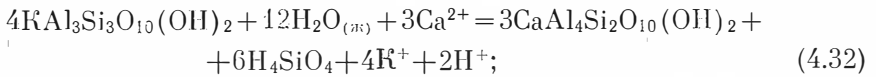
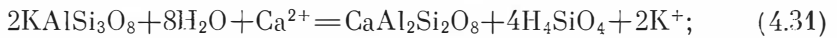
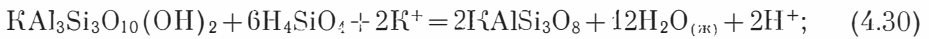
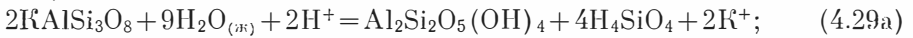


Если в растворе активность натрия оказывается достаточной для образования парагонита и альбита, указанные реакции приобретают следующий вид:





Для того чтобы показать влияние активности кремнезема в растворе на развитие процесса аргиллизации, в приведенных реакциях необходимо выразить  $\text{SiO}_2$  в виде ортокремниевой кислоты, константы диссоциации которой определены как для стандартных, так и для гидротермальных условий.



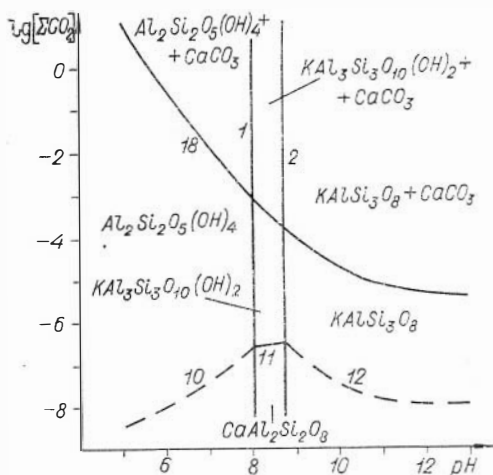


Рис. 72. Некоторые фазовые соотношения в системе  $K_2O - CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - CO_2 - H_2O$  в стандартных условиях.  $[Ca^{2+}] = [K^+] = 10^{-3}$ .

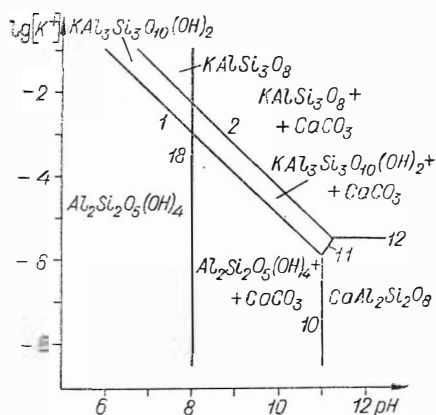


Рис. 73. Некоторые фазовые соотношения в системе  $K_2O - CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - CO_2 - H_2O$  в стандартных условиях.  $[Ca^{2+}] = [ΣCO_2] = 10^{-3}$ .

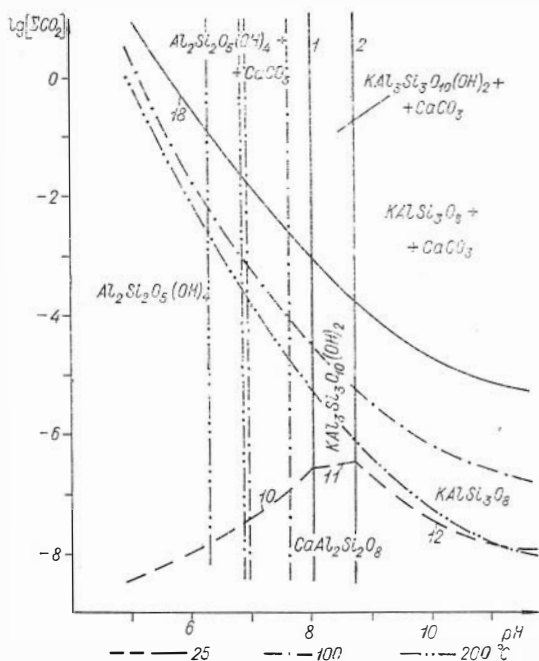


Рис. 74. Некоторые фазовые соотношения в системе  $K_2O - CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - CO_2 - H_2O$  в стандартных и гидротермальных условиях.  $[Ca^{2+}] = [K^+] = 10^{-3}$ .

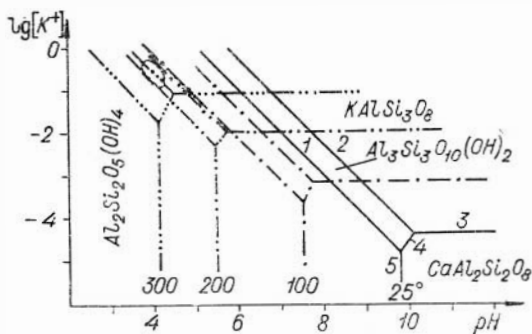
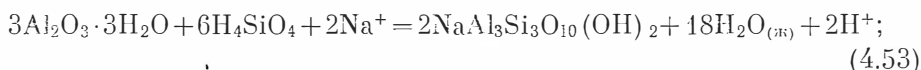
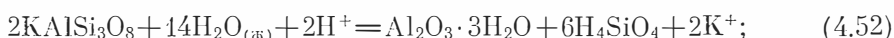
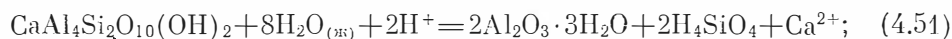
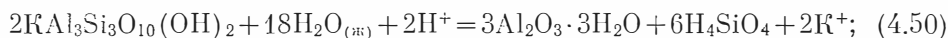
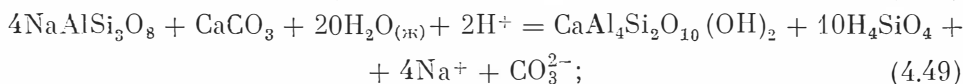
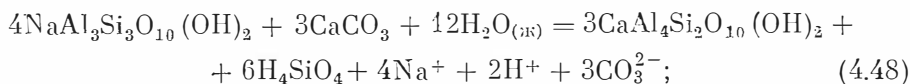


Рис. 75. Некоторые фазовые соотношения в системе  $K_2O - CaO - SiO_2 - CO_2 - H_2O$  в стандартных и гидротермальных условиях.  $[Ca^{2+}] = [ΣCO_2] = 10^{-3}$ .





Результаты расчета реакций (4.1—4.18) в стандартных и гидротермальных условиях показаны в координатах  $[\text{K}^+] - \text{pH}$  и  $[\Sigma\text{CO}_2] - \text{pH}$  на рис. 72—75. Как можно видеть, на диаграммах нашли отражение семь полей: анортита, каллевого полевого шпата, мусковита, каолинита и трех последних минералов в ассоциации с кальцитом. Поле анортита занимает правый нижний угол диаграммы, соответствующий при принятых ограничениях значениям  $[\text{K}^+] < 10^{-5.5}$  и  $\text{pH} > 11.0$ . На рис. 74 поле анортита отсутствует, что обусловлено сравнительно высокими значениями  $[\text{K}^+] = 10^{-3}$ , при которых этот минерал неустойчив. Поле ассоциации каллевого полевого шпата + кальцит также расположено в области щелочных растворов, но в отличие от анортита в интервале более высоких значений  $[\text{K}^+]$ . В тех случаях, когда  $[\Sigma\text{CO}_2]$  в растворе составляет  $10^{-5.5} - 10^{-3.7}$  и менее, возможно образование каллевого полевого шпата без карбоната. Поле мусковита в ассоциации с кальцитом занимает промежуточное положение между полями устойчивости калишпата и каолинита. Для образования этой ассоциации необходима довольно высокая активность как калия, так и углекислоты ( $[\text{K}^+] = 10^{-2.25} - 10^{-6}$  при  $[\Sigma\text{CO}_2] = 10^{-3}$  и  $[\Sigma\text{CO}_2] > 10^{-3.7} - 10^{-3.2}$  при  $[\text{K}^+] = 10^{-3}$ ). Если активность углекислоты в растворе не превышает  $10^{-3.75}$ , то при прочих равных условиях оказывается устойчивым мусковит без карбоната. И, наконец, в левой части, соответствующей пониженным значениям pH, располагаются поля каолинита и каолинита с кальцитом. Ассоциация каолинит + кальцит устойчива, согласно проведенным расчетам, при  $[\text{K}^+] > 10^{-3}$  и  $[\Sigma\text{CO}_2] = 10^{-3}$ . В случае, если активность этих компонентов в растворе не достигает указанных величин, то оказывается устойчивым каолинит без карбоната.

Таким образом, исходная ассоциация, представленная анортитом, оказывается устойчивой, согласно расчетным данным, при pH не менее 11,0 и  $[\text{K}^+] < 10^{-5.5}$ , а  $[\Sigma\text{CO}_2] < 10^{-3}$ , т. е. в условиях, вряд ли реализуемых в природных гидротермальных процессах. По мере возрастания кислотности раствора и концентрации в нем калия и углекислоты анортит замещается в рассмотренной последовательности карбонатсодержащими или бескарбонатными ассоциациями каллевого алюмосиликатов.

Подобные диаграммы (рис. 76—79) построены также для системы реакций (4.19—4.29). Они характеризуются наличием семи полей устойчивости, в которых, естественно, вместо калийсодержащих алюмосиликатов фигурируют альбит и парагошит. Различия между диаграммами рис. 72—75 и 76—79 не принципиальны и заключаются, главным образом, в величинах активностей щелочей и углекислоты, необходимых для образования сопоставляемых минеральных парагенезисов.

Влияние активности кремнекислоты на образование рассматриваемых ассоциаций в стандартных и гидротермальных условиях может быть про-

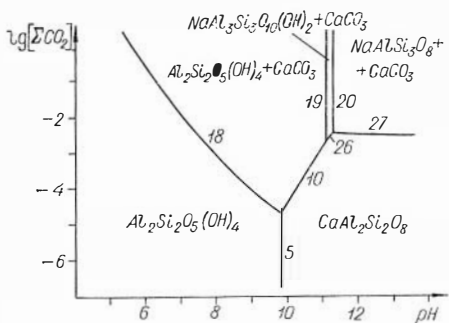


Рис. 76. Некоторые фазовые соотношения в системе  $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  в стандартных условиях.  $[\text{Ca}^{2+}] = [\text{Na}^+] = 10^{-3}$ .

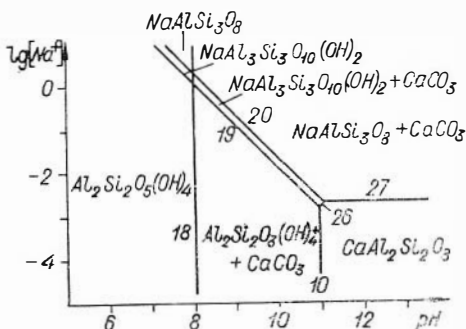


Рис. 77. Некоторые фазовые соотношения в системе  $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  в стандартных условиях.  $[\text{Ca}^{2+}] = [\Sigma\text{CO}_2] = 10^{-3}$ .

иллюстрировано рис. 80—83, 85. Из приведенных диаграмм следует, что изменение активности кремнекислоты в растворе весьма существенно влияет на целый ряд реакций в рассматриваемых системах. Прежде всего, обращает на себя внимание появление на этих диаграммах при низких значениях  $[\Sigma\text{SiO}_2]$  весьма значительного по площади поля гиббсита, который в рассмотренных выше случаях является метастабильным, согласно реакции (4.17). Вторая особенность рассматриваемых диаграмм состоит в резком изменении размеров и конфигурации полей калиевого полевого шпата (см. рис. 82) и альбита (см. рис. 83), которые занимают в данном случае верхние части диаграмм, соответствующие повышенным активностям  $\Sigma\text{SiO}_2$ , и охватывают более широкий, чем в предыдущих случаях, интервал pH. Можно, кроме того, отметить проявление (при значениях  $\text{pH} > 9$ ) поля устойчивости маргарита (рис. 82—85), которое на рис. 71—

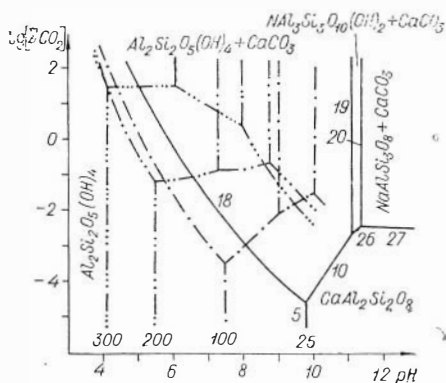


Рис. 78. Некоторые фазовые соотношения в системе  $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  в стандартных и гидротермальных условиях.  $[\text{Ca}^{2+}] = [\text{Na}^+] = 10^{-3}$ .

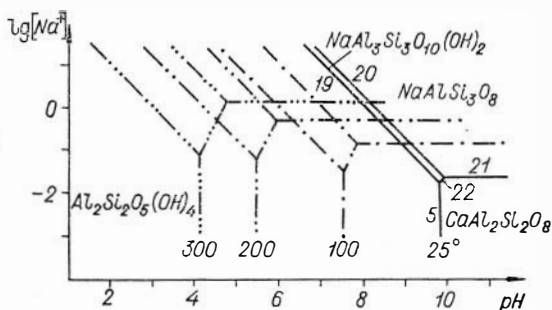


Рис. 79. Некоторые фазовые соотношения в системе  $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  в стандартных и гидротермальных условиях.  $[\text{Ca}^{2+}] = [\Sigma\text{CO}_2] = 10^{-3}$ .

его метастабильности. Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что активность кремнекислоты в растворе может существенно повлиять на формирование минеральных ассоциаций, составляющих гидротермально аргиллизированные породы. При этом, однако, не следует упускать из вида, что активность кремнекислоты природных гидротермальных растворов изменяется в довольно узком интервале, в связи с чем далеко не все рассмотренные реакции могут быть реализованы в природных условиях. По-видимому, в первом приближении в

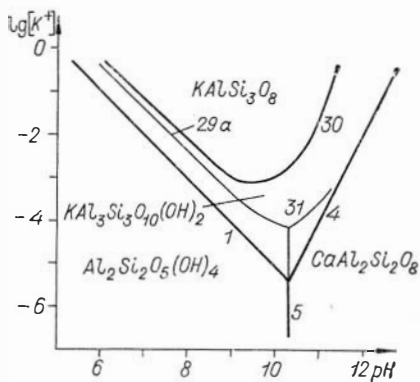


Рис. 80. Некоторые фазовые соотношения в системе  $K_2O - CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$  в стандартных условиях.  $[Ca^{2+}] = [SiO_2] = 10^{-3}$ .

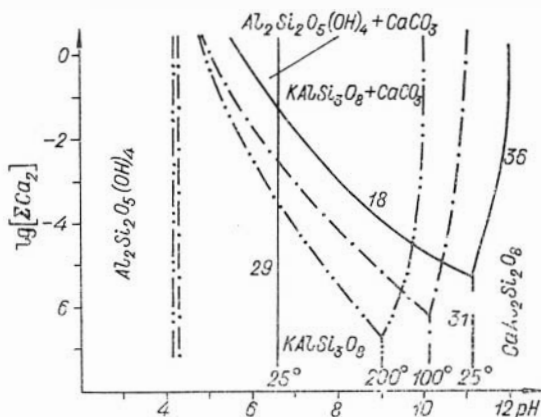


Рис. 81. Некоторые фазовые соотношения в системе  $K_2O - CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - CO_2 - H_2O$  в стандартных и гидротермальных условиях.  $[Ca^{2+}] = [SiO_2] = [K^+] = 10^{-3}$ .

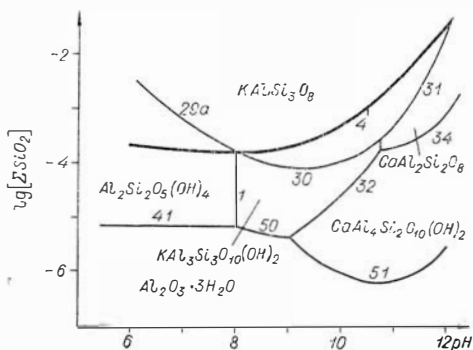


Рис. 82. Некоторые фазовые соотношения в системе  $K_2O - CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$  в стандартных условиях.  $[Ca^{2+}] = [K^+] = 10^{-3}$ . Жирной линией показана растворимость  $SiO_2$  в воде.

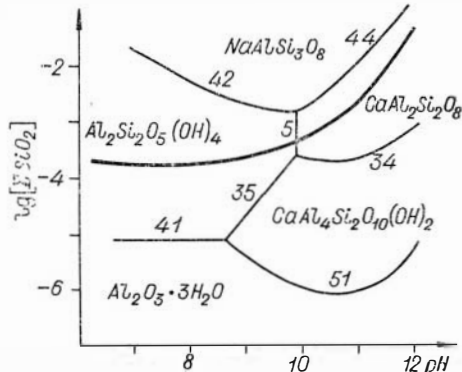


Рис. 83. Некоторые фазовые соотношения в системе  $Na_2O - CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$  в стандартных условиях.  $[Ca^{2+}] = [Na^{3+}] = 10^{-3}$ . Жирной линией показана растворимость  $SiO_2$  в воде.

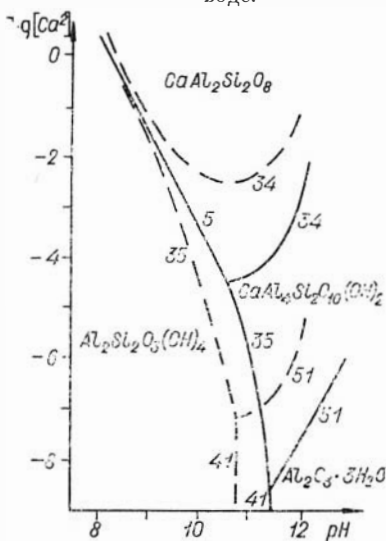


Рис. 84. Некоторые фазовые соотношения в системе  $CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$  в стандартных условиях.  $[SiO_2] = 10^{-3}$  — сплошные линии;  $10^{-4}$  — штриховые линии.

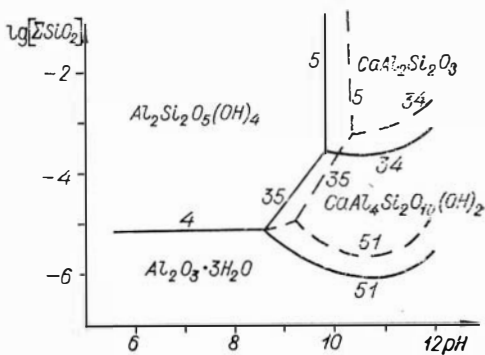


Рис. 85. Некоторые фазовые соотношения в системе  $CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$  в стандартных условиях.  $[Ca^{2+}] = 10^{-3}$  — сплошные линии;  $10^{-4}$  — штриховые линии; 4 — реакция (4,1).

качестве верхнего предела активности кремнезема в гидротермальных растворах могут быть приняты максимальные величины растворимости в них кварца, составляющие при температурах 25—300° С в интервале рН 1—9  $10^{-2}$ — $10^{-3,75}$ . Вместе с тем отсутствие в гидротермально аргиллизированных породах гиббсита позволяет допустить, что нижний предел активности кремнезема в природных системах не опускается ниже равновесной концентрации этого компонента, необходимой для реализации реакции (4.41). Приведенные данные позволяют заключить, что активность кремнекислоты в процессе аргиллизации пород изменялась в довольно узких пределах — от  $10^{-2}$  до  $10^{-5}$  при рН < 10, что, в свою очередь, существенно ограничило влияние этого компонента на формирование минеральных ассоциаций аргиллизированных пород.

И, наконец, на рис. 84, 85 представлены результаты расчета некоторых реакций в системе  $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Si}_2 - \text{H}_2\text{O}$  в стандартных условиях. Основное отличие этих диаграмм от рассмотренных ранее состоит в том, что подавляющая часть их площади в обоих случаях занята каолинитом, в то время как поля устойчивости маргарита и анортита характеризуются небольшими размерами и располагаются в области повышенных рН раствора, реализация которых в природе вряд ли осуществима. Приведенные данные указывают на то, что в отличие от калиевых и натриевых алюмосиликатов маргарит и анортит практически неустойчивы в условиях аргиллизации. Поскольку не все использованные при расчетах константы достаточно надежны, термодинамические данные позволяют провести лишь качественную оценку процесса аргиллизации. Следует, кроме того, иметь в виду, что интервал большинства физико-химических параметров, охваченный расчетными данными, значительно превосходит возможные условия природного минералообразования. В частности данные, полученные при изучении газовой-жидких включений целого ряда минералов гидротермального генезиса (Хитаров, 1965; Ходаковский, 1965; Реддер (Röder), 1967; и др.), а также результаты анализа вод различной степени минерализации и температуры (Богомолов и др., 1967, и др.) свидетельствуют о том, что рН раствора, соприкасающегося как с карбонатными, так и с силикатными породами, обычно изменяется в пределах от 4 до 8 и только в исключительных случаях достигает 9,5—10. На основании тех же данных можно предположить, что хотя активность натрий- и калий-ионов подвержена довольно существенным колебаниям в природных гидротермальных системах, она обычно не превышает  $10^{-2}$ — $10^{-1}$  г/л. Ограничив, таким образом, возможный интервал колебаний главнейших физико-химических параметров природных гидротермальных систем, рассмотрим на основании расчетных данных некоторые тенденции развития процесса гидротермальной аргиллизации.

Даже при беглом просмотре приведенных диаграмм обращает на себя внимание то обстоятельство, что одной из основных причин образования колонки аргиллизированных пород служит изменение кислотности—щелочности раствора. В частности, возрастание этого параметра в интервале от 5,0 до 10,0 должно привести в случае преобладающей активности калия в растворе к последовательному замещению каолинита мусковитом, который затем, в свою очередь, сменяется калиевым полевым шпатом. Если при этом повышенной активностью характеризуется также и углекислота, то при прочих равных условиях становится возможным формирование кальцит-каолинитового, кальцит-мусковитового и кальцит-калинитового парагенезисов. При взаимодействии анортита или других алюмосиликатных минералов и их сочетаний с гидротермальными растворами натриевого или натриево-углекислого профиля, в подобных условиях возможно образование соответственно каолинита, а затем альбита или этих минералов в ассоциации с кальцитом. Образование натриевого аналога мусковита—парагонита, как будет показано ниже, в условиях аргиллизации затруднительно. В случае преобладания в растворах активности

кальций-пона при  $\Sigma\text{SiO}_2 = 10^{-3} - 10^{-5}$  теоретически возможно развитие только бескарбонатной ветви процесса, реализация которой влечет за собой последовательное образование вначале каолинита, затем маргарита или других кальциевых гидроспикатов и, наконец, в условиях максимальных рН раствора и активности  $\Sigma\text{SiO}_2$ , — анортита. Линии равновесия реакций упомянутых фазовых переходов находятся, однако, в сильнощелочной области, в связи с чем возможность реализации их в природных условиях сомнительна. Из приведенных данных можно заключить, что одна из наиболее вероятных причин образования метасоматических колонн аргиллизированных пород состоит в изменении кислотности — щелочности раствора, причем расчетные данные указывают на принципиальную возможность развития в них как бескарбонатных, так и карбонатсодержащих парагенезисов. Необходимо отметить также, что целый ряд реакций и, в частности, реакции (4.7), (4.8), (4.13) и (4.14) получили экспериментальную проверку в работах Хемли и др. (Hemley *et al.*, 1959, 1964; Хемли и др., 1970) и обнаружили удовлетворительную сходимость с расчетными данными.

Для оценки верхнего температурного предела процесса гидротермальной аргиллизации могут быть использованы сравнительно низкотемпературные реакции дегидратации каолинита — одного из наиболее широко распространенных минералов аргиллизированных пород:



Экспериментальная проверка реакции (4.56), предпринятая И. П. Ивановым (1970), показала, что при  $P_{тв} = P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000$  атм температура равновесия этой реакции находится в интервале от 310 до 340°С. В процессе экспериментальной проверки реакции (4.57), осуществленной Альтхаузом (Althaus, 1966), установлено, что при  $P_{фл} = 2000$  атм на равновесие реакции существенное влияние оказывает не только температура, но и состав флюидной фазы. Показано, что добавление во флюидную фазу даже сравнительно небольших количеств сильных кислот приводит к понижению верхнего температурного предела устойчивости кварцево-каолинитовой ассоциации до 250°С, в то время как присутствие слабых кислот в тех же количествах существенно не влияет на температуру рассматриваемого фазового перехода. По мнению Альтхауза, отмеченный эффект обусловлен значительным снижением активности воды в присутствии сильных кислот. Поскольку в гидротермально аргиллизированных породах каолинит в подавляющем большинстве случаев находится в ассоциации с кварцем, а изучение газовой-жидких включений из ряда минералов гидротермального генезиса и анализы вод современных гидротерм свидетельствуют о наличии в них значительных количеств  $\text{SO}_4^{2-}$  и  $\text{Cl}^-$ , то можно, вероятно, предположить, что температура рассматриваемого процесса вряд ли превышала 250—300°С.

Вместе с тем, постоянное присутствие в гидротермально аргиллизированных породах основного состава минеральных ассоциаций, представленных анкеритом или сидеритом с кварцем, каолинитом или гидрослюдой, позволяет использовать для оценки температурных условий процесса аргиллизации данные о температурной устойчивости парагенезисов анкерит+кварц и в особенности сидерит+кварц. Поскольку термодинамические константы железистых гидроспикатов до сих пор отсутствуют, изучение этих реакций может быть осуществлено только экспериментально.

Как и в рассмотренных выше случаях, эксперименты проводились в горизонтальном экзоклаве конструкции Сыромятникова. В качестве исходных материалов использовались тщательно перетертые и перемешан-

ные смеси аморфного кремнезема с сидеритом, содержащим FeO (65%) и CO<sub>2</sub> (34,5%). Весовые соотношения кремнезема и карбоната выдерживались постоянными и равнялись 1:1, причем гидроскопическая вода, входящая в состав кремнезема, при расчете навески исключалась. Размер навески составлял 40—50 мг. Предварительно из экскоклава вакуумным насосом откачивался воздух, с тем чтобы избежать окисляющего влияния кислорода на железистые карбонаты и продукты реакций, после чего объем рабочей камеры заполнялся дистиллированной водой, насыщенной азотом в насытителе Малинина (Малинин, 1962). Все эксперименты проводились непрерывно в течение 7 сут каждый. Диагностика полученных продуктов осуществлялась методом рентгеноструктурного анализа.

Как следует из экспериментов (рис. 86), исходная кремнисто-сидеритовая ассоциация устойчива до температуры 175°С. В этих случаях ее преобразование незначительно и заключается главным образом в раскристаллизации кремнезема. При температуре >175°С исходная кремнисто-сидеритовая ассоциация неустойчива и подвергается замещению железистым гидросиликатом, по своей рентгеноструктурной характеристике приближающимся к железистому аналогу талька — миннезотанту. Кроме того, во всех пробах установлены небольшие количества не вступающих во взаимодействие сидерита и кварца, а также «монтмориллонитоподобной» фазы, точная диагностика которой оказалась затруднительной.

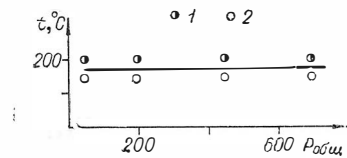


Рис. 86. Условия замещения кремнисто-сидеритовой минеральной ассоциации миннезотантом.

1 — миннезотант; 2 — сидерит + кремнезем.

Как установлено специально поставленной серией экспериментов, увеличение продолжительности опытов приводит к уменьшению количества «монтмориллонитоподобной» фазы и к возрастанию содержания миннезотанта. В связи с изложенным можно, по-видимому, предположить, что «монтмориллонитоподобный» продукт является метастабильным промежуточным, преобразующимся по прошествии определенного времени в миннезотант. Проверку стабильности установленного равновесия в данном случае провести не удалось из-за отсутствия конечного продукта реакции — миннезотанта.

Завершая изложение экспериментального материала, необходимо отметить, что параллельное положение линии предполагаемого равновесия по отношению к оси давления объясняется, как и в описанных выше экспериментах, незначительным содержанием углекислоты в сфере реакции, в связи с чем даже существенное возрастание общего давления в системе приводит к небольшим в абсолютном выражении изменениям парциального давления CO<sub>2</sub>. Кроме того, можно предположить по аналогии с рассмотренными ранее экспериментами, что относительно слабая чувствительность рентгеноструктурного анализа, достоверно устанавливающего содержание твердых фаз в смеси не менее 5—10%, может привести к завышению температуры данного фазового перехода примерно на 20°С. Приведенные данные свидетельствуют о том, что при общем давлении, не превышающем 800 атм, и содержании углекислоты в системе ≈ 0,02%, кремнисто-сидеритовая минеральная ассоциация устойчива до температуры ~160°С и при ее превышении замещается железистым гидросиликатом, приближающимся по структуре к миннезотанту. Понятно, что возрастание парциального давления углекислоты и уменьшение воды может привести к весьма существенному увеличению температуры данного фазового перехода. Таким образом, рассмотренные реакции дегидратации каолинита и разложения кремнисто-сидеритовой минеральной ассоциации позволяют заключить, что процесс гидротермальной аргиллизации характеризовался относительно низкими температурами, которые в случае сравнительно небольших общих и соответствен-

по парциальных давлений воды и углекислоты не превышал, по-видимому, 200—300° С.

Переходя к выводам, следующим из изложенного материала, необходимо напомнить основные положения, установленные при минералогонетрографическом изучении аргиллизированных пород. Как было показано выше, в случае взаимодействия «аргиллизующих» растворов с породами гранитоидного или приближающегося к нему состава наиболее часто образуются два следующих типа метасоматических колонок:

1) неизменный гранитоид → кварцево-серицитовая или кварцево-хлоритовая зона → кварцево-каолинитовая зона → мономинеральная кварцевая зона;

2) неизменный гранитоид → кварцево-серицитовая или кварцево-хлоритовая зона → кварцево-каолинитовая зона → кварцево-мусковитовая, а иногда даже кварцево-калишпатовая зона.

Сопоставляя приведенные схемы с диаграммами, полученными расчетным путем, нетрудно заметить между ними некоторые черты сходства, заключающиеся в закономерном замещении ассоциаций, возникших в кислой среде, и прежде всего каолинитсодержащих, минералами, образовавшимся в более щелочной обстановке, в частности мусковитом. Отмеченное положение подтверждает одноактный механизм образования метасоматических колонок первого типа и позволяет считать главной причиной его реализации возрастание щелочности первичнокислых гидротермальных растворов. Вместе с тем щелочность растворов даже в зонах, наиболее удаленных от подводящих капалов, оказалась недостаточной для образования калишпатсодержащих парагенезисов. Образование «колонок» второго типа также обусловлено, по-видимому, реакциями исходных гранитоидов с первичнокислыми растворами, на которые, однако, впоследствии наложился более поздние по времени и щелочные по условиям образования минеральные парагенезисы.

Вместе с тем нельзя не отметить, что не все парагенезисы, полученные расчетным путем, устанавливаются в гидротермально аргиллизированных породах. Это замечание относится прежде всего к тем ассоциациям, которые должны были бы образоваться в случаях преобладания в растворах натрия и кальция. Как будет показано ниже, данное положение обусловлено тем обстоятельством, что, по существу, единственным натрийсодержащим силикатом, способным образоваться при температуре менее 350° С, является альбит и некоторые разновидности цеолитов, причем массовая кристаллизация тех и других в условиях проявления процесса аргиллизации весьма существенно затрудняется сравнительно невысокой щелочностью «аргиллизующих» растворов. По-видимому, последняя причина послужила препятствием и для образования парагенезисов, содержащих в своем составе кальциевые силикаты, которые, как показывают результаты термодинамических расчетов, также возникают в условиях высокой щелочности среды минералообразования.

Вертикальная зональность гидротермально аргиллизированных пород изучена несколько слабее горизонтальной. Известно, что в одних случаях гидротермально аргиллизированные породы сменяются постепенно по мере возрастания глубины альбитизированными породами (Рехарский, 1957), а в других, как, например, на Балейском золоторудном месторождении, метасоматитами, в составе которых содержится значительное количество карбоната, т. е. в той или иной степени лиственитизированными породами. Довольно часто устанавливается возрастание в глубинных зонах аргиллизированных пород роли монтмориллонита, гидрослюды и серицита, в то время как в приповерхностных условиях более широким распространением пользуются каолинит и диоксит. Таким образом, в строении аргиллизированных пород устанавливается тенденция к замещению минералов нижних горизонтов, возникших в условиях повышенной щелочности, продуктами кислотного выщелачивания, концентрирую-

щимся в приповерхностных зонах. Образование подобной вертикальной зональности можно, по-видимому, объяснить дегазацией гидротермальных растворов вследствие понижения общего давления, как это нередко наблюдается в ряде современных гидротермальных систем в областях активного вулканизма. Принципиальную возможность реализации подобного механизма формирования вертикальной зональности гидротермально-аргиллизированных пород подтверждают теоретические расчеты С. Д. Малинина (1965), согласно которым отделение углекислоты от флюида в виде отдельной фазы становится возможным в гидротермальных условиях на глубинах порядка нескольких сотен метров. Это находится в соответствии и с данными, полученными при полевом изучении образований. Некоторые исследователи полагают, что повышение кислотности раствора в приповерхностных условиях может быть обусловлено воздействием кислорода воздуха на сульфидную серу, приводящим, как известно, к ее окислению, сопровождаемому при благоприятном стечении обстоятельств некоторым повышением в таких растворах активности водородных ионов и сульфат-ионов. Упомянутый путь формирования гидротермально-аргиллизированных пород представляется однако, менее распространенным, поскольку сульфатные ионы чрезвычайно редко фиксируются в составе минералов, слагающих эти породы. Процессы окисления гидротермальных растворов получили, вероятно, более широкое развитие при формировании, например, вторичных кварцитов, некоторые минералы которых (в том числе породообразующие) представлены сульфатами.

Таким образом, можно, по-видимому, заключить, что формирование гидротермально-аргиллизированных пород обусловлено воздействием на исходные породы алюмосиликатного состава сравнительно низкотемпературных, вероятнее всего, многокомпонентных растворов повышенной кислотности. Взаимодействие таких растворов с вмещающими гидротермальные системы породами путем диффузии должно привести к образованию бескарбонатных или карбонатсодержащих одностадийных метасоматических колонок, которые приобретают более сложное строение в связи с паложением на них более поздних по времени проявления и более щелочных по условиям образования минеральных ассоциаций. Отмечаемая в строении аргиллизированных пород вертикальная метасоматическая зональность обусловлена, вероятнее всего, «вскипанием» гидротермальных растворов в связи с падением давления в приповерхностных условиях или окисляющим воздействием на них кислорода воздуха, причем первая из указанных причин представляется нам более вероятной.

## Г л а в а 5

### ДОЛОМИТИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ

#### ДОЛОМИТИЗИРОВАННЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ

Гидротермально доломитизированные карбонатные породы и доломиты, пространственно, а в ряде случаев и генетически связанные с различными типами средне- и низкотемпературных эндогенных рудных месторождений, широко освещены в работах отечественных и зарубежных авторов. Доломиты гидротермального генезиса, связанные со свинцово-цинковыми месторождениями, описаны Д. Белом (Bell, 1931), А. Торнквистом (Torngvist, 1931), Д. Фаулером и Г. Лиденом (Fowler, Lyden, 1932), Е. Мак-Найтом (Mc-Knight, 1935), Д. Кюррьером (Currier, 1935), Е. Бэстшием и Н. Грауфордом (Bastin e. a., 1939), И. А. Кензиным (1958), В. С. Кормилициным (1963), и др. Гидротермальные доломиты, развитые в районах локализации полиметаллических месторождений, ис-



следовали С. С. Смирнов (1961), К. Парк (Park, 1938) и др. Указания на широкое развитие процессов гидротермальной доломитизации в некоторых ртутно-рудных районах Средней Азии и Закавказья, сопровождаемые детальной характеристикой обнаруженных в них доломитов и доломитизированных пород, содержатся в работах В. И. Смирнова (1947), В. Г. Сургая (1957), А. И. Славской (1957), В. П. Федорчука (1969) и др. Известны, кроме того, обобщающие сводки по гидротермально метасоматическим доломитам, выполненные Д. Хьюттом (Hewett, 1928) и И. И. Князевым (1954).

При обработке материала, положенного в основу настоящей главы, основное внимание уделялось минералого-петрографическому составу гидротермально метасоматических доломитов и физико-химическим особенностям их формирования. Изучались доломиты гидротермального генезиса, довольно широко распространенные в пределах локализации некоторых ртутных месторождений и в особенности — Акташского.

Поскольку процессы доломитизации на Акташском месторождении наиболее полно были развиты в мраморизованных известняках так называемой «рудовмещающей» толщи, изложение материала целесообразно начать с краткой характеристики последних, являющихся исходными и вместе с тем вмещающими породами по отношению к доломитам гидротермального генезиса.

**Мраморизованные известняки** рудовмещающей толщи представляют собой плотную мелкозернистую, а нередко и тонкозернистую породу светло-серого цвета. При просмотре шлифов обнаруживается, что основная ткань мраморизованных известняков состоит из близких по форме к изометричным зерен кальцита размером от 0,1 до 0,5 мм, занимающих до 95% площади шлифа и обусловивших неравномерную зернистую структуру породы. Вторым довольно широко распространенным минералом известняков является кварц, наблюдаемый обычно в виде мелкозернистых с извилистыми очертаниями агрегатов, концентрирующихся на стыках более крупных по размеру зерен кальцита. Несколько реже, преимущественно на участках, непосредственно примыкающих к рудным телам, встречаются отдельные зерна и прожилкообразные скопления более крупнозернистого, хорошо ограненного кварца, образующие в плоскости шлифа правильные шестиугольники и бипирамиды. Помимо кварца и кальцита в известняках отмечаются в незначительных количествах глинистые минералы, образующие на отдельных участках породы тонкодисперсные агрегаты, хорошо ограниченные кристаллы пирита размером от 0,1 до 1—1,5 мм и гидроокислы железа и марганца, слагающие скрытокристаллические скопления. Термограммы известняков весьма сходны с кривыми нагревания эталонного кальцита (рис. 87, 8—10).

Среди гидротермально метасоматических доломитов, получивших распространение в рудовмещающей толще мраморизованных известняков Акташского месторождения, выделяются две разновидности, известные в литературе под названием «серых» и «белых» доломитов (Князев, 1954).

**Серые доломиты** образуют различные по форме тела, размеры которых изменяются в широких пределах — от нескольких десятков дециметров до 1000 м<sup>2</sup>, а иногда и более (рис. 88). Контакты тел доломитов с вмещающими их известняками в большинстве случаев извилистые, резкие, хотя иногда удается все же наблюдать явления постепенного замещения известняков доломитом, который в подобных случаях образует в зонах контакта ромбоэдрические вкрапленники, а также «лапчатые» и «кружевные» сростания. Какой-либо постоянной закономерности в распределении тел доломитов по отношению к тектоническим нарушениям не устанавливается: в одних случаях отмечаются явления замещения известняков доломитом непосредственно вдоль швов тектонических нарушений с постепенным уменьшением интенсивности процесса доломитизации по мере удаления от последних, в других — тела доломитов располагают-

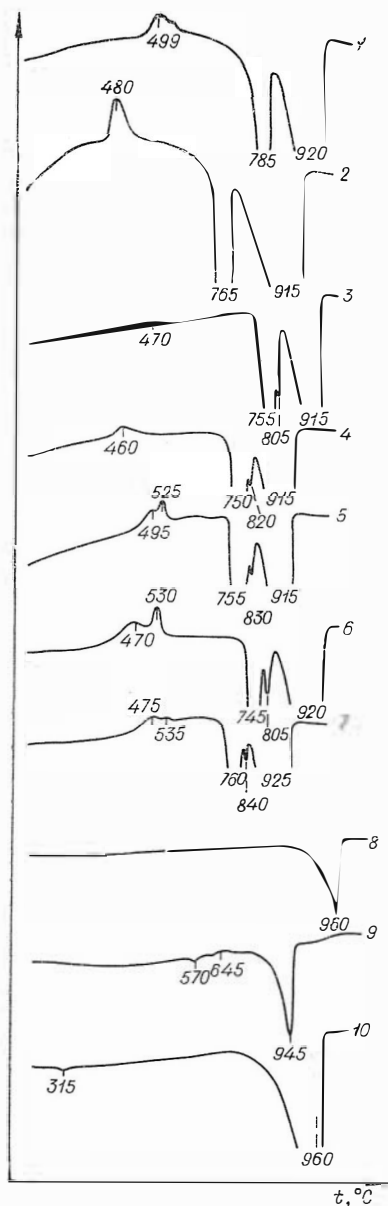


Рис. 87. Термограммы белых (1, 2) и серых (3—7) доломитов и вмещающих их известняков (8—10) Акташского месторождения.

результаты пересчета приведены в табл. 7. Как можно видеть, особенность серых доломитов заключается в довольно значительном содержании в них железа и в некотором избытке кальция, что обусловлено, вероятнее всего, присутствием в проанализированных пробах кальцита. Кривые нагревания серых доломитов (см. рис. 87, 3—7), характеризуются в отличие от известняков, наличием трех различающихся по температурам проявления и интенсивности эндотермических эффектов, свойственных железистой разновидности этого минерала (Иванова, 1961).

В рудовмещающей толще Акташского месторождения **белые доломиты**, в отличие от серых, образуют, как правило, гнездообразные, штоково-

ся на некотором и часто значительном удалении от подобных нарушений. Нередко наблюдается также послойное развитие процесса доломитизации, хотя и в таких случаях контуры тел доломитов извилисты и очень редко строго следуют согласно слоистости исходных пород. Все это позволяет предположить, что тектонические нарушения в процессе доломитизации играли роль каналов, подводящих гидротермальные растворы, в то время как размещение отдельных тел доломитов зависело, по-видимому, в большей степени от физико-механических свойств отдельных пачек исходных пород.

Микроскопические наблюдения показали, что серые доломиты представляют собой практически мономинеральный агрегат, состоящий из изометричных остроугольных зерен доломита ( $N_0 = 1,685$ ;  $N_e = 1,508$ ), размеры которых изменяются от десятых долей до 1—2 мм. Помимо доломита в рассматриваемых породах так же, как и в мраморизованных известняках, содержится заметное (до 5%) количество кварца в виде двух отмеченных ранее генераций. Кроме кварца в составе доломита содержится пирит (до 5%). Исследования выделенных из серых доломитов мономинеральных фракций пирита, контролируемые замерами отдельных наиболее крупных кристаллов на двукружном гошометре Д-1, показали, что из числа распространенных простых форм этого минерала наиболее широко развита форма {210}, определившая пентагондодекаэдрический габитус его кристаллов, и в меньшей мере — форма {100}. В подавляющем большинстве случаев куб комбинируется с пентагондодекаэдром, в то время как форма {210} нередко получает самостоятельное развитие.

Химические анализы серых доломитов, предварительно очищенных от пирита и гидроокислов железа, и ре-

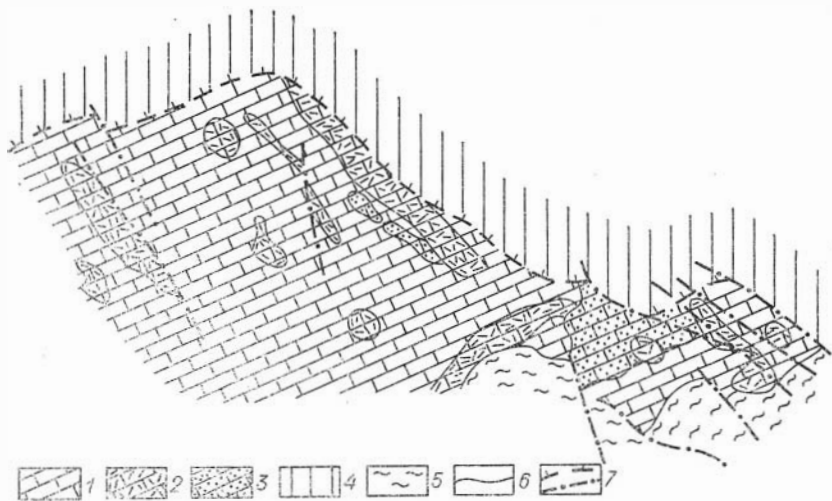


Рис. 88. Условия залегания гидротермально метасоматических доломитов в западной части 4-го горизонта Актанского месторождения (по Бондаренко и Васильеву). М 1 : 1000.

1 — мраморизованные известняки; 2 — серые доломиты; 3 — окварцованные известняки; 4 — аргиллизированные породы; 5 — углистые сланцы; 6 — линии контактов; 7 — тектонические нарушения.

образные и неправильной формы тела, размеры которых редко выходят за пределы первого десятка метров. Контакты тел белых доломитов с вмещающими породами обычно резкие, с крайне извилистыми очертаниями. Чаще всего белые доломиты развиваются по мраморизованным известнякам, хотя в отдельных случаях удается наблюдать явления замещения серых доломитов белыми, что свидетельствует о более позднем времени образования последних. Это предположение подтверждается также наличием своеобразных зон брекчирования, в которых обломки серых доломитов и мраморизованных известняков цементируются и частично замещаются белыми доломитами. Распределение тел белых доломитов в рудовмещающих известняках, в отличие от серых, в подавляющем большинстве случаев отчетливо контролируется тектоническими нарушениями и зонами брекчирования, что выражается в их постоянно наблюдаемой тесной пространственной связи и в отсутствии случаев сколько-нибудь значительного удаления отдельных доломитовых тел от швов таких нарушений.

Таблица 7  
Результаты химических анализов мраморизованных известняков (1—3), серых (4—8) и белых (9—11) доломитов

№ п/п	FeO	MgO	CaO	CO <sub>2</sub>	Сумма
1	0,36	0,36	52,14	43,19	95,95
2	0,13	0,24	50,08	42,52	93,03
3	0,22	0,40	53,16	42,84	96,02
4	3,82	17,48	31,30	45,33	97,93
5	3,60	17,30	30,88	44,50	96,11
6	4,24	16,99	31,33	44,90	97,46
7	4,49	17,60	30,51	43,16	95,76
8	3,92	17,56	29,98	41,76	93,22
9	1,97	18,75	29,71	45,60	93,03
10	2,01	17,36	30,61	45,85	95,83
11	1,84	16,40	32,55	45,65	95,44

- $Ca_{0,93}Fe_{0,01}Mg_{0,01}C_{0,98}O_3$ ;
- $Ca_{0,92}Fe_{0,01}Mg_{0,01}C_{1,00}O_3$ ;
- $Ca_{0,94}Fe_{0,01}Mg_{0,01}C_{0,96}O_3$ ;
- $Ca_{1,09}(Fe_{0,11}Mg_{0,85})(C_{0,99}O_3)_2$ ;  $f=10,88$ ;
- $Ca_{1,06}(Fe_{0,11}Mg_{0,84})(C_{1,01}O_3)_2$ ;  $f=10,54$ ;
- $Ca_{1,11}(Fe_{0,12}Mg_{0,82})(C_{0,94}O_3)_2$ ;  $f=12,26$ ;
- $Ca_{1,09}(Fe_{0,13}Mg_{0,87})(C_{0,98}O_3)_2$ ;  $f=12,60$ ;
- $Ca_{1,11}(Fe_{0,11}Mg_{0,90})(C_{0,98}O_3)_2$ ;  $f=11,02$ ;
- $Ca_{1,03}(Fe_{0,05}Mg_{0,90})(C_{1,00}O_3)_2$ ;  $f=5,68$ ;
- $Ca_{1,00}(Fe_{0,05}Mg_{0,84})(C_{1,01}O_3)_2$ ;  $f=6,11$ ;
- $Ca_{1,11}(Fe_{0,05}Mg_{0,71})(C_{1,00}O_3)_2$ ;  $f=5,79$ ;

Примечание. Анализы проведены Л. А. Непешной (ИГИГ СО АН СССР) методом солянокислоты вытяжки.

Белые доломиты, так же как и серые, сложены в основном, близкими по форме к изометричным пидноморфными зернами доломита ( $N_0=1,685$ ;  $N_e=1,508$ ) размером от нескольких десятков долей до 5—6 мм, причем чаще всего встречаются зерна, равные 2—3 мм. Такие зерна белого доломита нередко корродируют и пересекают скопления крупнокристаллического кварца и являются, таким образом, по сравнению с ним более поздними по времени образования. Помимо доломита в составе породы отмечаются, как уже упоминалось, кварц (до 5%), главным образом в виде второй его разновидности, представленной относительно крупными пидноморфными зернами, пирит в форме хорошо ограниченных кристаллов, более или менее равномерно рассеянных в массе доломита, а также гидроокислы железа, количество которых не превышает 1—2%. Просмотр мономинеральных проб пирита, выделенного из белых доломитов, показал, что, в отличие от серых, в данном случае в кристаллах отмечаются все три наиболее широко распространенные формы этого минерала — {100}, {210}, {111}, из которых последние встречаются наиболее часто и получила наиболее полное развитие. Данные химических анализов белых доломитов и результаты их пересчета, приведенные в табл. 7, указывают на то, что они содержат приблизительно в два раза меньше железа по сравнению с серыми доломитами и, так же как и последние, характеризуются небольшой примесью кальцита. Отмеченное различие иллюстрируется термограммами белых доломитов (см. рис. 87, 1—2), на которых отчетливо проявилось всего два интенсивных эндотермических эффекта при температурах 765—785 и 915—920°C, свойственных эталонному доломиту.

Таким образом, нетрудно заметить, что между описанными разновидностями гидротермально метасоматических доломитов имеются довольно существенные различия. Как уже отмечалось, серые и белые доломиты различаются между собой морфологическими особенностями и размерами тел, характером взаимоотношений таких тел с тектоническими нарушениями, некоторыми особенностями химического состава и термической характеристики и рядом других признаков. Все это достаточно убедительно, на наш взгляд, свидетельствует о том, что в Акташском рудном поле так же, как и в некоторых других районах, получили развитие две разновозрастные разновидности гидротермально метасоматических доломитов. Вместе с тем как белые, так и серые доломиты обладают целым рядом признаков, отличающих их от доломитов и доломитизированных пород первично-осадочного происхождения. В частности, белые и серые доломиты образуют, как правило, сравнительно небольшие по размеру гнездообразные, штокообразные и неправильной формы тела, которые обнаруживают (хотя и не во всех случаях) достаточно четко выраженную приуроченность к тектоническим нарушениям и зонам дробления и брекчирования, но более или менее равномерно располагаются во всех без исключения горизонтах вмещающих их известняков. Между тем первично-осадочным доломитам свойственны приуроченность к определенному стратиграфическому горизонту известняков или других карбонатсодержащих пород и пластическая (или линзовидная) форма тел.

С другой стороны, петрографические наблюдения показывают, что серые доломиты нередко пересекают и замещают мелкозернистые агрегаты первично-осадочных и впоследствии переотложенных в результате процессов метаморфизма кальцита и кварца, а зерна белого доломита корродируют, наряду с этими двумя минералами, также кристаллы более позднего, несомненно гидротермального, крупнокристаллического кварца. Эти данные свидетельствуют о значительно более позднем времени образования доломитов по сравнению с известняками и тем самым косвенно подтверждают их принадлежность к постдиагенетическим образованиям. Наконец, текстурно-структурные особенности доломитов седиментационного генезиса также существенно отличаются от пород гидро-

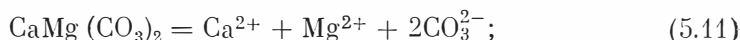
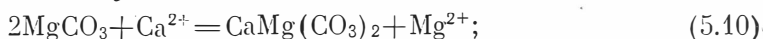
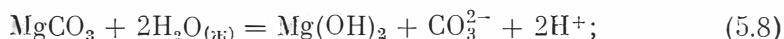
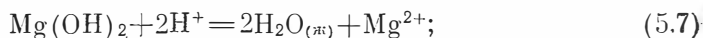
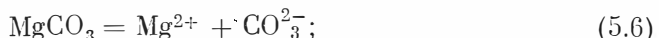
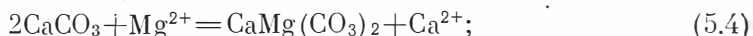
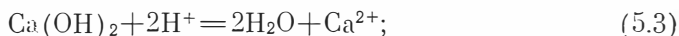
термалью метасоматического происхождения. Если осадочные доломиты характеризуются слоистой текстурой и обычно незначительными размерами зерен ( $<0,01$  мм), то гидротермалью метасоматическим доломитам, напротив, свойственна массивная текстура, причем размер зерен хотя и изменяется в довольно широких пределах, но во всех случаях превосходит величину зерен как рудовмещающих известняков, так и типичных осадочных доломитов. Такое укрупнение зернистости и изменение текстурно-структурных особенностей новообразований по сравнению с исходными свойственно, как известно, большинству метасоматитов.

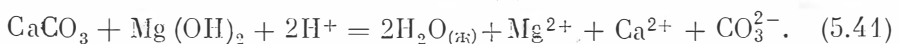
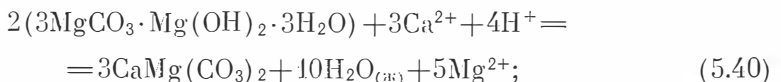
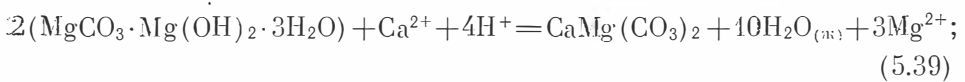
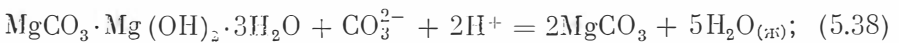
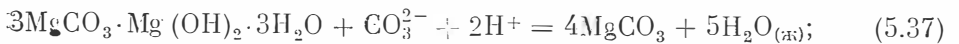
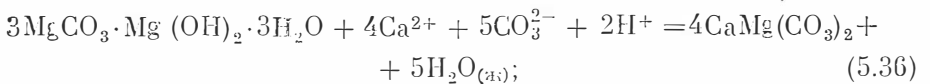
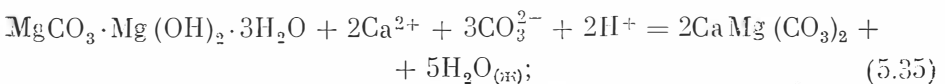
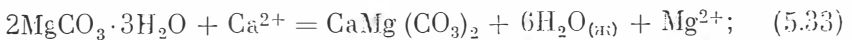
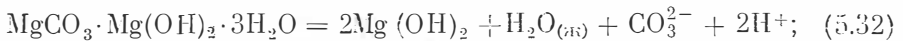
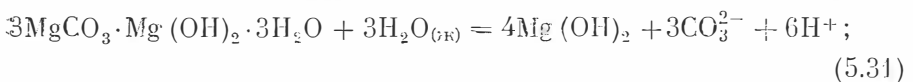
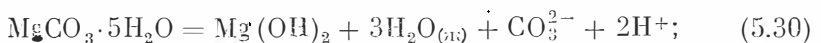
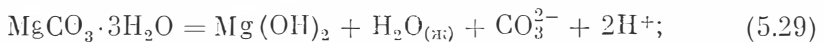
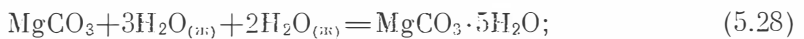
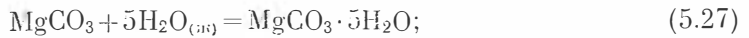
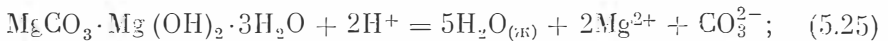
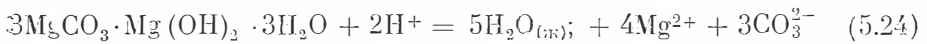
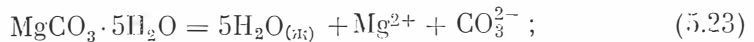
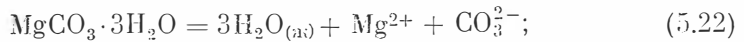
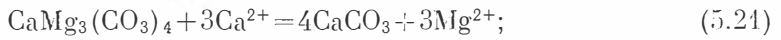
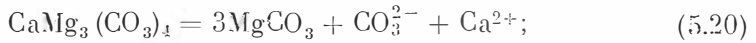
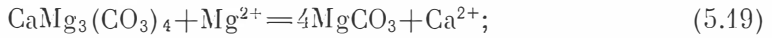
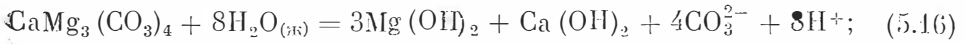
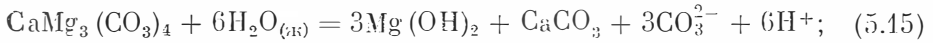
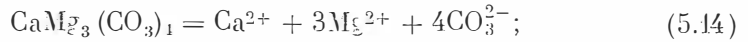
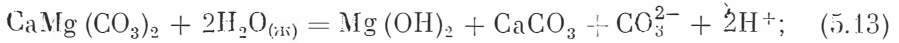
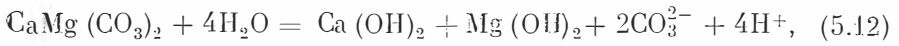
Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что акташские доломиты являются типичными представителями образований гидротермалью метасоматического генезиса. Вместе с тем метасоматические доломиты, точно так же как и окварцованные породы, не могут быть выделены в качестве самостоятельной формации. Как будет показано ниже, они представляют собой в большинстве случаев продукт проявления магниевого, а нередко и калиево-магниевого метасоматоза, приводящего в алюмосиликатной вмещающей среде к формированию метасоматических колонок с широким развитием существенно хлоритовых или даже серпичтовых парагенезисов.

### ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ДОЛОМИТИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

Некоторые данные о физико-химических особенностях образования гидротермалью метасоматических доломитов могут быть получены в результате термодинамического анализа системы  $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$  при повышенных температурах. Отдельные реакции и части этой системы изучались в стандартных и гидротермальных условиях Г. Б. Наумовым (1959), Д. Лангмуором (Langmuir, 1965), Р. Гаррелсом и др. (1968), Б. Н. Рыженко (1965) и другими исследователями. Известна, кроме того, предпринятая Карпентером (Гаррелс и др., 1968) попытка совместного анализа значительного числа реакций данной системы в условиях стандартных температуры и давления. В настоящей работе на основании уточненных термодинамических констант ряда минералов и, что особенно важно, ранее неизвестных констант некоторых соединений при повышенных температурах дополнительно рассчитана серия реакций системы  $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$  и, таким образом, выполнен более полный ее анализ.

Реакции, описывающие данную систему, можно представить следующим образом:





Результаты расчета реакций, представленные на диаграммах 89—95, свидетельствуют о том, что рассматриваемая система характеризуется

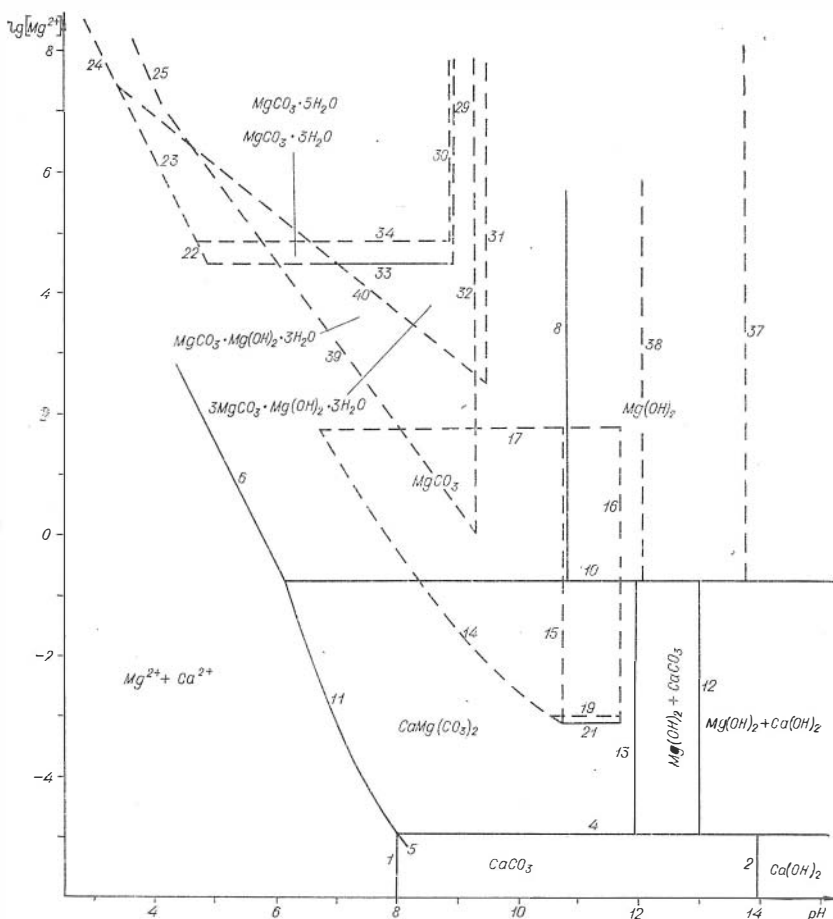


Рис. 89. Некоторые фазовые соотношения в системе  $MgO - CaO - CO_2 - H_2O$  в стандартных условиях.  $[\Sigma CO_2] = [Ca^{2+}] = 10^{-3}$ .

наличием семи устойчивых минералов и минеральных ассоциаций, представленных доломитом, магнезитом, кальцитом, портландитом, бруситом и бруситом совместно с портландитом или кальцитом, в то время как хантит, несквехонит, лапсфордит, гидромагнезит и артинит являются метастабильными фазами. Образование доломита в стандартных условиях возможно, согласно проведенным расчетам, в тех случаях, когда активность магний-иона в растворе составляет  $10^{-1} - 10^{-5}$  при условии, что pH раствора не выходит за рамки 6,5—11,5, а  $[\Sigma CO_2] = [Ca^{2+}] = 10^{-3}$ . Возрастание кальций-магниевого отношения в растворе при фиксированных значениях прочих параметров должно привести к кальцитизации доломита, согласно реакции (5.4), а его уменьшение — к замещению доломита магнезитом (5.10). Уменьшение активности суммарной углекислоты и ионов магния и кальция влечет за собой сокращение поля устойчивости доломита, что обусловлено, с одной стороны, расширением в подобных условиях поля ассоциации брусит+кальцит, а с другой — смещением линии равновесия реакции (5.11) в область более щелочных значений pH раствора. Влияние температуры на процессы образования стабильных фаз системы отражено на рис. 90, 92—95. Как можно видеть, возрастание температуры при прочих равных условиях приводит к более или менее параллельному смещению линий равновесия реакции замещения карбонатов соответствующими гидроксидами и линий диссоциации карбонатов в область более кислых значений pH раствора, и вместе с тем вызывает перемещение линии равновесия реакции (5.10) вниз по оси ординат ди-

аграммы (см. рис. 90), где ее реализация проходит при пониженных активностях магния. В отличие от реакции (5.10) положение линии равновесия реакции (5.4) очень мало зависит от температуры. Вместе с тем данные, приведенные на диаграммах, указывают на то, что при фиксированном значении  $[Mg^{2+}]$  и  $[Ca^{2+}]$  повышение температуры приводит к значительному возрастанию равновесных активностей  $\Sigma CO_2$  и в связи с этим отрицательно влияет на процесс образования карбонатов. Таким образом, процесс образования доломита определяется несколькими физико-химическими параметрами и реализуется в температурном интервале во всяком случае от 25 до 300°С при условии, что суммарная активность углекислоты определяется величинами  $>10^{-3,0}-10^{-5,5}$ , pH раствора не выходит за рамки 6,5—12,0, а отношение  $Ca^{2+}/(Mg^{2+}+Ca^{2+})$  изменяется в пределах от  $\sim 0,05$  до 0,99.

Прежде чем перейти к анализу изложенных данных, необходимо кратко рассмотреть некоторые материалы, полученные при изучении газовой-жидких включений в ряде минералов гидротермального генезиса, и результаты экспериментальных исследований по синтезу доломита в гидротермальных условиях. На рис. 96, выполненном по данным, приведенным в работах Д. Н. Хитрова (1965) и И. Л. Ходаковского (1965), показаны величины  $Ca^{2+}/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$ , установленные в газовой-жидких включениях минералов различного генезиса от пегматитов до низкотемпературных гидротермальных. Как можно видеть, кальций- и магниионы содержатся в тех или иных количествах в подавляющем большинстве газовой-жидких включений как высокотемпературных минералов, так и низкотемпературных. Высокотемпературные включения из минералов пегматитов, залегающих в графитизированных мраморах, характеризуются величиной  $Ca^{2+}/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$ , равной 0,675, в то время как во включениях из минералов пегматитов, локализирующихся в силикатных

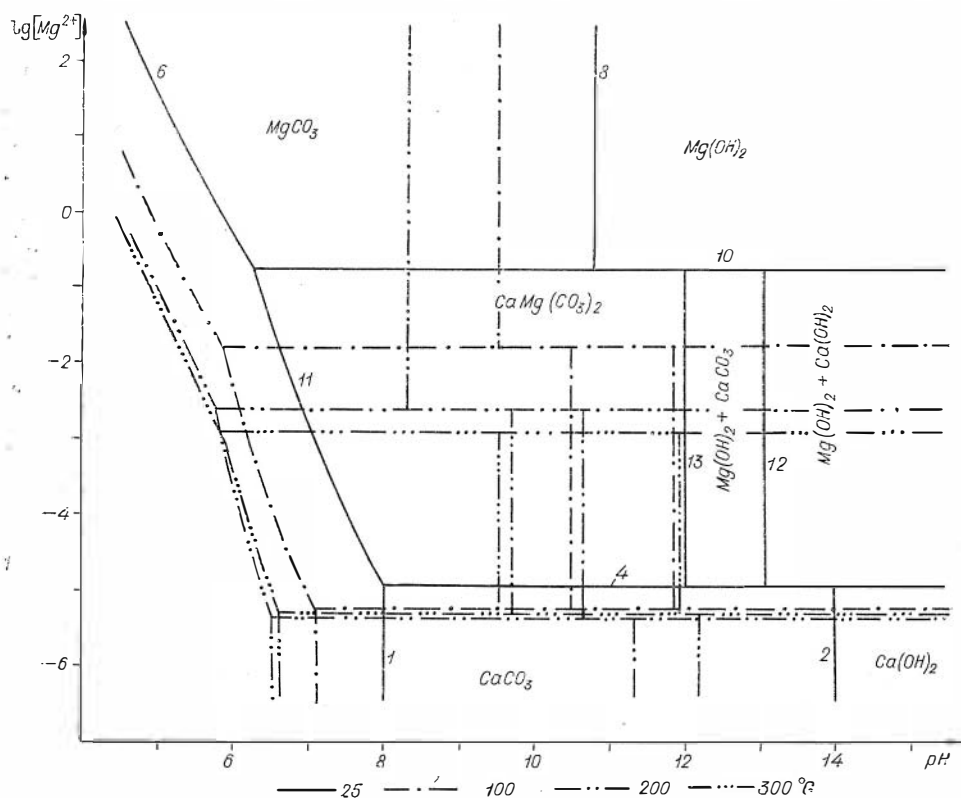


Рис. 90. Некоторые фазовые соотношения в системе  $MgO - CaO - CO_2 - H_2O$  в стандартных и гидротермальных условиях.  $[\Sigma CO_2] = [Ca^{2+}] = 10^{-3}$ .



породах, главным образом трапитодах, величина этого отношения возрастает до 0,980. Указанное различие может быть объяснено высокими температурами пегматитообразующих растворов, при которых возможно массовое образование магнезиальных силикатов (в данном случае, по-видимому, биотита), но, как будет показано ниже, еще весьма затруднено развитие процессов доломитизации известняков. Иная картина наблюдается при анализе данных по газожидким включениям из минералов гидротермального генезиса. Минимальное, но достаточное для доломитизации известняков кальций-магнезиовое отношение устанавливается во включениях в минералах гидротермальных месторождений, располагающихся в силикатных породах в то время как во включениях в минералах, залегающих в известняках, величина данного отношения возрастает до 0,970—0,980. Это обусловлено, по-видимому, сравнительно низкими температурами гидротермального процесса, в условиях которого интенсивно реализуется процесс доломитизации известняков, поглощающий избыточный магний из растворов.

Таким образом, при благоприятном сочетании физико-химических, и, прежде всего, температурных, и структурных факторов, например, в случаях фильтрации гидротермальных растворов через чередующиеся карбонатные и алюмосиликатные и, в особенности, основные породы, последние могут служить, при относительно низких температурах, источником магния для доломитизации контактирующих с ними известняков.

Первые результаты экспериментального изучения реакций типа (5.4) и (5.10), описывающих процесс замещения кальцита доломитом и доломита магнезитом, опубликованы Розенбергом и Холландом (Rosenberg e. a., 1964). Впоследствии эти данные были подтверждены и детализированы в работах Усдовского (Usdowski, 1964), Йоханеса (Johannes, 1966<sub>1,2</sub>), Розенберга и др. (Rosenberg e. a., 1967), и др. Из упомянутых работ, результаты которых представлены на диаграмме 97, следует, что условия равновесия реакции метасоматического замещения доломита

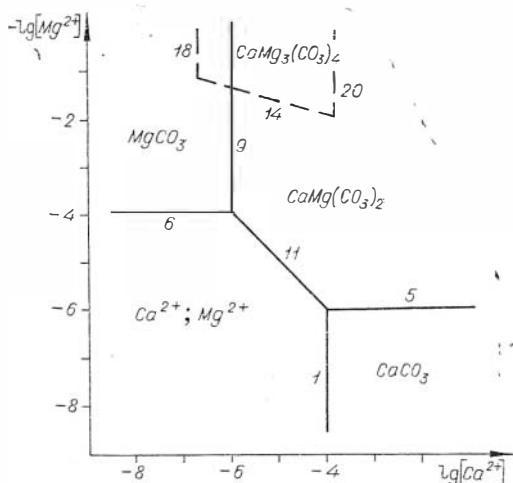


Рис. 91. Некоторые фазовые соотношения в системе  $MgO - CaO - CO_2 - H_2O$  в стандартных условиях.  $[ΣCO_2] = 10^{-3}$ ;  $pH = 9,00$ .

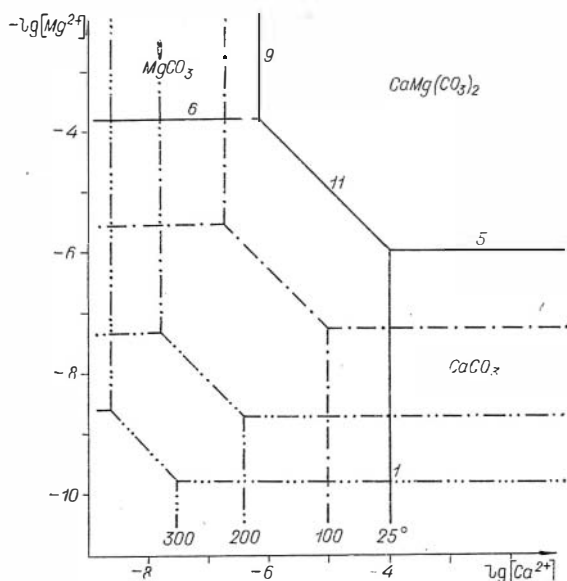


Рис. 92. Некоторые фазовые соотношения в системе  $MgO - CaO - CO_2 - H_2O$  в стандартных гидротермальных условиях.  $[ΣCO_2] = 10^{-3}$ ;  $pH = 9,00$ .

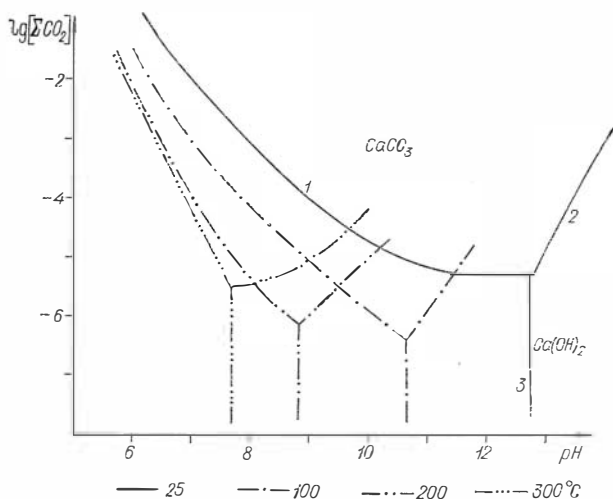


Рис. 93. Поле устойчивости  $\text{CaCO}_3$  в стандартных и гидротермальных условиях.  $[\text{Ca}^{2+}] = 10^{-3}$ .

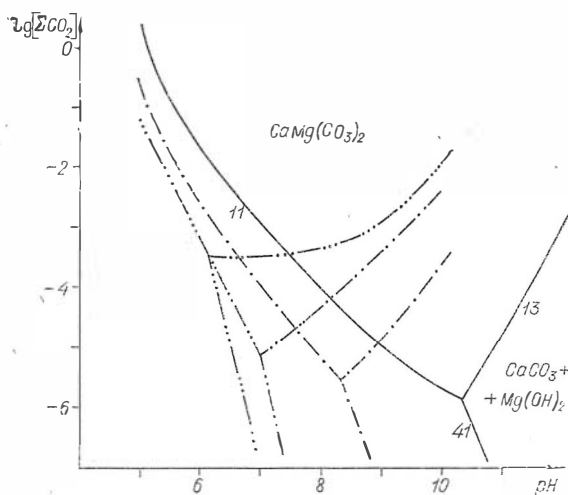


Рис. 94. Поле устойчивости  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  в стандартных и гидротермальных условиях.  $[\text{Ca}^{2+}] = [\text{Mg}^{2+}] = 10^{-3}$ .

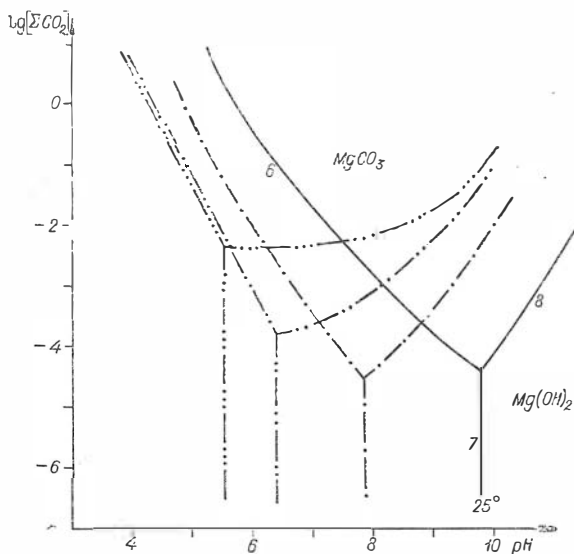


Рис. 95. Поле устойчивости  $\text{MgCO}_3$  в стандартных и гидротермальных условиях.  $[\text{Mg}^{2+}] = 10^{-3}$ .

кальцитом при температуре от 275 до 425° С в 1М и 2М растворе хлоридов характеризуются отношением концентраций  $\text{Ca}^{2+}/(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ , равным 0,920—0,975 и, таким образом, сравнительно слабо зависят от температуры. Реализация реакции доломитизации магнезита, согласно данным Розенберга и др. (Rosenberg *et al.*, 1964, 1967) и Иоханеса (Johannes, 1966), напротив, в значительной степени определяется температурой, при возрастании которой от 275 до 425° С требуется увеличение равновесного отношения  $\text{Ca}^{2+}/(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$  от 0,55 до 0,90. Результаты экспериментальных исследований по доломитизации магнезита (рис. 97) обнаруживают вполне удовлетворительную сходимость, за исключением данных Иоханеса, которые иллюстрирует кривая 4. Отклонение обусловлено, по-ви-

димому, аномально высокой концентрацией растворов, использованных при проведении эксперимента, которая, если пользоваться размерностью, приведенной в работе Иоханеса, составляет 1 моль/хлорида на 6 молей воды. Расхождения между экспериментальными и расчетными данными в перекрывающемся интервале температур невелики и обычно не выходят за пределы точности расчетов. Исключения составляют

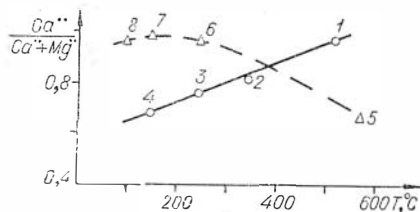


Рис. 96. Зависимость средних отношений  $\frac{Ca^{2+}}{Ca^{2+} + Mg^{2+}}$  от температуры по данным изучения газожидких включений.

1, 5 — включения из негматитов в силикатных (7 определений) и карбонатных (3 определения) породах; 2 — включения из высокотемпературных месторождений в силикатных породах (7 определений); 3, 6 — включения из средне-температурных гидротермальных месторождений в силикатных (38 определений) и карбонатных (2 определения) породах; 4, 7, 8 — включения из низкотемпературных гидротермальных месторождений в силикатных (12 определений) и карбонатных (23 определений) породах.

расчетные данные, полученные при использовании термодинамической константы  $MgCO_3$  (7), определенной Лапгмуором (Langmuir, 1965), которая, судя по резкому расхождению с результатами экспериментов (1—3), является заниженной. Из приведенных данных следует, что рассмотренная реакция доломитизации кальцита может быть реализована в температурном интервале от 25 до 450°С при отношении  $Ca^{2+}/(Ca^{2+} + Mg^{2+}) = 0,90-0,99$  и, таким образом, сравнительно слабо зависит от температуры. Реакция доломитизации магнетита, напротив, находится в прямой зависимости от температуры и в случае понижения последней весьма существенно сдвигается при прочих равных условиях в сторону образования доломита.

Рассмотрим теперь некоторые данные, касающиеся верхнего температурного предела гидротермальной доломитизации. В связи с тем, что гидротермально метасоматические доломиты содержат почти всегда то или иное количество кварца, можно, по-видимому, принять в качестве такого предела минимальную температуру образования за счет этих пород магнезиальных и магнезиально-кальциевых силикатов. Многие реакции замещения кварцево-доломитовой ассоциации силикатами и гидросиликатами кальция и магния были рассчитаны В. Висксом (Weeks, 1956), П. Метцем и др. (Metz e. a., 1963), Ю. П. Мельником и др. (1970), и др. Здесь ограничимся рассмотрением минимального числа наиболее низкотемпературных из них:

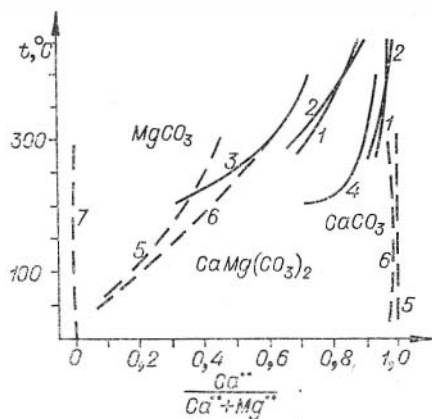
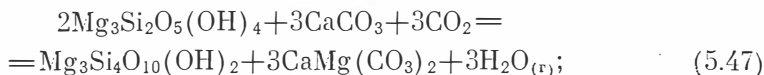
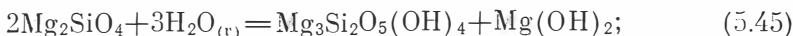
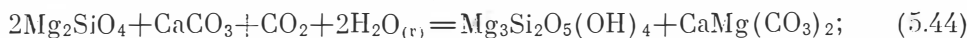
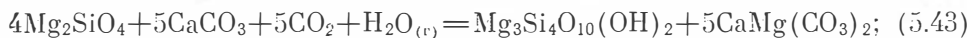
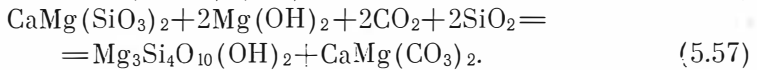
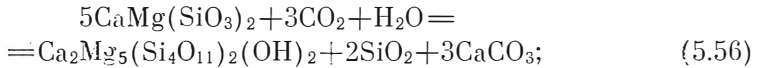
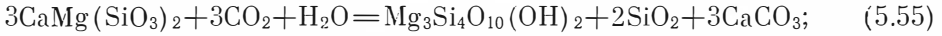
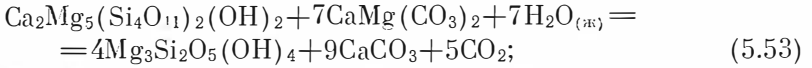
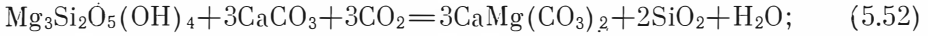
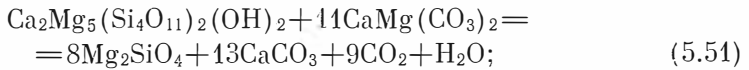
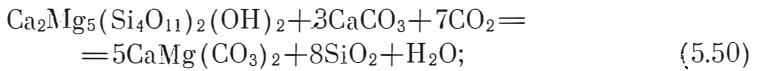
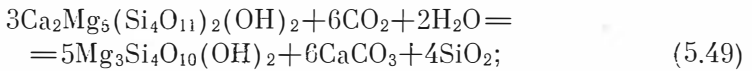
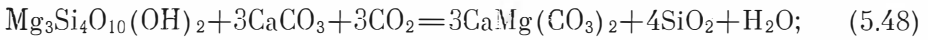


Рис. 97. Равновесные отношения  $\frac{Ca^{2+}}{Ca^{2+} + Mg^{2+}}$  реакций доломитизации магнетита и кальцита в гидротермальных условиях.

1 — экспериментальные данные Розенберга и др. (Rosenberg e. a., 1964) для 2 М растворов; 2 — экспериментальные данные Розенберга и др. (Rosenberg e. a., 1967) для 1М растворов; 3 — экспериментальные данные Йоханеса (Johannes, 1966) для растворов с низкой концентрацией ионов; 4 — экспериментальные данные Йоханеса (Johannes, 1966) для растворов с очень высокой концентрацией ионов; 5 — линии равновесия реакций, рассчитанные по данным приложения 1; 6 — линии равновесия реакций, рассчитанные по данным Карпова и др. (1968); 7 — линии равновесия реакций, рассчитанные по данным Лапгмуора (Langmuir, 1965).



Результаты расчета приведенных реакций для случая, когда  $\text{MgO}:\text{CaO}:\text{SiO}_2 = 2:1:1$  (т. е. при некотором недостатке кремнезема в системе), представлены в виде двух изотермических сечений диаграммы фазовых равновесий в координатах  $T - P_{\text{CO}_2} - P_{\text{H}_2\text{O}}$  (рис. 98, 99).

Из приведенного материала следует, что в изобарно-изотермических условиях фазовые равновесия в данной системе определяются при заданном составе соотношениями парциальных давлений воды и углекислоты во флюиде. Наиболее низкими значениями давлений воды и углекислоты

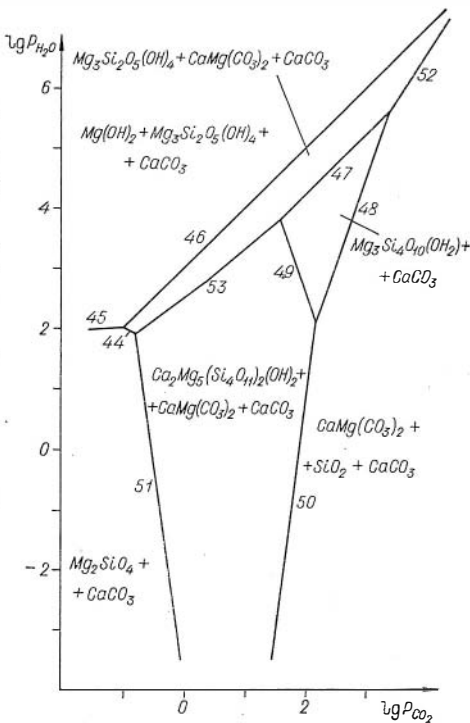


Рис. 98. Изотермическое сечение диаграммы фазовых равновесий в системе  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  ( $t = 227^\circ \text{C}$ ;  $\text{MgO}:\text{CaO}:\text{SiO}_2 = 2:1:1$ ).

характеризуется поле устойчивости форстерит-кальцитовой ассоциации, которая по этой причине является неустойчивой в гидротермальных условиях. Возрастание парциальных давлений воды влечет за собой образование серпентина и брусита за счет форстерита, согласно реакции (5.45). Увеличение парциального давления  $\text{CO}_2$  при некотором уменьшении величины  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  может привести, в свою очередь, к последовательной реализации реакций (5.44), (5.51) и (5.50), сопровождаемых образованием ассоциаций серпентин+доломит, тремолит+кальцит и доломит+кварц. И, наконец, при максимальных значениях давлений углекислоты возможно образование кварцеводоломитовой ассоциации за счет тремолита и кальцита (5.50), талька и кальцита (5.48), серпентина и кальцита (5.52). При этом, конечно, не следует забывать, что изменение состава системы может оказать большое влияние на ее фазовые соотношения (рис. 100). Возрастание температуры при про-

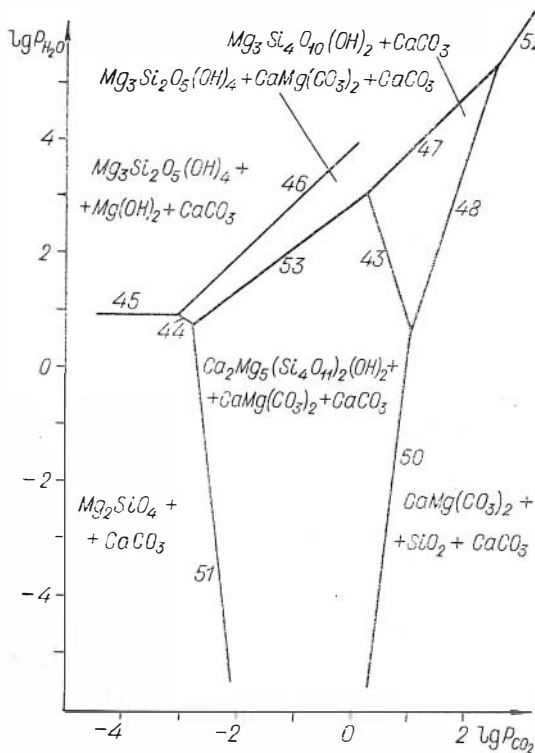


Рис. 99. Изотермическое сечение диаграммы фазовых равновесий в системе  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  ( $t = 127^\circ \text{C}$ ;  $\text{MgO} : \text{CaO} : \text{SiO}_2 = 2 : 1 : 1$ ).

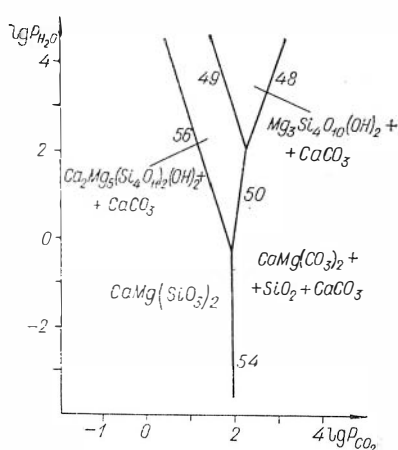


Рис. 100. Изотермическое сечение диаграммы фазовых равновесий в системе  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  ( $t = 327^\circ \text{C}$ ;  $\text{MgO} : \text{CaO} : \text{SiO}_2 = 1 : 1 : 1$ ).

молитом, тальком и серпентинном с кальцитом являются дивариантными, целесообразно рассмотреть условия их равновесия в зависимости от температуры, давления и соотношения воды и углекислоты во флюиде. Результаты расчета этих реакций приведены на рис. 101—103. Из диаграмм следует, что для реализации реакций (5.48), (5.50) и (5.52) даже при максимальных содержаниях углекислоты во флюиде, составляющих 90% его объема, и значительных общих давлениях порядка 2000 атм требуется сравнительно низкая температура, равная соответственно 275, 175 и  $415^\circ \text{C}$ . Изменение соотношений  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  в пользу последней приводит к дальнейшему снижению температуры разложения кварцево-доломитовой ассоциации. Наклон линий равновесия рассматриваемых реакций определяется величиной отношения в них углекислоты и воды.

Таким образом, устойчивость кварцево-доломитовой ассоциации определяется главным образом величиной общего давления флюида и соотношениями в нем воды и углекислоты. В случаях сравнительно небольших парциальных давлений углекислоты во флюиде данная ассоциация должна заместиться при температурах порядка  $300 - 400^\circ \text{C}$  одним из парагенезисов серпентин+кальцит, тальк+кальцит или тремолит+кальцит в зависимости от соотношений  $\text{MgO} : \text{CaO} : \text{SiO}_2$  в твердых фазах системы и  $\text{H}_2\text{O} : \text{CO}_2$  во флюиде.

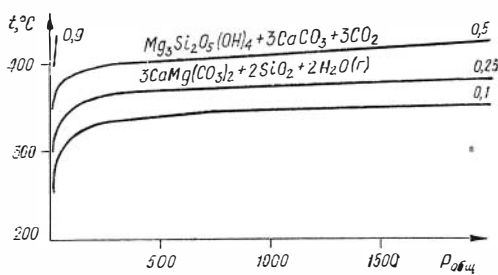


Рис. 101. Линии равновесия реакции (5.52).

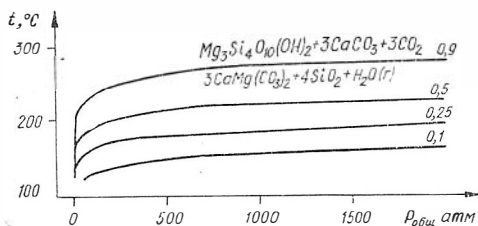


Рис. 102. Линии равновесия реакции (5.48).

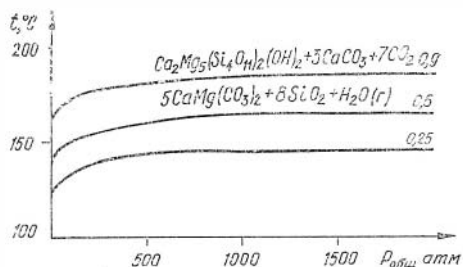


Рис. 103. Линии равновесия реакции (5.50).

Экспериментальная проверка устойчивости кремнисто-доломитовой ассоциации при небольших парциальных давлениях углекислоты проводилась с помощью описанной ранее аппаратуры. В качестве исходных продуктов использовалась тщательно растертая и перемешанная смесь «белого» доломита из Акташского месторождения в Горном Алтае, приближающегося по свойствам к эталонному, и аморфного кремнезема в весовых соотношениях 1:1 и 1:4, причем тигроскопическая вода, входящая в состав последнего, при расчете навески исключалась. Вес исходной пробы составлял 40—50 мг. В экспериментах использовался 0,2*N* раствор бикарбоната кальция, pH которого составляла 8,75. Состав газовой фазы соответствовал воздуху. Эксперименты проводились непрерывно в течение семи суток.

Результаты первой серии экспериментов, поставленных при постоянном давлении, равном 200 атм, с целью определения влияния соотношений кремнезема и доломита на состав новообразований в системе, представлены на рис. 104. На рисунке выделяются три поля, соответствующие ассоциации доломит+кремнезем, тальк+кальцит+кристобалит и серпентин+тальк+кальцит. В условиях первого из них, наиболее низкотемпературного, исходная кремнисто-доломитовая ассоциация подверглась весьма незначительным изменениям, выразившимся в раскристаллизации аморфного кремнезема и появлении весьма незначительных количеств «монтмориллонитоподобного» минерала, строгая диагностика которого методом рентгеноструктурного анализа и оптическими методами затруднительна. При температуре, превышающей 300° С, данная ассоциация замещается в одних случаях тальком совместно с кальцитом и кристобалитом, а в других — ассоциацией, состоящей из серпентина, талька и кальцита. Граница между этими ассоциациями соответствует отношению  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 : \text{SiO}_2 = 65 : 35$  в исходных пробах и таким образом неплохо согласуется с расчетными данными, согласно которым минимальное количество  $\text{SiO}_2$  в кремнисто-доломитовой пробе, необходимое для образования талька, не должно опускаться ниже 30%. Отмеченные расхождения между расчетными и экспериментальными данными могут

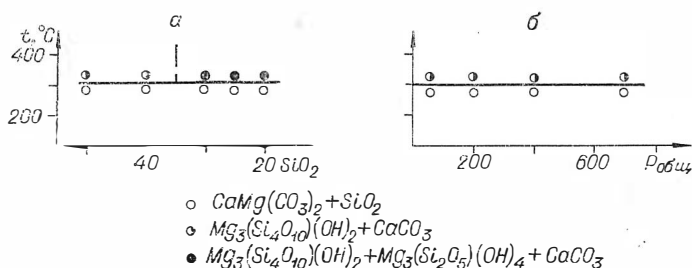


Рис. 104. Условия замещения кремнисто-доломитовой ассоциации тальком и серпентином с кальцитом.  
а — первая серия экспериментов; б — вторая серия.

быть обусловлены несколькими причинами, наиболее вероятные из которых — чувствительность использованного метода диагностики твердых фаз и некоторые отклонения реального химического состава доломита от эталонного.

Вторая серия экспериментов была поставлена с целью выявления влияния общего давления на устойчивость кремнисто-доломитовой ассоциации. При этом количественные отношения доломита и кремнезема в исходных пробах выдерживались постоянными и равнялись 1:1. Постоянным сохранялся также состав раствора (0,2 N  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ) и газовой фазы, представленной во всех случаях воздухом. Результаты этой серии экспериментов отображены на диаграмме (рис. 104, б). Первые признаки замещения кварцево-доломитовой ассоциации только удается уловить методом рентгеноструктурного анализа при температуре  $\sim 300^\circ\text{C}$ . При этом, как и в проведенных выше экспериментах, возрастание общего давления не оказывает сколько-нибудь заметного влияния на температуру реализации данной реакции.

При сопоставлении результатов последней серии экспериментов с данными П. Метца и др. (Metz, e. a., 1963) прежде всего привлекает внимание совпадение температур реализации реакции замещения ассоциации доломит + кремнезем только и кальцитом, которая при минимальных парциальных давлениях углекислоты, не превышающих нескольких атмосфер, в обоих случаях составляет  $\sim 300^\circ\text{C}$  (рис. 104, 106). Вполне естественны также расхождения в температурах протекания этой реакции при повышенных общих давлениях, поскольку эксперименты, поставленные Метцем и др., проходили при различных соотношениях  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ , а следовательно, и при различных парциальных давлениях углекислоты, что не могло не отразиться на температурах соответствующих фазовых переходов.

Необходимо учитывать, кроме того, что метод рентгеноструктурного анализа, использованный для диагностики продуктов эксперимента, характеризуется довольно низкой чувствительностью и позволяет фиксировать вновь образованные твердые фазы в тех случаях, когда количество их достигает  $\sim 10\%$ . Это обстоятельство приводит, в свою очередь, к некоторому завышению температурной границы рассматриваемого фазового перехода. Специально предпринятая проверка этого положения (по методу, уже упоминавшемуся выше) показала, что условия равновесия реакции (5.48) достигаются не при  $300^\circ\text{C}$ , как это устанавливалось ранее, а при  $280^\circ\text{C}$  (рис. 105). Завершая обсуждение проведенных экспериментов, отметим отсутствие среди продуктов реакции тремолита, который, согласно расчетным данным, должен был бы образоваться за счет кварца и доломита при соответствующих отношениях  $\text{MgO}:\text{CaO}:\text{SiO}_2$  в системе.

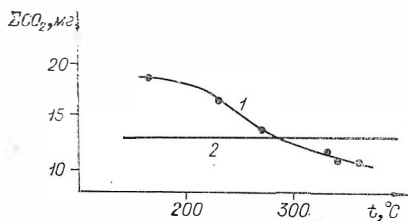


Рис. 105. Условия равновесия реакции замещения кремнисто-доломитовой ассоциации только и кальцитом.

1 — содержание углекислоты в продуктах реакции; 2 — содержание углекислоты в исходных пробах.

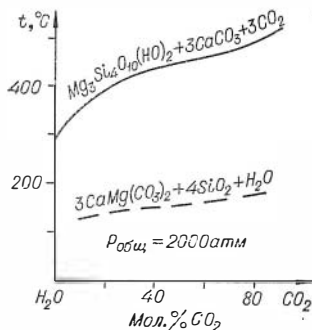


Рис. 106. Линии равновесия реакции (5.48) по экспериментальным (сплошная линия) и расчетным (штриховая линия) данным.

Отсутствие тремолита может быть обусловлено наряду с причинами кинетического порядка весьма высокими отношениями  $H_2O:CO_2$  во флюиде, в то время как оптимальные условия для образования этого минерала в отличие от талька и серпентина, создаются при повышенных парциальных давлениях углекислоты. Отсутствие тремолита в продуктах реакций, проведенных П. Метцем и др. (Metz *et al.*, 1963), связано, по-видимому, с недостаточно высоким содержанием кремнезема в исходных пробах. Суммируя результаты экспериментов и расчетные данные, можно заключить, что при общем давлении флюида до 2000 атм кварцево-доломитовая минеральная ассоциация остается устойчивой до температур 300—500° С. Дальнейшее возрастание температуры влечет за собой замещение этой ассоциации парагенезисами серпентин+кальцит, тальк+кальцит или тремолит+кальцит, причем развитие того или иного парагенезиса находится в зависимости, с одной стороны, от соотношения воды и углекислоты во флюиде, а с другой — от состава исходной ассоциации.

Таким образом, наиболее существенное влияние на образование доломита в гидротермальных условиях оказывают отношение магний-иона к иону кальция в растворе, его кислотность—щелочность и температура. Реализация процесса доломитизации возможна в тех случаях, когда отношение  $Ca^{2+}/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$  изменяется от ~0,05 до 0,99, pH раствора не выходит за рамки 6—12, а температура при умеренных общих давлениях (порядка 500—1500 атм) и содержаниях углекислоты во флюиде не превышает 350—400° С. Невыполнение первого условия должно привести к замещению доломита магнезитом или кальцитом, второго — к образованию брусита в ассоциации с кальцитом или диссоциации доломита и третьего — к развитию за счет доломита и кварца магнезиальных гидросиликатов в парагенезисе с кальцитом. Влияние прочих физико-химических параметров менее существенно. Различный наклон линий равновесия реакций доломитизации кальцита и магнезита указывает на то, что в случае последовательного понижения температуры системы образование магнезита затрудняется и может быть реализовано только в условиях воздействия на известняки высокомагнезиальных и постоянно возобновляющихся растворов. Не исключена возможность, что именно в связи с относительной сложностью реализации таких условий в природе гидротермально метасоматические доломиты получили более широкое распространение, чем магнезиты аналогичного генезиса.

## Г л а в а 6

### ХЛОРИТИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ

Гидротермально измененные породы, содержащие в своем составе то или иное количество хлорита, получили довольно широкое распространение в пределах локализации средне- и низкотемпературных месторождений золота, свинца, цинка, ртути и других металлов. В метасоматических колонках березитов, пропилитов и, несколько реже, — гидротермально аргиллизированных образований, сопровождающих эти месторождения, хлоритизированные породы слагают, как правило, внешние зоны, наиболее удаленные от каналов, подводивших гидротермальные растворы. Количество хлорида в таких зонах, однако, сравнительно невелико и редко превышает 10—15%. Помимо упомянутых пород известны околорудные метасоматиты, в составе которых хлорит приобретает роль главного, а иногда даже единственного породообразующего минерала и занимает до 90—95% их объема. Подобные породы устанавливаются обычно в



полях размещения сульфидно-касситеритовых, колчеданно-полиметаллических, гидротермальных железорудных и некоторых других месторождений. В метасоматических колонках, наблюдаемых на этих месторождениях, существенно хлоритовые породы составляют не только внешние, но и внутренние зоны, непосредственно примыкающие к рудным телам и тектонически ослабленным рудоносным участкам. В настоящей главе эти породы описываются на примере Зыряновского рудного поля, включающего несколько однотипных по условиям образования месторождений колчеданно-полиметаллической формации. Имеющийся материал позволяет проследить некоторые особенности развития рассматриваемого процесса в породах кислого и основного состава, а также в известняках и известковистых песчаниках и алевролитах.

### ХЛОРИТИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ КИСЛОГО СОСТАВА

Процессы хлоритизации пород кислого состава, представленных кварцевыми порфирами, изучались на Бухтарминском колчеданно-полиметаллическом месторождении. По данным П. Ф. Ивакина и др. (1961), Бухтарминское месторождение приурочено к крупному порфировому штоку, расположенному в узле сопряжения крупных тектонических нарушений с Иртышской зоной смятия. Массив сложен главным образом кварцевыми порфирами, которые в приконтактных частях переходят в кварцево-полевошпатовые порфиры и эруптивные брекчии. Рудные тела месторождения, представленные кварцево-сульфидным штокверком, расположены в гидротермально измененных кварцевых порфирах. Суммарная мощность измененных пород, состоящих из нескольких сопряженных зон, составляет 150—200 м при ее протяженности, достигающей полутора километра. Простираение 320°, падение крутое, под углом 75—80°, на юго-запад. В северо-западном направлении зона измененных кварцевых порфиров выклинивается, а в юго-восточном — срезается гранитным массивом. Рудные минералы представлены главным образом пиритом, халькопиритом и в меньшей степени сфалеритом, галенитом, блеклой рудой, пирротинном и магнетитом. Из жильных нерудных минералов наиболее широкое распространение получили кварц и хлорит. Реже в подчиненных количествах устанавливаются серицит, лейкоксен, рутил и цеолиты. В строении элементарных метасоматических колонок, получивших развитие на Бухтарминском месторождении, наиболее часто выделяются две зоны: существенно серицитовая, слагающая внешний ореол гидротермально измененных пород, и внутренняя, представленная преимущественно хлоритом (рис. 107).

Неизмененные процессами околорудного метасоматоза кварцевые порфиры состоят из кварца, плагиоклаза кислого состава, хлорита, серицита, а также содержащихся в подчиненных количествах эпидота, пирита и гематита. В порфировых выделениях наблюдаются обычно довольно крупные (до 0,1—1 мм), как правило, хорошо ограниченные зерна кварца и единичные кристаллы плагиоклаза таблитчатого облика. В основной массе породы помимо мелкозернистых агрегатов кварца и остатков не до конца разложившегося плагиоклаза имеются спутанно-волокнистые скопления хлорита, развиваю-

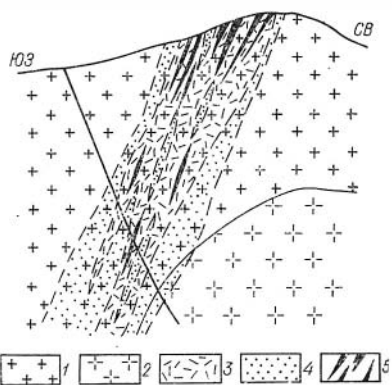


Рис. 107. Схема расположения гидротермально измененных пород Бухтарминского месторождения (М 1:10000).

1 — неизмененные кварцевые порфиры; 2 — граниты; 3 — хлоритизированные кварцевые порфиры; 4 — серицитизированные кварцевые порфиры; 5 — рудные тела.

щися главным образом по первичным темноцветным минералам породы, и мелкочешуйчатые скопления серпцита, замещающего полевой шпат. Эпидот и рудные минералы встречаются в виде отдельных зерен, общее количество которых не превышает 1—2%. Состав хлорита, судя по показателям преломления ( $N_g=1,576-1,595$ ;  $N_p=1,574-1,592$ ;  $\Delta N=0,002-0,005$ ), соответствует магнезпальным разновидностям типа клинохлора—пеншина. Структура породы — порфировая.

Породы зоны серицитизации состоят в основном из кварца и серпцита, а также содержат хлорит и рудные минералы, представленные гематитом и пиритом. Кварц, составляющий до 60—65% и более объема пород зоны серицитизации, наблюдается в виде двух разновидностей: первичных порфировых вкрапленников и вторичных мелкозернистых агрегатов, локализующихся на отдельных участках породы в виде скопленных неправильной формы. Серицит образует, как правило, лишейно-вытянутые, практически мономинеральные обособления, замещающие в основном полевые шпаты и хлорит. Последний минерал содержится в породах данной зоны в ограниченных количествах — не более 10—15% — в виде реликтовых образований, не до конца замещенных серпцитом. Рудные минералы, представленные главным образом пиритом, наблюдаются в виде редкой вкрапленности. Минеральные преобразования породы сопровождаются изменением ее структуры, которая в большинстве случаев может быть названа лепидогранобластовой.

Гидротермально измененные кварцевые порфиры зоны хлоритизации сложены главным образом хлоритом (до 90—95%), составляющим чаще всего спутанно-волокнистые агрегаты, ориентированные согласно расщеплению пород. На отдельных участках можно видеть, кроме того, розетковидные и прожилкообразные скопления этого минерала, состоящие из более крупных чешуек и пластинок, размером до десятых долей миллиметра. Хлорит бесцветный и по оптическим свойствам (обратное угасание; положительный знак;  $N_g=1,576-1,595$ ;  $N_p=1,574-1,595$ ;  $\Delta N=0,002-0,005$ ) может быть отнесен к магнезпальному типу, соответствующему клинохлору—пеншину. Серицит содержится в ограниченных количествах в виде отдельных чешуек, нередко ассоциирующихся в обособления неправильной формы. Кроме упомянутых минералов присутствуют отдельные зерна кварца, а также кристаллы пирита и халькопирита, причем количество последних по сравнению с породами зоны серицитизации заметно возрастает, достигая 2—3%, а иногда и более. Структура породы, как и в предыдущем случае, лепидогранобластовая.

Результаты термического исследования хлоритов из пород внутренней зоны приведены на рис. 108. Как можно видеть, на всех термограммах отчетливо зафиксированы два эндотермических эффекта при температурах 600—640 и 820—830°С и один экзотермический, соответствующий температуре 850—870°С. Указанные температуры характерных реакций и особенности их проявления позволяют однозначно диагностировать рассматриваемый минерал как магнезпальный хлорит. Рентгеноструктурные и химические исследования (табл. 8) хлоритов данной зоны подтвердили результаты термических исследований.

Сопоставление химических анализов неизмененных и преобразованных кварцевых порфиров представлено в табл. 9 и на диаграмме рис. 109.

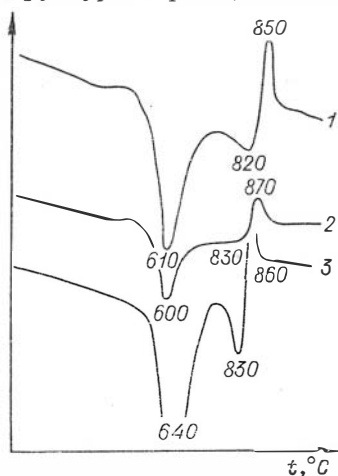
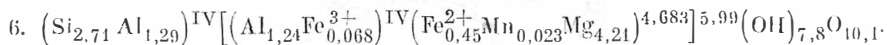
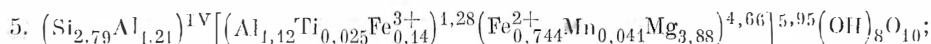
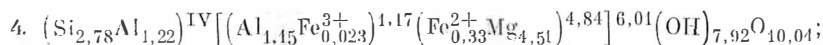
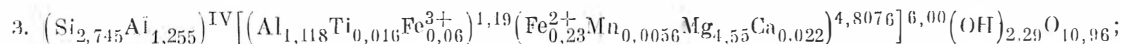
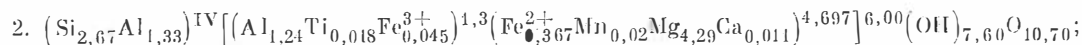
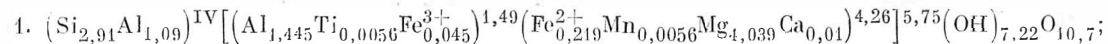


Рис. 108. Термограммы хлоритов гидротермально измененных порфиров Бухтарминского месторождения.

Результаты химических анализов хлоритов Бухтарминского (1) и Зырянского (2—6) месторождений

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> ●	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П. п. п.	Σ	F
1	31,00	0,13	22,87	0,70	2,84	0,09	28,90	0,10	0,08	0,29	11,55	0,28	0,03	1,03	99,89	0,62
2	28,45	0,22	23,20	0,69	4,77	0,24	30,70	0,10	0,02	0,02	12,14	Н. о.	Н. о.	Н. о.	100,55	0,39
3	29,65	0,20	21,74	0,85	3,03	0,09	32,95	0,17	Н. о.	0,03	10,44	0,06	Н. о.	Н. о.	100,65	0,33
4	29,30	0,04	21,20	0,31	4,39	Н. о.	31,91	Н. о.	Н. о.	Н. о.	12,53	0,20	0,03	Н. о.	100,12	0,34
5	28,60	0,33	20,29	1,90	9,12	0,49	26,89	0,06	Н. о.	Н. о.	—	0,12	—	12,29	100,09	—
6	28,55	0,06	22,55	0,92	5,69	0,29	29,73	Н. о.	Н. о.	Н. о.	—	0,27	—	12,32	100,41	—



$$f_{(1)}=5,46; \quad f_{(4)}=6,83;$$

$$f_{(2)}=8,05; \quad f_{(5)}=18,50;$$

$$f_{(3)}=4,89; \quad f_{(6)}=9,68;$$

Примечание. Анализы 1—4 выполнены в лаборатории ИГИГ СО АП СССР Л. А. Пенценой; 5—6 — заимствованы из рукописного отчета М. Г. Хисматуллин (1957).

## Результаты химических анализов хлоритизированных пород

№ п/п	Порода, месторождение	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	Н. п. п.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO	Σ
1	Неизмененный кварцевый порфир (Бухтарминское)	79,90	0,13	9,80	1,00	0,40	Сл.	4,70	0,08	0,23	0,53	0,04	2,80	0,02	—	99,63
2	Слабо измененный кварцевый порфир (Бухтарминское)	80,30	0,12	9,90	0,50	0,30	Сл.	4,50	0,13	0,24	0,55	0,04	2,60	0,02	—	99,20
3	Серцитизированный кварцевый порфир (Бухтарминское)	76,60	0,13	10,90	0,40	0,30	Сл.	6,50	0,18	0,23	Сл.	0,10	4,60	0,05	—	99,99
4	Хлоритизированный кварцевый порфир (Бухтарминское)	33,20	0,18	28,00	0,90	0,50	Сл.	23,70	0,36	0,25	1,04	0,10	11,2	0,02	—	99,45
5	То же	32,90	0,18	24,90	2,40	0,60	Сл.	25,70	0,03	0,24	1,00	0,03	11,50	0,03	—	99,51
6	Неизмененный кварцевый порфир (Бухтарминское)	77,20	0,27	7,90	3,63	0,17	Сл.	6,20	0,08	0,22	0,51	Н. о.	3,60	0,06	—	99,84
7	Серцитизированный кварцевый порфир (Бухтарминское)	74,10	0,35	9,80	3,40	0,50	Сл.	5,80	0,27	0,25	1,02	0,12	3,50	0,08	0,89	100,08
8	То же	67,80	0,50	16,20	2,30	0,50	Сл.	5,40	0,17	0,80	2,05	Н. о.	3,80	0,06	0,17	99,75
9	Хлоритизированный кварцевый порфир (Бухтарминское)	60,50	0,55	17,60	3,70	0,90	Сл.	8,00	0,36	0,70	1,83	Н. о.	5,40	0,10	Сл.	99,64
10	То же	52,80	0,50	15,00	6,00	1,17	Сл.	14,20	0,17	0,22	0,51	0,08	9,00	0,08	—	99,73
11	Неизмененный песчаник (Зыряновское)	52,30	0,55	15,20	—	4,01	0,14	4,20	6,90	1,11	2,44	0,08	13,71	0,17	—	100,81
12	Серцитизированный песчаник (Зыряновское)	50,00	0,58	29,00	0,28	2,37	0,11	3,70	0,63	0,56	6,96	0,10	6,16	0,13	—	100,58
13	Серцитизированный и окварцованный песчаник (Бухтарминское)	77,50	0,30	11,70	1,40	0,10	0,03	1,83	Н. о.	0,08	4,00	0,16	2,30	0,10	—	99,50
14	Окварцованный песчаник (Зыряновское)	89,84	Н. о.	4,63	2,75	0,20	0,03	0,70	0,50	0,07	1,41	0,17	0,20	0,08	—	100,58
15	Хлоритизированный песчаник (Зыряновское)	49,86	0,40	18,28	5,20	0,30	0,17	15,65	Н. о.	0,05	1,58	0,10	8,40	0,08	—	100,07
16	То же	33,50	0,48	24,50	1,63	4,16	0,44	21,00	0,60	Н. о.	0,08	0,04	13,54	0,08	—	100,05
17	Известняк (Зыряновское)	6,24	Н. о.	1,48	0,21	0,43	Н. о.	Н. о.	50,15	0,48	0,33	0,10	40,25	0,13	—	99,80
18	Доломитизированный известняк (Зыряновское)	47,14	Н. о.	2,38	0,70	0,94	0,08	4,67	22,74	0,22	0,22	Н. о.	20,40	0,06	—	99,55
19	Слабо доломитизированный известняк (Зыряновское)	0,96	Н. о.	1,06	0,44	0,50	Н. о.	20,30	30,51	0,19	0,06	0,25	15,90	0,32	—	100,49
20	Неизмененный порфирит (Зыряновское)	46,00	1,27	13,90	2,41	7,47	0,31	10,55	9,55	3,58	0,96	1,11	3,12	—	—	100,23
21	Хлоритизированный порфирит (Зыряновское)	40,50	1,34	14,80	1,21	8,69	0,26	10,00	8,00	3,30	0,70	2,96	8,14	—	—	99,90

Примечание. Анализы выполнены в Лаборатории Казахского института минерального сырья.

Таким образом, вопреки мнению некоторых исследователей породы кислого состава могут быть подвергнуты достаточно интенсивной хлоритизации вплоть до образования практически мономинеральных пород, состоящих из хлорита и небольшого количества кварца и рудных минералов. Как уже упоминалось, в составе метасоматической колонки помимо внутренней зоны, предельной хлоритом, устанавливается внешняя зона, в которой количество хлорита понижается до 10—15%, в то время как серицит и реликтовый кварц приобретают роль главных породообразующих минералов и составляют в сумме 80—85% породы. Ниже будет показано, что метасоматическую колонку данного типа вряд ли можно рассматривать как продукт взаимодействия кварцевых порфиров с единой порцией гидротермальных растворов. Образование ее связано, вероятно, с наложением существенно хлоритовых парагенизисов на ранее сформировавшуюся двухчленную элементарную колонку.

Нельзя, по-видимому, исключать и возможность того, что прохлоритизированные кварцевые порфиры, установленные во внешних ореолах месторождения и рассматриваемые, вслед за П. Ф. Иванкиным и др. (1961), как продукты регионального метаморфизма, являются результатом проявления локального гидротермального процесса, как, например, в некоторых полях развития березитизированных пород (Жариков и др., 1965).

В заключение необходимо остановиться на вертикальной зональности рассматриваемых пород, некоторые признаки которой устанавливаются при сопоставлении материала, характеризующего современную поверхность месторождения, и данных, полученных при изучении керна скважины 184, пересекающей его на глубине 300—400 м. Различия между этими разрезами сводятся к резкому уменьшению на нижнем горизонте месторождения мощности мономинеральных хлоритовых зон, вытесняемых существенно серицитовыми метасоматитами. Подобные явления неоднократно устанавливались на ряде колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая (Иванкин и др., 1964) и объясняются большинством исследователей переотложением в верхних частях вертикальных метасоматических колонок некоторых компонентов и прежде всего магния, поступившего в раствор в результате серицитизации пород из нижних горизонтов. Как будет показано ниже, реализация этого процесса контролируется помимо активности магния в растворе также некоторыми другими физико-химическими параметрами, из числа которых в данном случае первостепенную роль приобретает изменение кислотности—щелочности.

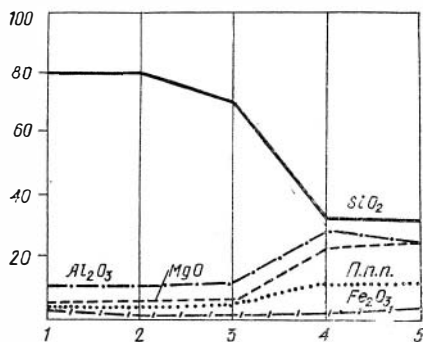


Рис. 109. Перемещение вещества в процессе хлоритизации порфиров Бухтарминского месторождения.

### ХЛОРИТИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ ОСНОВНОГО СОСТАВА

Некоторые особенности процесса хлоритизации пород основного состава, представленных дайками диабазовых порфиритов, рассматриваются на примере Зыряновского месторождения, детально изучавшегося в последнее время А. К. Каюновым и др. (1957), Ф. К. Шипулинным (1959), Б. И. Вейц (1959), П. Ф. Иванкиным и др. (1961), и др. По данным этих исследователей, Зыряновское месторождение, являющееся типичным представителем колчеданно-полиметаллической формации, приурочено к узкой поперечной горст-антиклинальной структуре, развиваю-

щейся на западном крыле крупного субмеридионального Синошницко-Ревнюшницкого антиклинального поднятия. Широтная горст-антиклинальная структура осложнена продольными разломами и зонами расслаивания, которые привели к ступенчатым смещениям ее нижнепалеозойского фундамента. Выше по разрезу в толще девона, сложенной кремнистыми-глинистыми и известково-глинистыми алевролитами, кислыми эффузивами и туфами, разломы и зоны расслаивания группируются преимущественно на крыльях антиклиналя, где сконцентрированы субэкстрезивные тела порфиров и порфиритов. Рудные тела месторождения, представленные главным образом халькопиритом, галенитом, сфалеритом и другими сульфидами, располагаются в основном в сводовой части структуры под экранирующей песчано-глинистой толщей. Постмагматические процессы на месторождении получили широкое распространение и, по мнению М. Г. Хисамутдинова (1949—1959), характеризовались сложным многоэтапным развитием (рис. 113). Ниже рассматриваются особенности процесса хлоритизации порфиритовых даек, относящегося к раннему гидротермальному этапу формирования месторождения.

Неизмененные процессы окolorудных преобразований дайки порфиритов представляют собой плотные массивные мелкозернистые породы с отчетливо различимыми макроскопически вкрапленниками темноцветных минералов. Основная масса порфиритов представлена двумя главными минералами: плагиоклазом и роговой обманкой. Кроме того, в количестве, не превышающем нескольких процентов, присутствуют первичный шроксен и вторичные минералы: биотит, хлорит, энидот, мусковит и карбонат, главным образом кальцит, реже доломит. Первичная структура породы — порфирова. Плагиоклаз, составляющий 50—60% породы, наблюдается в виде короткопризматических зерен, соответствующих в свежих породах андезину, а в измененных автотаморфическими процессами образованиях — олигоклазу. Роговая обманка представлена пластинчатыми или лучисто-волокнистыми образованиями. Выделяются две ее разновидности: обыкновенная роговая обманка, характеризующаяся зеленоватыми тонами окраски ( $N_g=1,633-1,638$ ;  $N_p=1,615-1,628$ ) и бесцветный тремолит ( $N_g=1,625-1,632$ ;  $N_p=1,604-1,610$ ). Роговая обманка замещает как вкрапленники породы, так и темноцветные минералы основной, более мелкозернистой массы породы. Второстепенные вторичные минералы обнаруживают избирательную тенденцию в замещении первичных и автотаморфических минералов, выражающуюся в преимущественном развитии по плагиоклазам серицита, энидота и карбоната, а по темноцветным минералам — хлорита и биотита. В строении гидротермально измененных порфиритов, образующих узкие, вытянутые вдоль нарушений линзообразные тела мощностью от 1—2 до 10 м, наблюдается обычно несколько метасоматических зон, расположенных в следующем порядке: неизменный порфирит → зона карбонатизации и серицитизации → зона окварцевания и серицитизации → зона хлоритизации (рис. 110).

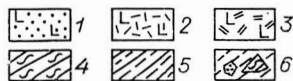
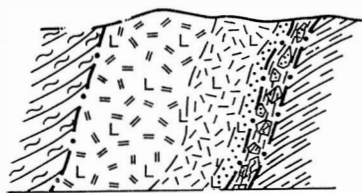


Рис. 110. Строение гидротермально измененных порфиритов (Зыряновский карьер; южная пром-зона; горизонт 330 м. М 1 : 100).

1 — мономинеральные хлоритовые породы; 2 — мусковит-карбонатно-хлоритовые породы; 3 — слабо измененные порфириты; 4 — известково-кремнистые алевролиты; 5 — эффузивно-осадочные породы; 6 — зона брекчирования.

Породы зоны карбонатизации и серицитизации сложены главным образом тремя минералами: мусковитом, карбонатом и хлоритом. Мусковит наблюдается в породе в виде довольно крупных (до 0,4 мм) таблитчатых пластинок, более или менее равномерно распределенных во всей массе породы. Мусковит замещает как роговую обманку, так и плагиоклаз, хотя в последнем случае можно нередко наблюдать бо-

лее интенсивное его развитие вплоть до полного замещения отдельных зерен полевых шпатов. Карбонат, представленный, судя по показателям преломления ( $N_o=1,658$ ;  $N_e=1,486$ ) и данным, полученным при его окрашивании органическими красителями, кальцитом, образует, как правило, довольно крупные (до  $0,1-0,5$  мм) изометричные зерна, замещающие главным образом полевые шпаты. Карбонат обнаруживает тенденцию к локализации в неправильные формы и прожилкообразные скопления, в связи с чем количество его в породе подвержено значительным колебаниям — от 10 до 30—40%. Хлорит развивается, главным образом, по включениям предварительно амфиболитизированных темноцветных минералов. Он слагает спутанно-волокнистые и несколько реже мелкочешуйчатые агрегаты, распределение которых в породе определяется в основном количеством и расположением первичного (по отношению к рассматриваемому процессу) амфибола. В отдельных более редких случаях можно наблюдать также мелкочешуйчатые обособления и прожилки хлорита, развивающиеся по темноцветным минералам основной массы породы. Хлорит характеризуется зеленым тоном окраски и соответствует, судя по оптическим данным ( $N_m=1,595\pm 0,002$ ), пеплиту ( $f=20\%$ ). Помимо трех главных породообразующих минералов, в породе рассматриваемой зоны содержатся в количестве, не превышающем нескольких процентов, отдельные довольно крупные изометричные зерна кварца, кристаллы пирита кубического габитуса, скопления лейкоксена и остатки первичных минералов, представленных эпидотом и роговой обманкой. В породе нередко наблюдаются признаки ориентировки, в связи с чем структура ее может быть названа лепидогранобластовой.

Главными породообразующими минералами следующей зоны являются мусковит, хлорит и кварц (25%). Мусковит также, как и в рассмотренном выше случае, наблюдается в форме относительно крупных пластинок (до  $0,1$  мм), более или менее равномерно распределенных в массе породы. Мусковит замещает главным образом плагиоклаз, но в отдельных случаях развивается и по роговой обманке. Хлорит, замещающий в основном темноцветные минералы, наблюдается в виде спутанно-волокнистых и реже мелкочешуйчатых агрегатов, образующих обычно изометричные обособления в породе размером до  $1-2$  мм. Железистость хлорита по сравнению с предыдущим случаем несколько понижается ( $N_m=1,590\pm 0,002$ ). Кварц встречается в виде двух морфологических разновидностей: крупных изометричных равномерно рассеянных зерен и мелкозернистых агрегатов, локализующихся на отдельных участках и характеризующихся извилистыми заливчатыми очертаниями. Помимо преобладающих в количественном отношении упомянутых минералов в породе содержатся незамещенные реликты плагиоклаза и роговой обманки, единичные зерна кальцита, ватообразные скопления лейкоксена и сульфиды, представленные главным образом пиритом, образующим нередко хорошо огабранные кристаллы. Структура породы — лепидогранобластовая.

Породы внутренней зоны сложены, по существу, одним главным породообразующим минералом — хлоритом, образующим в основном ориентированные согласно расщеплению тонковолокнистые и тонкочешуйчатые агрегаты. Нередко можно видеть, кроме того, более крупнозернистые розетковидные скопления этого минерала, ассоциирующиеся в линейно-вытянутые также в направлении расщепления агрегаты. Хлорит бесцветный — его железистость, по оптическим свойствам,  $\sim 10\%$ . Помимо хлорита в породах данной зоны содержатся довольно крупнокристаллические кварцево-мусковитовые образования, скопления лейкоксена и рудные минералы, представленные главным образом пиритом и в меньшей степени галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Структура породы в целом аналогична приведенной ранее.

На термограммах трех образцов хлорита, отобранных из пород внутренней зоны (рис. 111), установлены два интенсивных эндотермических

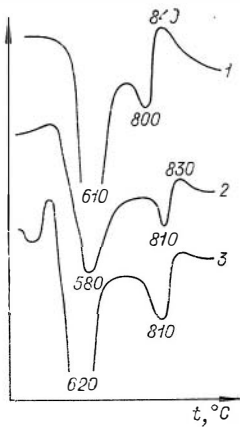


Рис. 111. Термограммы хлоритов из гидротермально измененных порфиров Зырянского месторождения.

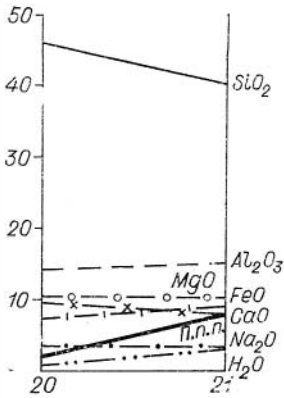


Рис. 112. Перемещение вещества в процессе хлоритизации порфиров Зырянского месторождения.

эффекта, которые в отличие от рассмотренных выше кривых нагревания характеризуются несколько более низкими температурами (соответственно 580—610 и 800—810° С), что свидетельствует о возросшей железистости этих минералов (Иванова, 1961). Сопоставление двух химических анализов (см. табл. 9, рпс. 112), соответствующих неизменным и интенсивно хлоритизированным порфирирам, указывает на то, что, в отличие от предыдущего случая, процесс гидротермального изменения этих пород проходит без существенного изменения количественных соотношений главных породообразующих компонентов, если, конечно, не считать воды. По-видимому, именно по этой причине процессы хлоритизации основных пород получили значительно более широкое развитие по сравнению с аналогичными преобразованиями, например, гранитоидов.

Таким образом, процесс гидротермального преобразования порфиров характеризуется трехчленной метасоматической колонкой, внутренняя зона которой представлена практически одним минералом — хлоритом, средняя — кварцем, мусковитом и хлоритом, а внешняя — двумя последними минералами в ассоциации с кальцитом и реликтовой роговой обманкой. Следует заметить, что метасоматические колонки, развивающиеся по породам основного состава, установлены и детально описаны на ряде колчеданно-полуметаллических месторождений как Рудного Алтая (Иванкин, 1957; Иванкин и др., 1961; Хисамутдинов, 1956, 1959; Каюпов и др., 1957; Воробьев, 1960; и др.), так и других рудоносных провинций (Свиридов, 1966; Соколов, 1966; Чеквандзе, 1966; Ковалев, 1968; и др.). Они отчетливо подразделяются на две группы: бескарбонатные во внутренних зонах, в целом аналогичные описанным выше, и содержащие во внутренних частях наряду с хлоритом то или иное количество магнезиальных и магнезиально-железистых

карбонатов, представленных главным образом доломитом, как, например, на Березовском и Новоберезовском месторождениях (Иванкин и др., 1961). Эти различия обусловлены, вероятно, не столько спецификой состава гидротермальных растворов, сколько температурными условиями процесса, регулирующими, в свою очередь, активность углекислоты.

## ХЛОРИТИЗИРОВАННЫЕ ИЗВЕСТКОВИСТЫЕ АЛЕВРОЛИТЫ И ПЕСЧАНИКИ

Процессы гидротермальных изменений известковистых алевролитов и песчаников на Зырянском месторождении, в том числе процессы их хлоритизации, изучались А. К. Каюповым и др. (1957), М. Г. Хисамутдиновым (1949—1959), и др. Установлено, что процессы преобразования известковистых алевролитов и песчаников характеризовались сложным, неоднотипным развитием, которое привело к формированию в пределах этого месторождения нескольких типов метасоматически измененных пород, различающихся между собой как по составу, так и по времени и условиям образования (рпс. 113). Наиболее широкое распространение



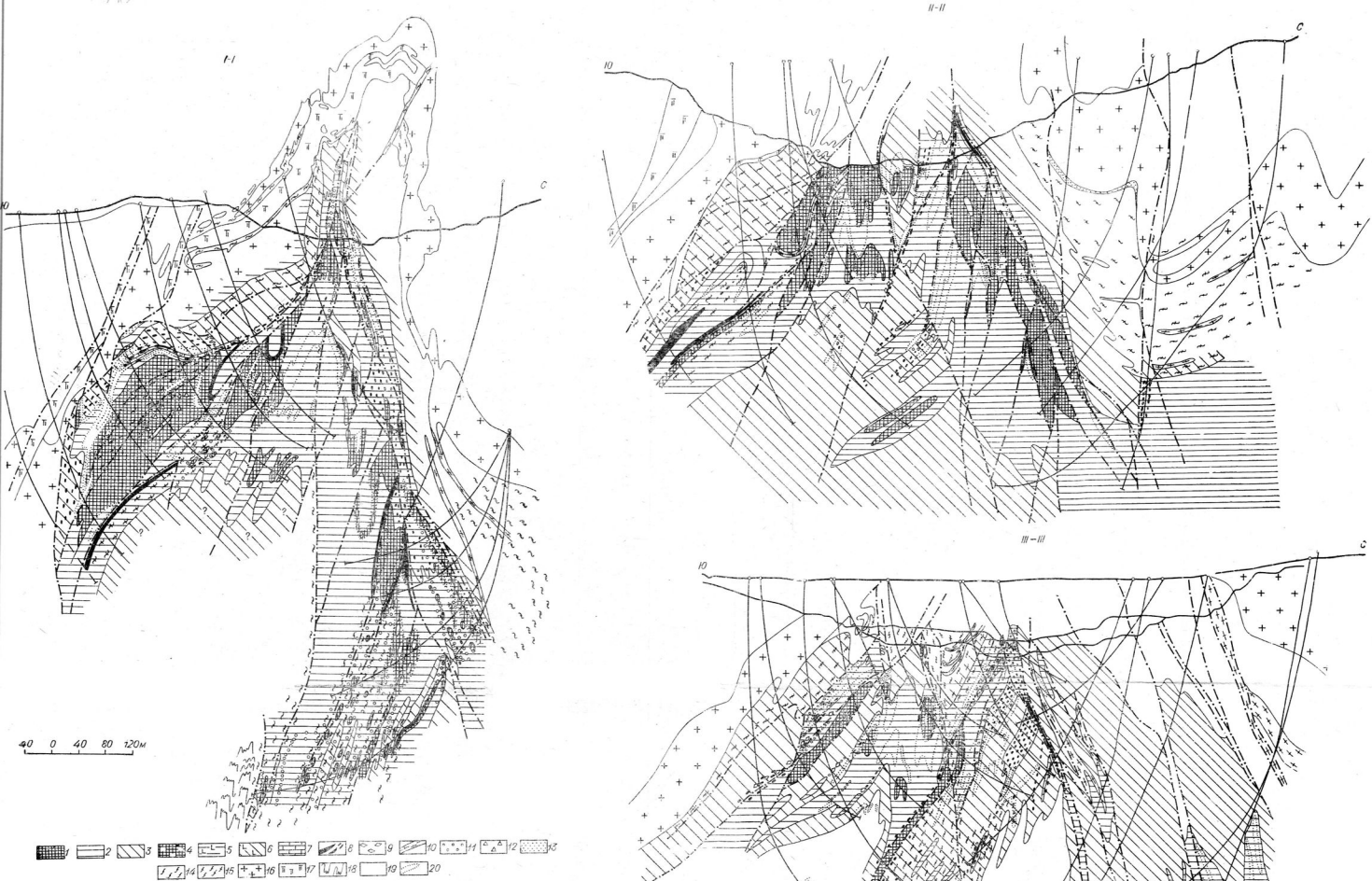
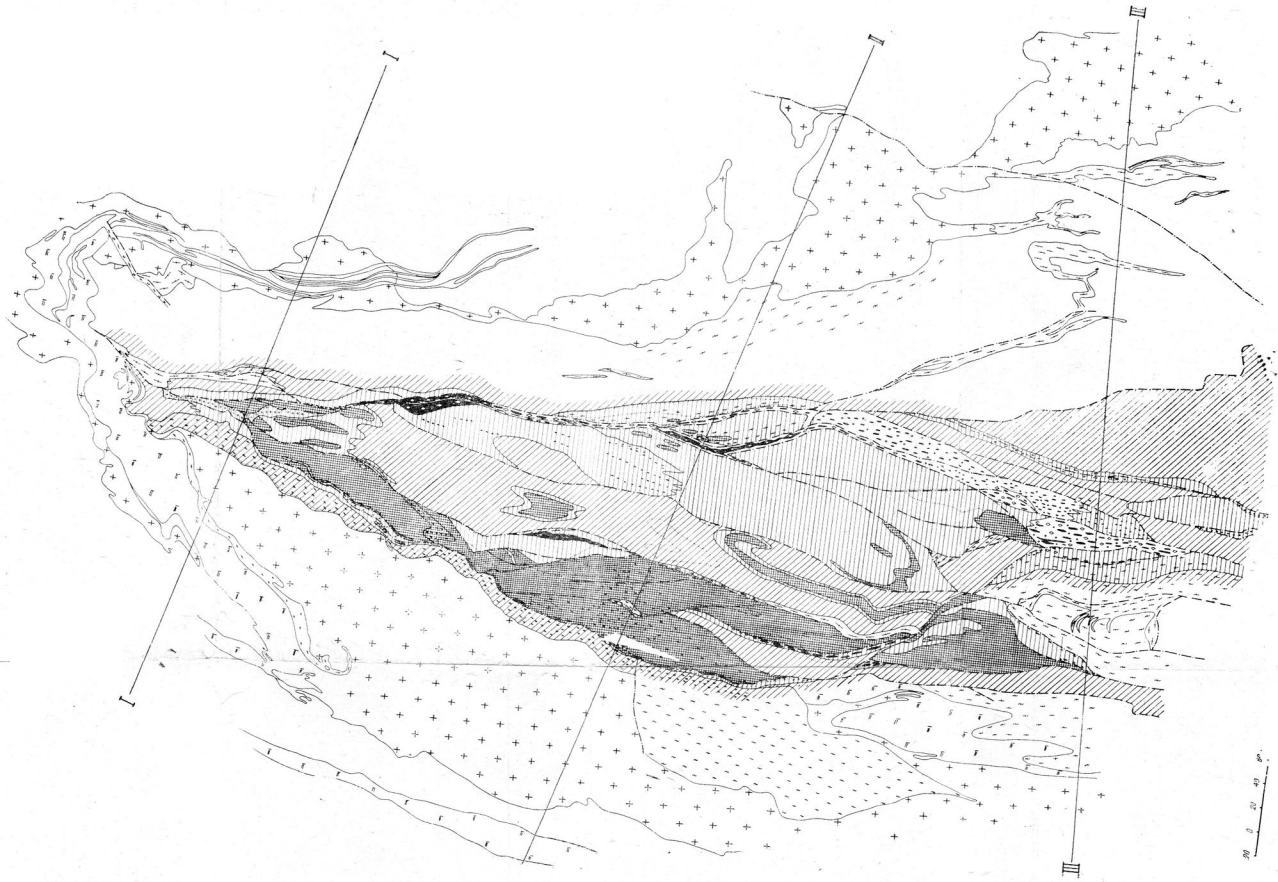


Рис. 113. Карта размещения метасоматов на Зыриновском месторождении.  
Составил: Д. Г. Актиров, И. В. Широких, И. П. Щербань.

Гидротермальные метасоматы: 1 — по тифлоно-осадочным алюмосиликатным породам; 2 — зона окисления, 3 — зона сульфидизации, 4 — зона хлоритизации (С — по породам основного состава); 5 — зона хлоритизации, 3 — зона серпентинизации, 6 — зона гидротермизации; 7 — актинолитовые и пеллозитовые известняки (по карбонатным породам); 8 — доломиты; 9 — доломиты; 10 — вулканогенные хлоритовые и доломитовые, хлоритовые и известняковые метасоматы; 11 — доломитовые метасоматы; 12 — хлоритовые, мусковитовые и доломитовые метасоматы (свеже выветрившие); 13 — баритометаллические метасоматы; 14 — баритометаллические метасоматы; 15 — кварцевые руды, связанные с верхнепалеозойскими гранитами; 16 — кварцевые руды, связанные с верхнепалеозойскими гранитами; 17 — кварцевые руды, связанные с верхнепалеозойскими гранитами; 18 — кварцевые руды, связанные с верхнепалеозойскими гранитами; 19 — кварцевые руды, связанные с верхнепалеозойскими гранитами; 20 — кварцевые руды, связанные с верхнепалеозойскими гранитами.

0 40 80 120 м



получили метасоматиты ранней гидротермальной стадии, занимающие большую часть площади месторождения. В их строении чаще всего устанавливаются три метасоматические зоны: внешняя, представленная кварцево-хлорито-серицитом-карбонатными породами; средняя, сложенная кварцем, серицитом и хлоритом, и внутренняя — практически мономинеральная, состоящая из кварца или кварца с примесью мусковита. На отдельных участках месторождения, и в особенности в его средней части, нередко отмечается вынадевание отдельных метасоматических зон или, напротив, устанавливается удваивание их мощности, обусловленное проявлением более поздних по отношению к процессам ранней гидротермальной стадии метасоматоза тектонических подвижек. Эти процессы нередко сопровождаются образованием мономинеральных кварцевых, хлоритовых и серицитовых или более сложных по составу кварцево-доломитовых, кварцево-серицитовых и других метасоматитов поздней гидротермальной стадии, образующих вдоль отдельных нарушений линейно-вытянутые тела сравнительно небольшой мощности, обычно не более первого десятка метров.

Вместе с тем метасоматиты ранней гидротермальной стадии характеризуются в целом концентрически зональным строением, причем внутренняя зона максимально измененных пород полого погружается в юго-западном направлении согласно вмещающим структурам. В результате на поверхности современного эрозионного среза мономинеральные кварцевые и кварцево-серицитовые породы получили максимальное развитие в средней части месторождения, в то время как на его флангах отмечается преимущественное развитие гидротермально измененных пород средней и внутренней метасоматических зон.

В качестве примера, характеризующего процессы ранней гидротермальной стадии метасоматического преобразования песчаников и алевролитов, можно рассмотреть один из сравнительно простых по строению, не усложненных последующими тектоническими подвижками и относительно детально изученных разрезов, расположенный в восточной части месторождения (рис. 113, III—III). Петрографические исследования пород, составляющих этот разрез, показали, что до развития процессов гидротермальных преобразований ранней и поздней гидротермальных стадий алевролиты и песчаники подвергались ороговикованию, значительно изменившему их первоначальный облик и минеральный состав. В результате эти породы, будучи сложены, как и их неизмененные аналоги, главным образом кварцем, полевым шпатом, кальцитом и глинистыми минералами, содержат вместе с тем значительное количество новообразованных, представленных биотитом и эпидотом. Кварц и полевой шпат образуют мелкие (0,005—0,01 мм), близкие по форме к изометричным зерна, лишённые признаков ориентировки. Полевые шпаты подвергались процессам более поздних изменений, цеолитизированы и иногда серицитизированы, что, наряду с мелкозернистостью этих минералов, затрудняет более точную их диагностику. Глинистые минералы, также не поддающиеся оптической диагностике, слагают тонкочешуйчатые агрегаты, расположение которых подчеркивает первичную слоистость алевролитов. Рентгеноструктурные исследования нескольких предварительно отмученных фракций алевролитов, размером менее 0,001 мм, показали, что они представляют собой смесь трех минералов — каолинита, гидрослюда и монтмориллонита, количественные соотношения которых, судя по изменениям интенсивностей характерных рефлексов, колеблются в довольно широких пределах, хотя в большинстве случаев каолинит преобладает.

Серицит, количество которого в измененной породе варьирует в пределах нескольких процентов, образует на отдельных участках линейно-вытянутые агрегаты, развивающиеся главным образом по глинистым минералам и значительно реже — по полевым шпатам. Помимо упомянутых минералов в породе содержатся также таблитчатые зерна карбоната,

размером 0,05—0,1 мм, соответствующего, судя по показателям преломления ( $N_o=1,658$ ;  $N_e=1,486$ ) и данным, полученным при его окрашивании органическими красителями, кальциту. Вторичные минералы стадии ороговикования представлены довольно крупными (до 0,5 мм) чешуйками биотита, образующими редкую вкрапленность в породе, и эпидота, представленного неправильными по форме зернами, не выходящими обычно за пределы десятых долей миллиметра.

При этом следует отметить, что время образования эпидота в процессах постмагматического преобразования пород нельзя считать твердо установленным. С одной стороны, этот минерал довольно часто присутствует совместно с биотитом в типичных ороговикovaných алевролитах и песчаниках, а с другой — его нередко можно наблюдать во внутренних зонах метасоматических колонок на Зырянском, Бухтарминском, Парыгинском и некоторых других месторождениях, а иногда даже в качестве жильного минерала, ассоциирующего с рудными парагенезисами. В некоторых случаях, например на Бухтарминском месторождении, эпидот входит, кроме того, в состав пропилитизированных пород, получивших широкое, по существу, региональное распространение. Вероятно, в пределах Зырянского рудного поля получили распространение несколько генетических разновидностей существенно эпидотовых пород, одна из которых (собственно гидротермальная) представляет собой, возможно, внешнюю зону рассматриваемых здесь метасоматических колонок. Из числа рудных минералов, содержащихся в неизмененных известковистых алевролитах, должны быть упомянуты пирит и гематит, наблюдаемые в виде более или менее редкой вкрапленности на отдельных участках породы. Структура алевролитов гранобластовая, а на отдельных участках — лепидогранобластовая.

Породы внешней зоны описываемой метасоматической колонки испытали довольно существенные преобразования, выразившиеся в полном разложении биотита и эпидота и замещения их собственно хлоритом и карботантом. Хлорит, замещающий кроме эпидота также глинистые минералы, встречается наиболее часто в виде различных по размеру чешуек (от 0,005 до 0,05 мм), группирующихся в тонкие прожилки и удлиненные линзы, несогласно ориентированные по отношению к первичной слоистости породы. Состав хлорита, судя по оптическим константам ( $N_g=1,578-1,580$ ;  $N_p=1,576-1,578$ ), соответствует пеннину. Кальцит встречается в виде двух разновидностей: реликтовых зерен, не отличимых от описанных выше по размеру, морфологическим особенностям и взаимоотношениям с другими минералами, и новообразований этого минерала, замещающих эпидот и повторяющих в общих чертах конфигурацию его индивидов. Иногда встречаются, кроме того, тонкие прожилки кальцита, рассекающие реликтовые и вновь образованные скопления этого минерала и являющиеся более поздними по времени образования. По показателям преломления все три разновидности неотличимы друг от друга. Помимо кальцита иногда можно наблюдать также неподдающиеся окрашиванию ромбические в плоскости шлифа зерна доломита ( $N_o=1,685$ ;  $N_e=1,508$ ), количество которых, впрочем, не превышает нескольких процентов. Возрастает, кроме того, количество серицита, развивающегося в основном по глинистым минералам в виде ориентированных согласно слоистости мелкочешуйчатых агрегатов, и, как уже упоминалось, пирита. Остальные минералы и прежде всего основная масса кварца и полевых шпатов не испытали видимых преобразований. Структура породы рассматриваемой зоны сохраняет основные черты неизмененных алевролитов.

Породы средней зоны состоят главным образом из двух минералов: серицита и кварца, количественные соотношения которых изменяются в пределах от 6:1 до 4:1. Серицит образует чаще всего мелкочешуйчатые агрегаты, в целом аналогичные как по сложенности, так и по ориентировке

отмеченным ранее, однако в данном случае такие агрегаты практически полностью замещают сохранившиеся образования полевого шпата, карбоната и хлорита, составляя до 80—85% породы. Основная масса кварца также представлена линейно-вытянутыми обособлениями, состоящими из более крупных по сравнению с предыдущей зоной, как правило, идиоморфных зерен. Такие ритмично чередующиеся, более или менее параллельные полосы серицитовых и кварцевых агрегатов слагают основную ткань мороды, обуславливая ее параллельнослоистую или конкогранобластовую структуру. Довольно часто на слоистом фоне можно наблюдать также различные по форме и размеру обособления, состоящие из более крупных, хорошо ограненных зерен кварца и пластинок мусковита, образующих розетковидные срастания. Из числа второстепенных минералов встречаются: пирит, который образует более или менее равномерную вкрапленность в породе или, несколько реже, прожилки и прожилкообразные скопления, и хлорит типа пеннипа ( $N_g = 1,578-1,580$ ;  $N_p = 1,576-1,578$ ), слагающий отдельные довольно крупные чешуйки.

Породы внутренней зоны характеризуются еще более простым минеральным составом. Они состоят из одного породообразующего минерала — кварца, слагающего более или менее равномернозернистые агрегаты, весьма сходные с описанными выше. Помимо кварца в породах этой зоны иногда устанавливаются отдельные участки неизмененных агрегатов серицита, хлорит пониженной железистости ( $N_m = 1,590 \pm 0,005$ ) и пирит, количество которого возрастает здесь до 5—6%. Структура — гранобластовая.

Химические анализы свежих или в различной степени измененных известковых алевролитов приведены в табл. 9 и на рис. 114.

Подобные метасоматические колонки образуются по известковым алевролитам и мало отличающимся от них по минеральному составу известковым песчаникам преимущественно на нижних горизонтах и по периферии рудного поля Зырянского месторождения. В приповерхностных частях этого месторождения и на участках локализации наиболее богатых руд наблюдается значительное усложнение таких колонок, выражающееся в появлении в их внутренних частях практически мономинеральных хлоритовых метасоматитов, замещающих существовавшие кварцевые, а иногда и кварцево-серицитовые породы. При этом показательно, что средняя и внешняя зоны усложненных метасоматических колонок как по минеральному составу, так и по текстурно-структурным особенностям, по существу, не отличаются от соответствующих зон, составляющих описанные выше более простые метасоматические колонки. Учитывая приведенные замечания, можно, по-видимому, при описании усложненных колонок ограничиться характеристикой не рассмотренных ранее внутренних зон преимущественно хлоритового состава.

На рис. 113 (разрез II—II) показано геологическое положение одной из таких мономинеральных хлоритовых зон, замещающих метасоматиты ранней гидротермальной стадии. Породы зоны хлоритизации весьма сходны с мономинеральными хлоритовыми метасоматитами Бухтарминского месторождения. Главным породообразующим минералом, составляющим до 95% объема породы рассматриваемой зоны, является хлорит, образующий ориентированные спутанно-волокнистые и

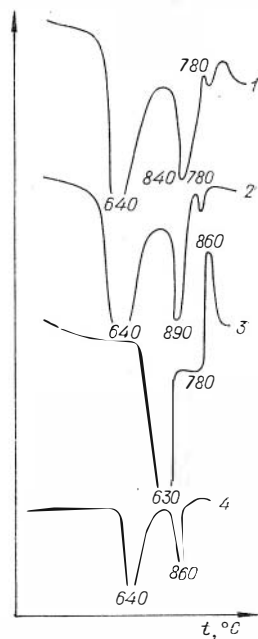


Рис. 114. Термограммы хлоритов из гидротермально измененных песчаников Зырянского месторождения.

листоватые агрегаты, полностью замещающие первичные и паложенные минералы исходной породы. Размеры отдельных чешуек и пластинок хлорита невелики и не превышают обычно нескольких сотых миллиметра, хотя на отдельных участках установлены почковидные скопления этого минерала, сложенные более крупными подвидами с размерами до 1,0—2,0 мм. Хлорит по оптическим свойствам соответствует пениппу ( $N_g=1,578-1,580$ ;  $N_p=1,576-1,581$ ) и характеризуется пониженной железистостью. Помимо хлорита в породе содержатся в количестве не более нескольких процентов серицит в виде мелких чешуек, иногда обособляющихся в мономинеральные агрегаты: кварц, образующий подморфные зерна размером 0,01—0,05 мм, и кристаллы рудных минералов, представленные чаще всего пиритом и несколько реже галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Результаты термических (см. рис. 114), рентгеноструктурных и химических исследований хлорита (табл. 8, 2—6), неплохо согласующиеся друг с другом и с данными оптической диагностики, показали, что этот минерал соответствует магнезиальной разновидности типа пениппа ( $f=4,89-18,50$ ).

Таким образом, в Зырянском и некоторых других сопредельных с ним месторождениях получили распространение два основных типа метасоматических колонок. Первый из них, сравнительно простой, характеризуется трехчленным строением, причем в составе зон по мере удаления от неизменных пород уменьшается количество минералов и, как будет показано ниже, возрастает «кислотность» условий их образования (рис. 115). Приведенные данные позволяют, по-видимому, рассматривать метасоматические колонки данного типа как результат диффузионного взаимодействия известняковых

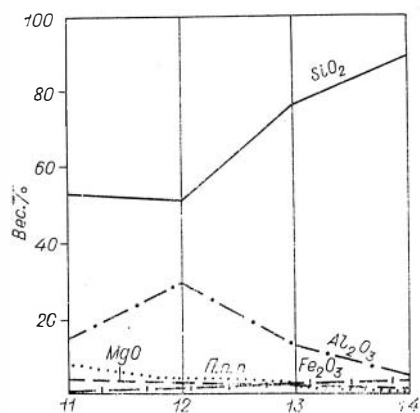


Рис. 115. Перемещение вещества при образовании колонки 1-го типа по песчанникам Зырянского месторождения.

песчанников и алевроитов с единой порцией гидротермальных растворов. Подобным путем трудно, однако, объяснить образование более сложных по строению метасоматических колонок второго типа, сложенных во внутренних частях практически мономинеральными хлоритовыми метасоматитами, образование которых, как показывают термодинамические и экспериментальные данные, возможно только в условиях сравнительно высокой щелочности растворов. Остается допустить, что формирование внутренних зон данных колонок связано, по-видимому, с изменением щелочности растворов во времени, обусловленным, вероятно, явлениями фильтрационного порядка.

В заключение отметим, что метасоматические колонки первого типа получили преимущественное развитие на нижних горизонтах и периферии Зырянского месторождения, в то время как в центральных и верхних его частях отмечаются обычно (в особенности вблизи рудных тел) мономинеральные хлоритовые породы, слагающие внутренние зоны усложненных метасоматических колонок. Таким образом, в строении гидротермально измененных пород месторождения проявляются признаки вертикальной зональности.

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ИЗВЕСТНЯКОВ В УСЛОВИЯХ ХЛОРИТИЗАЦИИ АЛЮМОСИЛИКАТНЫХ ПОРОД

Проявления процессов гидротермальных изменений известняков, соответствующих хлоритизации алюмосиликатных пород, установлены в полях локализации Зырянского, Березовского, Новоберезовского и дру-

гих колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Эти процессы, выражающиеся чаще всего в более или менее интенсивной доломитизации, проявляются обычно, так же как и изменения алюмосиликатных пород, непосредственно вблизи рудных тел и каналов постулеплих гидротермальных растворов, представленных швами тектонических нарушений и зонами брекчирования и дробления. В случаях локализации рудных тел или рудоносных тектонически ослабленных зон на контактах карбонатных и силикатных пород или в толщах, сложенных чередующимися начками этих образований, нередко отмечается сопряженное развитие процессов хлоритизации алюмосиликатных пород и доломитизации известняков. Один из таких участков Зыряновского месторождения показан на рис. 116.

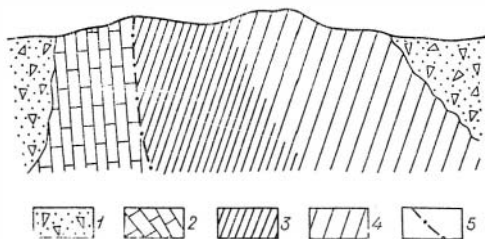


Рис. 116. Зарисовка зоны контакта мономинеральных хлоритовых пород и доломитов (Зыряновский карьер; северная промзона; гор. 304 м. М 1:100).

1 — участки закрытые отвалом карьера; 2 — доломиты и доломитизированные известняки; 3 — мономинеральные хлоритовые породы; 4 — кварцев-серцитовые породы; 5 — тектоническое нарушение.

Неизмененные известняки, входящие в состав этого разреза, характеризуются простым минеральным составом и сложены главным образом кальцитом ( $Nc=1,657$ ;  $Ne=1,484$ ), составляющим  $\sim 95\%$

породы. Наиболее типичная форма проявления этого минерала — выдержанные по размеру (обычно 0,2—0,1 мм) зерна, составляющие основную ткань породы. Кроме кальцита в известняках содержится до 5% различных по форме и размеру нередко сдвойникованных кристаллов плагиоклаза, соответствующего по оптическим данным альбиту. Кристаллы альбита образуют чаще всего довольно равномерную вкрапленность, но в отдельных случаях локализуются в гнездообразные скопления.

Из рудных минералов в известняках содержится пирит, слагающий хорошо ограненные кристаллы, размеры которых не превышают нескольких десятых долей миллиметра. Этими тремя минералами, по существу, исчерпывается минеральный состав известняков, если не считать спорадически встречающихся чешуек хлорита магнезиального состава ( $Ng=1,578-1,580$ ;  $Np=1,576-1,578$ ) и единичных зерен кварца. Структура породы — микропеллидогранобластовая. Термограмма известняка (рис. 117, 1) близка к эталонному кальциту.

Гидротермальные изменения известняков сводятся главным образом к их доломитизации вплоть до возникновения практически мономинеральных доломитов, весьма сходных с описанными ранее. Так же, как в рассмотренных случаях, достаточно интенсивно доломитизированные известняки состоят главным образом из доломита (до 95%), плагиоклаза и кварца. Доломит, слагающий основную ткань породы, наблюдается обычно в виде различных по размеру (от 0,1 до 1,5 мм) идиоморфных зерен или в отдельных случаях несколько более поздних по времени формирования прожилков и неправильной формы обособлениях. Плагиоклаз встречается преимущественно в виде прожилков, в которых он пред-

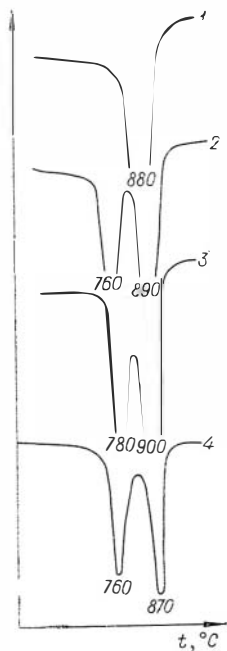


Рис. 117. Термограммы известняков (1) и доломитов (2—4) Зыряновского месторождения.

ставлены хорошо ограниченными, нередко удвойченными кристаллами чаще всего таблитчатого габтуса. По оптическим константам плагиоклаз может быть диагностирован как альбит. Кварц в подавляющем большинстве случаев образует пидоморфные четко ограниченные зерна размером 0,1—1,0 мм, встречающиеся на отдельных участках доломитов в виде редкой вкрапленности. Помимо трех перечисленных минералов в доломитах встречаются отдельные чешуйки хлорита и мусковита, а также тонкие прожилки кальцита ( $N_0=1,659$ ), характеризующиеся секущим положением по отношению к главным породообразующим минералам. Термические и химические анализы доломитов (см. рис. 117, 2—4, табл. 9) подтвердили их оптическую диагностику и показали, что они обладают сравнительно низкой железистостью.

В строении гидротермально измененных известковистых алевролитов, непосредственно примыкающих к доломитизированным известнякам, устанавливается метасоматическая зональность, весьма сходная с описанной ранее. В данном случае доступными для наблюдения оказались две зоны: средняя, представленная кварцем и серицитом, с подчиненными количествами карбоната и хлорита, и внутренняя, состоящая главным образом из магнезального хлорита (до 80—95%), а также кварца и пирита. Приведенные данные служат известным основанием для предположения о сопряженном развитии процессов образования мономинеральных хлоритовых пород и непосредственно соприкасающихся с ними по поверхности тектонических нарушений доломитизированных известняков в результате воздействия на соответствующие исходные породы одних и тех же гидротермальных растворов.

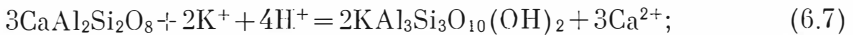
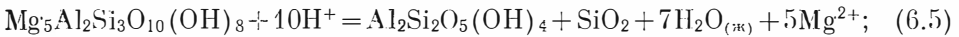
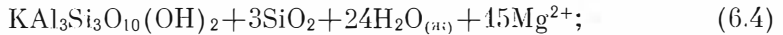
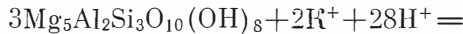
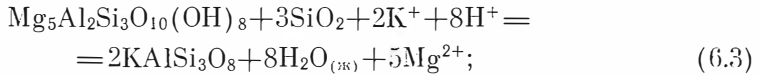
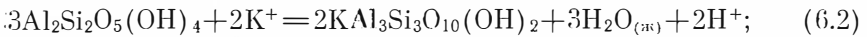
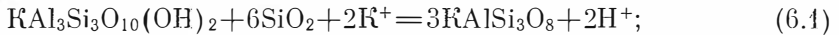
Из изложенного следует, что состав исходных пород наряду с другими факторами оказывает существенное влияние на строение и состав метасоматических колонок, образующихся на колчеданно-полиметаллических месторождениях Зырянского рудного узла. В случаях преобразования алюмосиликатных исходных пород это влияние наиболее четко проявляется во внешних зонах метасоматических колонок и в меньшей степени во внутренних и заключается как в колебаниях состава одного из главнейших породообразующих минералов этих пород — хлорита, так и в равной мере в изменении количественных соотношений в тех или иных зонах хлорита, серицита, кварца и некоторых других минералов. Карбонатные исходные породы превращаются в результате взаимодействия с «хлоритизирующими» гидротермальными растворами, по крайней мере в некоторых случаях в доломиты.

Вместе с тем не вызывает сомнения и то обстоятельство, что на строении и составе метасоматических колонок отражается в той или иной степени характер взаимодействия гидротермальных растворов с вмещающими породами. Исходя из этого положения, в пределах Зырянского рудного поля можно выделить, по нашему мнению, два типа метасоматических колонок. Первый тип, характеризующийся сравнительно простым строением, представляет собой типичный продукт диффузионного взаимодействия исходных пород и гидротермальных растворов. Отличительными признаками колонок этого типа, полностью соответствующего равновесной диффузионной модели, теоретически обоснованной Д. С. Коржинским, являются уменьшение числа минералов в зонах по мере удаления их от неизмененных пород и возрастание в том же направлении «кислотности» условий минералообразования. Второй тип метасоматических колонок рассматриваемого рудного поля отличается более сложным строением и, как показали проведенные петрографические наблюдения, образовался, по-видимому, в результате наложения на ранее сформировавшуюся колонку более поздних по времени проявления и более «щелочных» по условиям образования минеральных парагенезисов, связанных, возможно, с проявлениями фильтрационного эффекта.

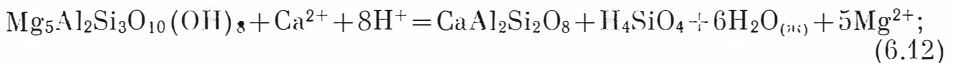
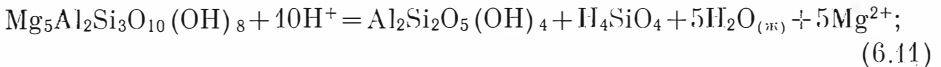
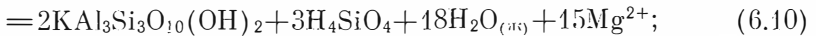
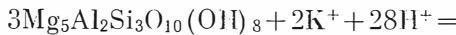
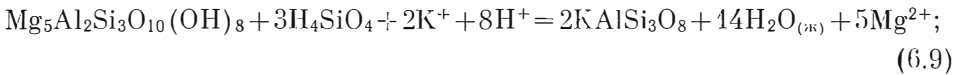
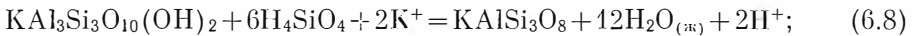


**ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ  
ХЛОРИТИЗИРОВАННЫХ ПОРОД**

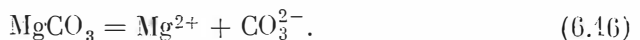
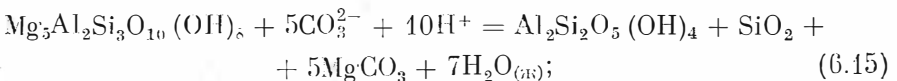
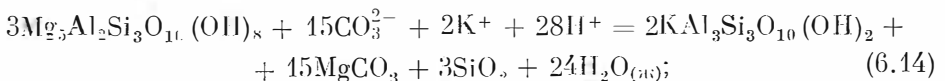
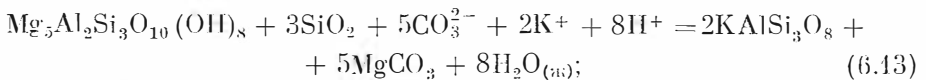
Термодинамический анализ большинства реакций систем  $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  и  $Na_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ , включающих хлоритсодержащие минеральные парагенезисы, до сих пор не проводился в связи с отсутствием термодинамических констант сложных по составу магнезиальных и железистых алюмосиликатов. Полученные в самое последнее время, правда, путем ориентировочных вычислений величины свободных энергий образования некоторых гидросиликатов, в том числе хлорита (Карпов и др., 1968), позволяют предпринять попытку расчета целого ряда возможных реакций образования и преобразования минеральных ассоциаций, содержащих в своем составе этот минерал. Если допустить, что упомянутые реакции проходили при участии каллево-магнезиальных растворов, а исходный минерал представлен, например, анортитом, то простейшие из них можно описать следующим образом:



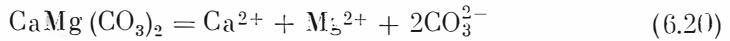
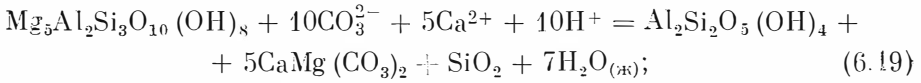
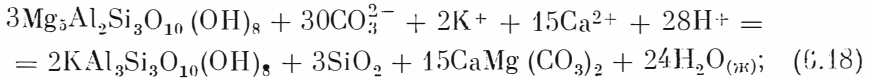
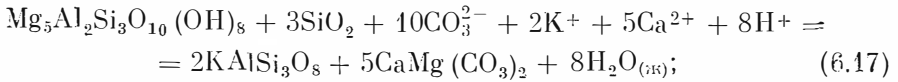
Если в приведенных реакциях кремнезем выразить в виде недиссоциированной кремниевой кислоты, то они приобретают следующий вид:



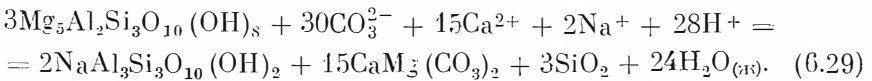
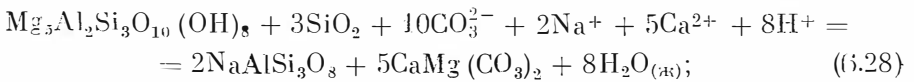
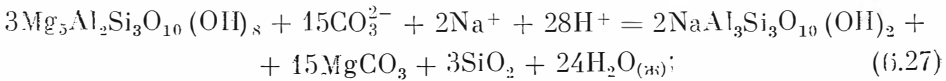
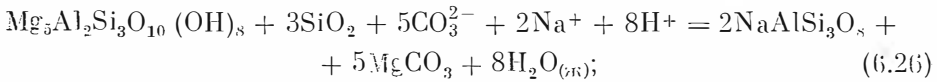
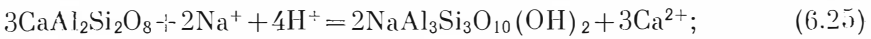
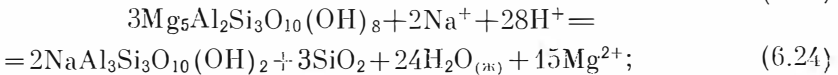
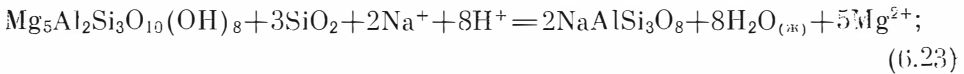
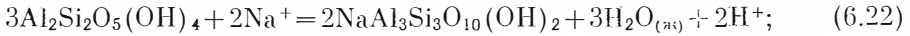
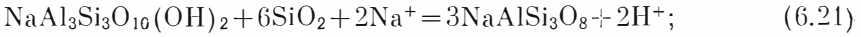
В случае, если в растворах помимо калий-иона содержится углекислота, возможна реализация следующих реакций:



Не исключено, кроме того, взаимодействие хлорита с растворами, в составе которых содержатся калий-ион, кальций-ион и углекислота:



Эти же реакции с участием натриевых аналогов мусковита и калиевого полевого шпата приобретают следующий вид:



Результаты термодинамических расчетов реакций (6.1) — (6.7) представлены на диаграммах (рис. 118, 119). На рис. 118 показаны в координатах  $[\text{K}^+] - \text{pH}$  при  $[\text{Mg}^{2+}] = 10^{-3}$  четыре поля, соответствующие калиевому полевому шпату, мусковиту, каолиниту и хлориту. Поле ка-

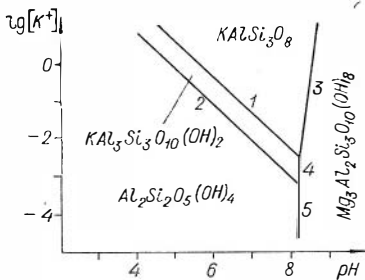


Рис. 118. Некоторые фазовые соотношения в системе  $\text{K}_2\text{O} - \text{MgO} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  в стандартных условиях.  $[\text{Mg}^{2+}] = [\text{Ca}^{2+}] = 10^{-3}$ .

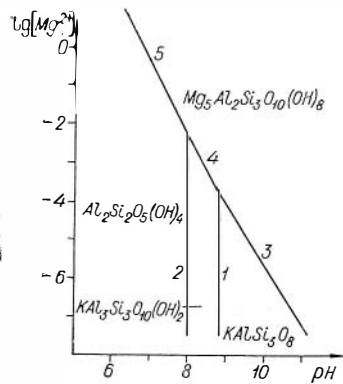


Рис. 119. Некоторые фазовые соотношения в системе  $\text{K}_2\text{O} - \text{MgO} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  в стандартных условиях.  $[\text{Ca}^{2+}] = [\text{K}^+] = 10^{-3}$ .

шлевого полевого шпата расположено в верхней части диаграммы в области сравнительно высоких  $[K^+] \geq 10^{-2,5}$  и умеренных значений pH раствора. Понижение активности калий-иона в области значений  $pH \leq 8,5$  должно привести, согласно расчетным данным, к последовательному образованию вначале мусковита, а затем при минимальных величинах  $[K^+]$  — каолинита. Образование хлорита становится возможным в щелочных условиях ( $pH \geq 8,5$ ) в широком диапазоне активностей калий-иона. Аморфит, взятый в качестве исходного минерала, является при принятых активностях кальций-иона метастабильным. На рис. 119, представляющем рассмотренные реакции в координатах  $[Mg^{2+}] - pH$  при  $[K^+] = 10^{-3}$ , также наблюдаются четыре поля, соответствующие калиевому полевому шпату, мусковиту, каолиниту и хлориту. В тех случаях, когда  $[Mg^{2+}] \leq 10^{-2,5}$  при  $[K^+] = 10^{-3}$  повышение pH раствора приводит к замещению каолинита хлоритом, в то время как при значениях  $[Mg^{2+}] \leq 10^{-2,5}$  и при прочих равных условиях возрастание pH вызывает серию последовательных реакций: вначале замещение каолинита мусковитом, затем мусковита — калиевым шпатом и, наконец, калиевого полевого шпата — хлоритом. Аморфит в данном случае также неустойчив. Таким образом, проведенные расчеты свидетельствуют о том, что необходимым и главным условием образования хлорита в стандартных и вероятно гидротермальных условиях, следует считать довольно высокую щелочность обусловивших его образование растворов, в то время как величины активностей калий- и магний-ионов не играют в данном случае решающей роли, поскольку возможный диапазон их колебания, достаточный для образования хлорита, выходит за пределы реальных активностей этих компонентов в природных гидротермальных системах.

На рис. 120 и 121 в координатах  $[K^+] - pH$  и  $[Mg^{2+}] - pH$  показаны результаты расчета реакций (6.8) — (6.12), в которых кремнезем представлен в виде  $H_4SiO_4$ . Как нетрудно заметить, рис. 120 и 121 не существенно отличаются от рис. 118 и 119. Это свидетельствует о том, что при принятых ограничениях ( $[\Sigma SiO_2] = 10^{-3}$ ), в области реальных pH природных систем, т. е. в условиях умеренной кислотности — щелочности раствора ( $pH \approx 4 - 10$ ), кремнезем находится практически в виде недиссоциированной  $H_4SiO_4$  и может быть, таким образом, в последующих несколько более сложных расчетах выражен без заметной погрешности в форме  $SiO_2$ . На рис. 122 и 123 приведены результаты расчета реакций (6.13) — (6.16), в которых помимо рассмотренных компонентов принимает участие также углекислота.

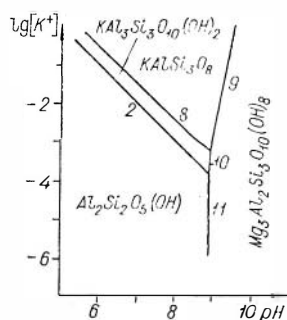


Рис. 120. Некоторые фазовые соотношения в системе  $K_2O - MgO - CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$  в стандартных условиях.  $[Ca^{2+}] = [Mg^{2+}] = 10^{-3}$ .

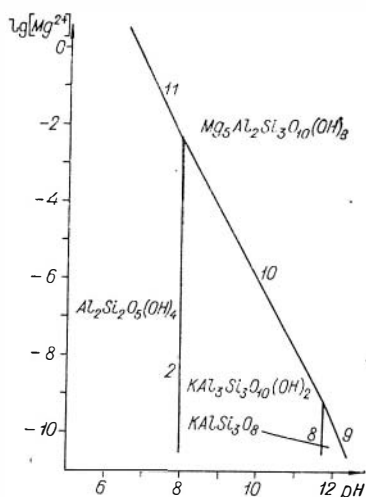


Рис. 121. Некоторые фазовые соотношения в системе  $K_2O - MgO - CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$  в стандартных условиях.  $[Ca^{2+}] = [K^+] = 10^{-3}$ .

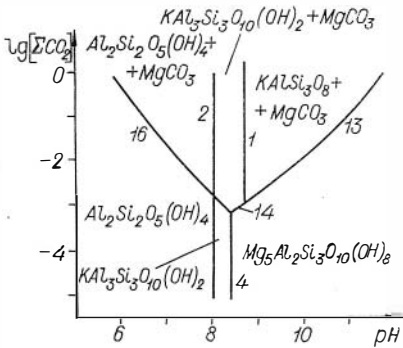


Рис. 122. Некоторые фазовые соотношения в системе  $K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - CO_2$  в стандартных условиях.  $[K^+] = [Mg^{2+}] = 10^{-3}$ .

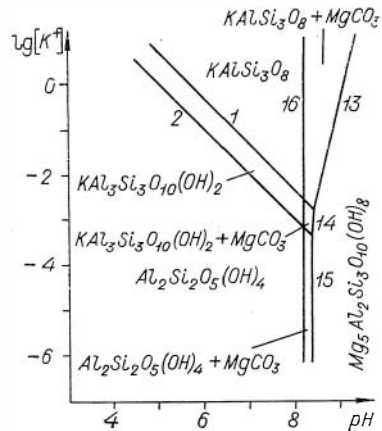


Рис. 123. Некоторые фазовые соотношения в системе  $K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - CO_2$  в стандартных условиях.  $[K^+] = [\Sigma CO_2] = 10^{-3}$ .

Естественно поэтому, что на соответствующих диаграммах кроме упомянутых парагенезисов фигурируют каолинит-магнезитовая, мусковит-магнезитовая и калишпат-магнезитовая минеральные ассоциации, образование которых возможно в тех случаях, когда  $[\Sigma CO_2] \geq 10^{-3,2}$  и  $[K^+] \geq 10^{-3,4}$ . Диаграммы рис. 124 и 125, отражающие условия образования некоторых ассоциаций с участием доломита, близки к только что рассмотренным.

Результаты расчета реакций в системах  $Na_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - CO_2$  и  $Na_2O - MgO - CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - CO_2$  приведены на рис. 126—129. Эти диаграммы имеют много общего с рассмотренными ранее (см. рис. 122—125), хотя, конечно, в них вместо калиевых алюмосиликатов фигурируют их натриевые аналоги. Различия между сопоставляемыми диаграммами относительно невелики и сводятся главным образом к некоторому уменьшению (при равных активностях щелочей и углекислоты) поля парагонита по сравнению с мусковитом.

Переходя к обсуждению изложенного материала, необходимо прежде всего отметить, что положение линий реакций с участием хлорита и парагонита нельзя, по-видимому, считать твердо установленным, по-

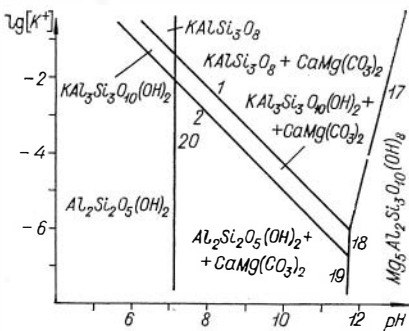


Рис. 124. Некоторые фазовые соотношения в системе  $K_2O - MgO - CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - CO_2$  в стандартных условиях.  $[\Sigma CO_3] = [Mg^{2+}] = 10^{-3}$ .

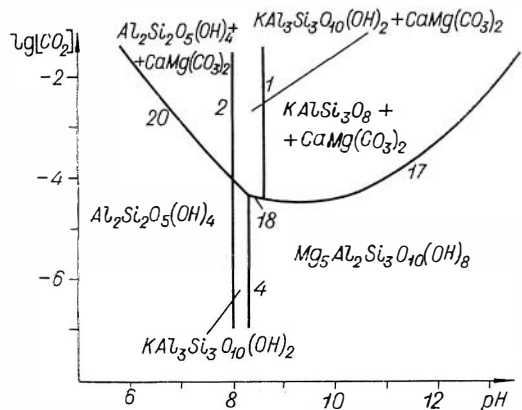


Рис. 125. Некоторые фазовые соотношения в системе  $K_2O - MgO - CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - CO_2$  в стандартных условиях.  $[K^+] = [Mg^{2+}] = 10^{-3}$ .

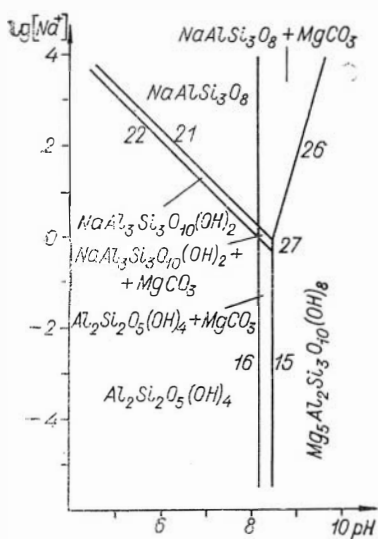


Рис. 126. Некоторые фазовые соотношения в системе  $\text{Na}_2\text{O} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$  в стандартных условиях.  $[\text{Mg}^{2+}] = [\Sigma\text{CO}_2] = 10^{-3}$ .

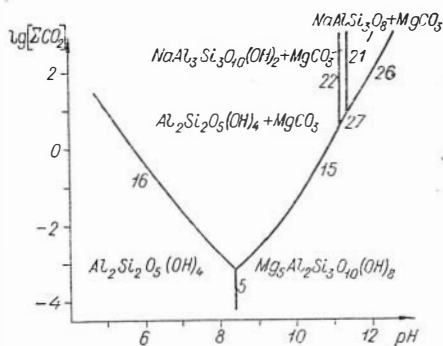


Рис. 127. Некоторые фазовые соотношения в системе  $\text{Na}_2\text{O} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$  в стандартных условиях.  $[\text{Na}^+] = [\text{Mg}^{2+}] = 10^{-3}$ .

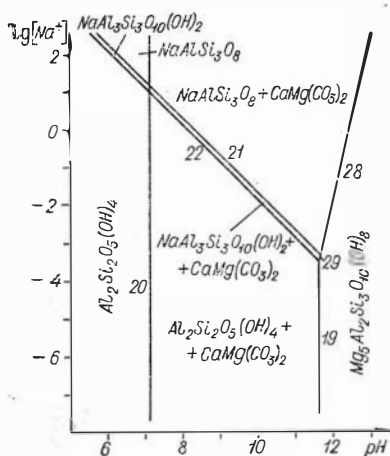


Рис. 128. Некоторые фазовые соотношения в системе  $\text{Na}_2\text{O} - \text{MgO} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$  в стандартных условиях.  $[\text{Mg}^{2+}] = [\text{Ca}^{2+}] = [\Sigma\text{CO}_2] = 10^{-3}$ .

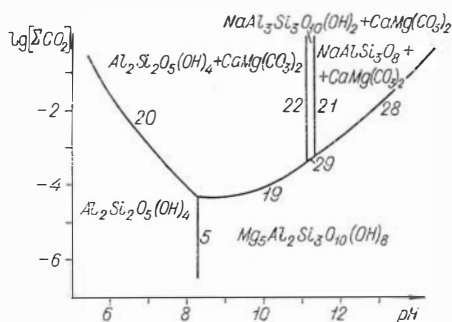


Рис. 129. Некоторые фазовые соотношения в системе  $\text{Na}_2\text{O} - \text{MgO} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$  в стандартных условиях.  $[\text{Na}^+] = [\text{Mg}^{2+}] = [\text{Ca}^{2+}] = 10^{-3}$ .

сколько константы этих минералов получены путем ориентировочных расчетов. Следует, вероятно, как и в некоторых предыдущих случаях, ограничиться качественной оценкой полученных данных, не прибегая к строгим числовым характеристикам. Что касается соотношений парагенезисов, содержащих в своем составе калиевые алюмосиликаты и карбонаты, то они обнаруживают удовлетворительную сходимость как с экспериментальными данными (Hemley, 1959 и др.), так и с результатами изучения природных объектов и поэтому представляются достаточно надежными.

Проведенные расчеты указывают на то, что в стандартных и, вероятно, низкотемпературных гидротермальных условиях образование хлорита метасоматическим путем за счет апортита и, возможно, других алюмосиликатов может быть реализовано при повышенных значениях рН растворов (в стандартных условиях  $\text{pH} \geq 8,5$ ) в широком диапазоне активностей калия, натрия и магния, значительно перекрывающем возможные колебания активностей этих компонентов в природных гидротермальных системах. Повышение кислотности раствора в системах с преобладанием активности калия должно привести к замещению хлорита калиевым полевым шпатом, мусковитом или каолинитом или же — в случаях достаточно высокой активности углекислоты, т. е. преимущественно в низкотемпературных условиях, — этими минералами в ассоциации с карбонатами различного состава. В системах с преобладанием активностей натрия, в аналогичной ситуации можно ожидать реализации реакций замещения хлорита альбитом или каолинитом, которые при достаточной активности углекислоты могут образоваться совместно с карбонатами. Возможность кристаллизации натриевого аналога мусковита — парагонита представляется, как уже упоминалось, сомнительной, особенно в низкотемпературных условиях.

Для оценки физико-химических условий процесса образования хлоритизированных пород определенным интерес представляют результаты исследования газовой-жидких включений минералов, находящихся в ассоциации с подобными породами. Следует, однако, отметить, что чаще всего материал, пригодный для таких исследований, удается получить не из собственно метасоматически измененных пород, характеризующихся, как правило, мелко- и тонкозернистым строением, а из сопровождающих их более крупнокристаллических минеральных индивидов, составляющих жилы и рудные тела месторождений. Понятно, что данные, полученные таким путем, могут быть в лучшем случае распространены только на породы внутренней метасоматической зоны, непосредственно соприкасающейся с жильными минералами, в то время как формирование внешних зон характеризуется, вероятнее всего, несколько иными физико-химическими условиями. На Зыряновском колчеданно-полиметаллическом месторождении газовой-жидкие включения изучал М. Г. Хисамутдинов (1959), в работе которого содержится 17 химических анализов вытяжек из различных минералов, охватывающих важнейшие компоненты рудообразующих растворов, и проведено несколько десятков определений температур образования этих минералов методом растрескивания. По мнению М. Г. Хисамутдинова, Зыряновское месторождение сформировалось в четыре главные стадии: серноколчеданную ( $t = 450 - 350^\circ \text{C}$ ), главную полиметаллическую и позднюю полиметаллическую ( $t = 350 - 250^\circ \text{C}$ ) и завершающую ( $t = 250 - 165^\circ \text{C}$ ). Таким образом, образование основной массы гидротермально измененных пород несколько предшествовавших отложению рудного вещества проходило, по-видимому, при температуре не ниже температуры первой стадии рудообразования, т. е.  $350 - 450^\circ \text{C}$ .

Отношения кальций-иона к сумме кальций- и магний-ионов во включениях ряда минералов Зыряновского месторождения, хотя и характеризуются значительными диапазонами колебания, в большинстве

случаев не выходят за пределы 0,85—0,97 и, таким образом, оказываются достаточными для развития процессов хлоритизации алюмосиликатных минералов и доломитизации кальцита. Этому выводу не противоречат величины отношений магний-попа к сумме магний- и калий-попов, изменяющиеся в пределах от 0,42 до 0,86. Отношения натрий-попа к сумме натрий- и калий-попов колеблются в значительных пределах от 0,25 до 0,95, что соответствует отношению  $\text{Na}^+/\text{K}^+$ , равному 0,75—14,0. Как свидетельствуют результаты изучения современных гидротерм (Эллис, 1970) и данные экспериментальных исследований (Эллис, 1970), такие отношения натрий-попа к калий-попу нельзя считать чрезмерно завышенными. Более того, как будет показано ниже, этого отношения вообще в ряде случаев оказывается недостаточно для реализации реакций образования натриевых алюмосиликатов и в особенности парагошита. Из числа прочих компонентов, установленных в вытяжках из газовой-жидких включений, в значительных количествах содержатся  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  и  $\text{Ca}^{2+}$ . Поскольку два последних компонента присутствуют в более или менее эквивалентных количествах, главной причиной, препятствующей реакциям образования карбонатов в рудах и гидротермально измененных породах данного месторождения, следует, по-видимому, считать сравнительно высокую температуру гидротермальных растворов и, возможно, в некоторых случаях их повышенную кислотность. Таким образом, можно заключить, что гидротермальные растворы, обусловившие образование Зырянского месторождения, характеризовались на первых этапах сравнительно высокой температурой порядка 350—450°С и содержали в своем составе значительные количества щелочей, углекислоты, а также кальция и магния. Отношение

$\frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}}$

и  $\frac{\text{Mg}^{2+}}{\text{Mg}^{2+} + \text{K}^+}$  в вытяжках из газовой-жидких включений в большинстве случаев оказались достаточными как для хлоритизации алюмосиликатных минералов, так и для доломитизации кальцита. Вместе с тем, как

показали проведенные расчеты, при установленных отношениях  $\frac{\text{Na}^+}{\text{Na}^+ + \text{K}^+}$  возможно также образование мусковита, а в некоторых случаях даже калиевого полевого шпата. По-видимому, образование той или иной упомянутой ассоциации в гидротермально измененных породах и рудах контролировалось не столько отношениями этих компонентов, сколько изменением прочих физико-химических параметров и прежде всего колебаниями кислотности — щелочности раствора.

Переходя к оценке верхнего температурного предела устойчивости хлоритов и хлоритсодержащих пород, необходимо отметить, что в связи с отсутствием термодинамических констант ряда высокотемпературных магnezных и железистых алюмосиликатов она может быть выполнена на основании главным образом экспериментальных данных. Устойчивость магnezно-железистых хлоритов изучалась Тарноком и др. (Turnock e. a., 1958), Фоссетом и др. (Fawcett e. a., 1966), Акелла и Винклером (Akella, Winkler, 1966), Хью (Hsu, 1968) и др. Как следует из диаграммы (рис. 130), максимальной температурой устойчивости, составляющей

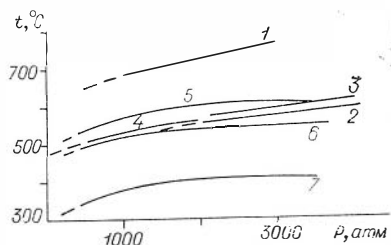


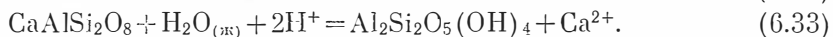
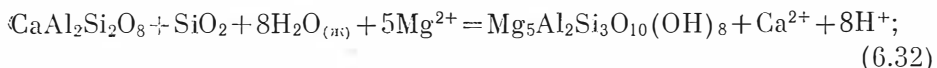
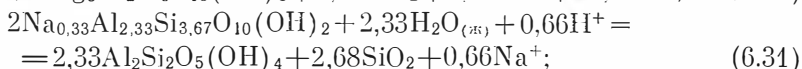
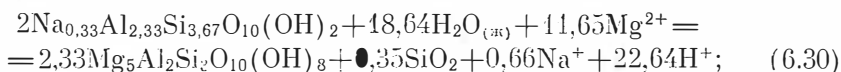
Рис. 130. Экспериментальные данные, характеризующие устойчивость хлоритов в гидротермальных условиях.

1 — Mg-хлорит=форстерит+кордиерит+шпинель (Fawcett, Yoder, 1966); 2 — дафнит=жердерит+Mg, Fe-кордиерит (Turnock, Eugester, 1958); 3 — Mg-хлорит+кварц=кордиерит+талк (Fawcett, Yoder, 1966); 4 — Mg, Fe-хлорит+кварц=кордиерит+жердерит (Akella, Winkler, 1966); 5 — Mg, Fe-хлорит+кварц+магнетит=альмандин (Hsu, 1968); 6 — Fe-хлорит+кварц+магнетит=альмандин (Hsu, 1968); 7 — Mn-хлорит+кварц=спескартин (Hsu, 1968).

при давлении водяного пара 1—3 кбар 675—775° С, характеризуются магнезиальные хлориты (1). Устойчивость железистых хлоритов (2) при давлениях H<sub>2</sub>O, равных 2—3 кбар, снижается до температур порядка 550—600° С. Присутствие в хлоритах примесей кварца и других фаз приводит к весьма существенному снижению верхнего температурного предела устойчивости, который в подобных условиях составляет: для магнезиальной разновидности этого минерала (3) при P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> = 2—4 кбар 575—600° С, магнезиально-железистой (4, 5) при P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> до 3 кбар 500—600° С, железистой (6) при P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> до 3 кбар 480—525° С и марганцевой (7) при том же давлении водяного пара — не более 350—440° С. Указанные температуры устойчивости хлоритов должны быть приняты в качестве предельных и могут весьма существенно снижаться в присутствии дополнительных твердых фаз или в случае возрастания парциального давления кислорода. Исходя из экспериментальных данных, можно допустить, что температура образования хлоритовых пород, характеризующихся в рассматриваемом случае магнезиально-железистым составом и нередко содержащих значительные примеси кварца и других минералов, не превышала, по-видимому, при давлении водяного пара до 1500—2000 атм 500—550° С. Как нетрудно заметить, эти данные не противоречат изложенным выше результатам исследования газовой-жидких включений некоторых жильных минералов Зырянского месторождения, согласно которым наиболее высокотемпературная стадия этого месторождения, приближающаяся по времени к образованию метасоматически измененных пород, сформировалась при температуре порядка 350—450° С. Исходя из изложенного, можно заключить, что температура образования существенно хлоритовых внутренних зон и, вероятно, метасоматических колонок в целом Зырянского и других подобных месторождений не выходила за пределы 350—500° С.

Вместе с тем геологические, минералого-петрографические и термодинамические исследования однозначно показали, что алюмосиликатные хлоритизированные и карбонатные доломитизированные породы возникли в сходной геологической и геохимической обстановке и являются продуктами взаимодействия исходных пород различного состава с близкими по физико-химическим параметрам магнезиальными растворами повышенной щелочности. Для проверки этого положения были проведены эксперименты, результаты которых изложены ниже.

Если избрать в качестве исходных алюмосиликатных минералов натриевый монтмориллонит и апортит и допустить, что миграция компонентов в ходе реакций осуществляется в ионной форме, то процесс хлоритизации этих минералов можно представить в следующем виде:



Результаты расчета приведенных реакций (рис. 131, 132) показали, что в стандартных условиях образование хлорита путем замещения монтмориллонита и апортита определяется активностью иона магния в растворе, а также его кислотностью—щелочностью и оказывается возможным в широком диапазоне [Mg<sup>2+</sup>] по крайней мере от 10° до 10<sup>-10</sup> при pH ≈ 7—11. Результаты расчета реакций доломитизации кальцита (см. рис. 90) свидетельствуют о том, что образование доломита в стандартных условиях при [Ca<sup>2+</sup>] = [ΣCO<sub>2</sub>] = 10<sup>-3</sup> может быть реализовано



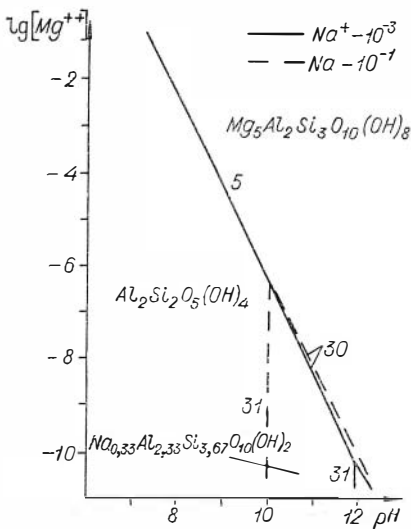


Рис. 131. Расчетные данные, характеризующие условия замещения монтмориллонита хлоритом и каолинитом.

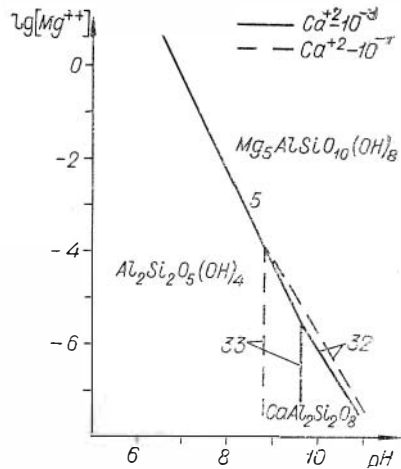


Рис. 132. Расчетные данные, характеризующие условия замещения апортита хлоритом и каолинитом.

в тех случаях, когда активность магний-иона в растворе не выходит за пределы  $10^{-1,8} - 10^{5,0}$ , а кислотность — щелочность раствора характеризуются величинами  $\text{pH} \approx 8 - 12,0$ . Таким образом, согласно расчетным данным, поля устойчивости хлорита и доломита в координатах  $[\text{Mg}^{2+}] - \text{pH}$  в значительной части перекрываются, что, в свою очередь, свидетельствует о принципиальной возможности их образования в аналогичных физико-химических условиях.

Экспериментальная проверка расчетных данных осуществлялась в горизонтальном автоклаве конструкции Ф. В. Сыромитникова. В качестве исходных продуктов использовались природные апортит, натриевый монтмориллонит и кальцит, приближающиеся по составу к эталонным разновидностям этих минералов. В экспериментах применялся 5%-ный раствор хлористого магния. Необходимая кислотность — щелочность исходного раствора достигалась путем добавления в него соляной кислоты или аммиака. Эксперименты проводились непрерывно в течение 7—30 суток. Давление в ходе опытов выдерживалось постоянным и составляло 200 атм. Диагностика полученных продуктов осуществлялась с помощью рентгеноструктурного анализа и спектроскопии.

Как следует из диаграммы (рис. 133), существенные преобразования исходного минерала в 5%-ном растворе хлористого магния наблюдаются в широком интервале температур от 250 до 450°С при  $\text{pH}$  исходного раствора выше 6,5. В области более кислых растворов монтмориллонит практически не подвергается изменениям. Рентгеноструктурные исследования полученных продуктов показали наличие в них большинства наиболее интенсивных рефлексов, свойственных магнезиальному хлориту. При температурах, превышающих 450°С, натриевый монтмо-

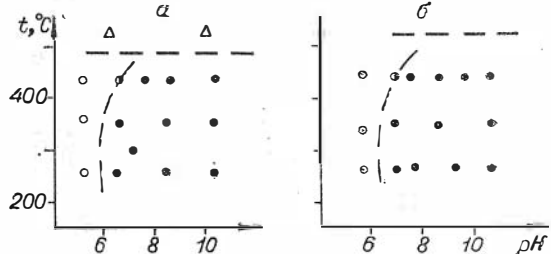


Рис. 133. Экспериментальные данные, характеризующие условия замещения монтмориллонита (а) и апортита (б) хлоритом.

Черная точка — хлорит, светлая — монтмориллонит; кружок с точкой — апортит; треугольник — амфибол; черно-белый кружок — монтмориллонит или апортит с хлоритом.

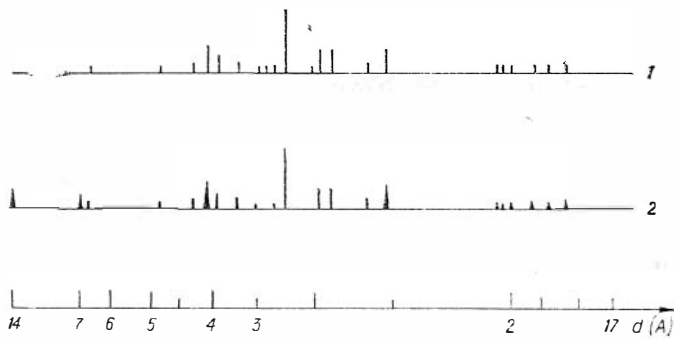


Рис. 134. Дебаеграммы неизмененного (1) и обработанного раствором хлористого магния (2) анортита; А — эталонный хлорит.

риллонит замещается алюмосиликатом, приближающимся по структуре к амфиболу. Условия преобразования анортита (см. рис. 133, б) в целом приближаются к только что рассмотренным. Следует, однако, отметить, что анортит подвергся в аналогичных условиях эксперимента менее глубоким преобразованиям по сравнению с монтмориллонитом. Сопоставление рентгенограмм неизмененного и обработанного 5%-ным раствором хлористого магния в течение 30 сут анортита свидетельствует о том, что структура этого минерала после обработки сохраняет основные черты его неизменной разновидности. Показательно, однако, что отдельные рефлексы, свойственные этому минералу, становятся более расплывчатыми, уменьшается их интенсивность, а в ряде случаев устанавливается исчезновение некоторых, правда, преимущественно слабых рефлексов. С другой стороны, на рентгенограммах отмечается появление дополнительных рефлексов, характерных для магнезиального хлорита: 0,04; 0,02 и 0,03 со значениями межплоскостных расстояний 14, 7,2 и 4,6 Å (рис. 134). Интенсивность этих рефлексов невелика, и при обжиге образца они не становятся более четкими, а, напротив, нередко смещаются в область меньших углов, так же как и «разбухающие» хлориты. Приведенные данные позволяют предположить, что в момент завершения эксперимента процесс замещения анортита хлоритом находился в начальной стадии и характеризовался, по-видимому, неполным развитием в структуре последнего минерала бруситового слоя. К аналогичному выводу можно прийти в результате анализа спектров поглощения неизмененного и в различной степени преобразованного анортита (рис. 135), снятых с помощью спектрографа ИК-20 методом спрессовки со спектрально-чистым КВ 0,6 мг/см. Нетрудно заметить, что в образцах анортита, обработанных хлористым магнием, появляются достаточно четкие деформационные полосы поглощения в области 900—1200 см<sup>-1</sup> при сохранении общего рисунка спектра поглощения, характерного для неизмененного полевого шпата.

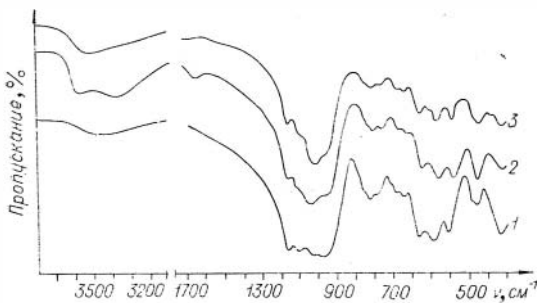


Рис. 135. Спектры поглощения неизмененного (1) и обработанного раствором хлористого магния (2, 3) анортита.

Моделирование процесса доломитизации кальцита, было также проведено в 5%-ном растворе MgCl<sub>2</sub>. Из результатов следует, что в условиях эксперимента кальцит замещается доломитом в интервале температур по крайней мере от 200 до 300° С в слабощелочных, ней-

тральных и слабощелочных условиях. Таким образом, термодинамические и экспериментальные данные указывают на принципиальную возможность сопряженного развития процессов хлоритизации алюмосиликатных пород и доломитизации известняков под воздействием близких по своим физико-химическим параметрам магниевых слабощелочных, нейтральных или же щелочных гидротермальных растворов при температурах 200—300° С.

Переходя к обсуждению приведенного материала, напомним об основных особенностях строения описанных ранее метасоматических колоннок. Наиболее сложным трех- или даже, возможно, четырехчленным строением характеризуются колонки, образовавшиеся на Зырянском колчеданно-полиметаллическом месторождении по известковистым алевролитам и песчаникам. В их составе устанавливаются следующие зоны: неизмененный алевролит или песчаник → зона эпидотизации (?) → зона хлоритизации → зона серицитизации → зона окварцевания. Колонки, развивающиеся по кварцевым порфирам Бухтарминского и порфирирам Зырянского месторождений, по строению в целом близки к рассмотренной. Различия между ними велики и заключаются главным образом в количественных соотношениях и составе некоторых минералов. Эти колонки характеризуются последовательным уменьшением числа минералов по мере перехода от внешних зон к внутренним и рядом других признаков, позволяющих считать их типичными продуктами одностадийного диффузионного околожильного метасоматоза. Образование подобных колоннок может быть обусловлено, как показали результаты термодинамических расчетов, последовательным повышением щелочности первично-кислых растворов, по-видимому, в результате взаимодействия их с вмещающими породами или по каким-либо иным причинам. Об этом, в частности, свидетельствует последовательная смена минералов и минеральных парагенезисов, образовавшихся в условиях повышенной кислотности и составляющих внутренние зоны колоннок, например кварца и кварца в ассоциации с мусковитом, более «щелочными» ассоциациями и прежде всего хлорит- и эпидотсодержащими, которые преобладают во внешних зонах. Фрагменты подобной зональности можно видеть на большинстве приведенных диаграмм.

Трудно, однако, таким образом объяснить процесс образования более сложных по строению метасоматитов, в которых как внутренняя, так и внешняя зоны сложены существенно хлоритовыми парагенезисами, образовавшимися в щелочной обстановке, в то время как промежуточная зона (или зоны) представлена кварцем и серицитом, кристаллизующимся, как известно, в условиях более высокой сравнительно с хлоритом и эпидотом кислотности растворов. Не исключена возможность, что внутренняя хлоритовая зона представляет собой продукт паложеного процесса на ранее образовавшуюся метасоматическую колонку, обусловленного изменением химизма, и прежде всего кислотности—щелочности растворов во времени, возможно, в результате явления инфльтрационного порядка.

Следует отметить, кроме того, что на некоторых месторождениях Рудного Алтая, например Березовском, Новоберезовском и др., нередко встречаются околорудные метасоматические образования в целом близкие по минеральному составу отдельных зон и по их сочетаниям к только что рассмотренным, но содержащие в составе большинства зон (включая внутренние) помимо кварца, мусковита и хлорита магниевых-железистые карбонаты типа доломита. Как уже упоминалось, образование этих минералов регулируется, по мнению автора, не столько концентрацией углекислоты в растворе, установленной, в частности, в значительных количествах и во включениях ряда минералов Зырянского месторождения, а главным образом температурой, определяющей активность этого компонента.

Можно, по-видимому, допустить принципиальную возможность формирования трех следующих основных типов метасоматических колоннок: высокотемпературных бескарбонатных, аналогичных установленным на Зыряновском и др. месторождениях; среднетемпературных, образовавшихся в условиях умеренных активностей уголекислоты и характеризующихся хлорит- и серицит-карбонатными парагенезисами (например, на Березовском и Новоберезовском месторождениях); и низкотемпературных, возникших при максимальной активности  $\Sigma\text{CO}_2$  и представленных поэтому главным образом мусковит-карбонатными минеральными ассоциациями, близкими по составу к типичным листовникам-березитам. Понятно, что в таких случаях состав карбоната и его количественные соотношения с кварцем и мусковитом в значительной степени определяются составом исходных пород.

Что касается вертикальной зональности описываемых пород, выражающейся в возрастании роли хлорита в метасоматических колонках верхних частей месторождений по сравнению с нижними горизонтами, то она связана, по мнению большинства исследователей, с явлением перетолжения соответствующих компонентов и, прежде всего, магния, поступающего в раствор в связи с интенсивной серицитизацией нижележащих толщ (Иванкин и др., 1961; Воробьев, 1960). К сказанному можно добавить, что, как показали проведенные расчеты, для интенсивной реализации процесса хлоритизации необходима, помимо значительной активности магния в растворе, довольно высокая его щелочность, которая на завершающих этапах гидротермального минералообразования может быть обусловлена флюидрационными явлениями.

## Г л а в а 7

### ГУМБЕИТИЗИРОВАННЫЕ И АЛЬБИТ-КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Гумбеиты и альбит-карбонатные породы относятся к числу недавно установленных, сравнительно редко встречающихся и поэтому слабо изученных типов гидротермально измененных околорудных пород. Первое описание, например, калишпат-карбонатных пород и обозначение их специальным термином «гумбеит» относится к началу пятидесятых годов (Коржинский, 1953). Но даже после открытия гумбеитов и доказательства их генетической самостоятельности исследователи уделяли этим породам довольно мало внимания. До сих пор еще сравнительно редко встречаются их геологические и петрографические описания, а данные, касающиеся детальных минералого-геохимических исследований этих образований, вообще отсутствуют. В Алтае-Саянской области известно в настоящее время только одно месторождение, околорудные изменения которого приближаются по своему составу к гумбеитам, — Урзарсайское вольфрамовое месторождение. Изучением его геологического строения и минералого-петрографического состава руд и околорудных гидротермально измененных пород занимались Ж. Д. Никольская (1958 и др.) и А. А. Оболенский. Благодаря любезности последнего автор получил коллекцию гидротермально измененных полевошпат-карбонатных пород этого месторождения. Естественно поэтому, что при описании его автор стремился к максимальному использованию геологических и петрографических материалов, содержащихся в работах Ж. Д. Никольской и А. А. Оболенского, а собственные усилия сконцентрировал на изучении некоторых минералогических особенностей этих пород и главным образом на физико-химических условиях их образования.

Более широко распространены и значительно лучше изучены патровые аналоги гумбеитов — альбит-карбонатные породы. В последние годы они наряду с бескарбонатными альбититами были детально описаны на примере некоторых гидротермальных месторождений (Ипсичьяна и др., 1963, и др.; Омельяшенко, 1966). Широко известны, кроме того, экспериментальные работы, посвященные изучению физико-химических особенностей процессов альбитизации и их моделированию (Иванов, 1961, 1962; Александров, 1963; Тугаришов, 1963; Тугаришов и др., 1963). В связи с тем, что метасоматиты альбит-карбонатного состава на месторождениях Алтае-Саянской области до сих пор не установлены, автору пришлось провести полевые работы на одном из месторождений сопредельного региона, сопровождаемого данным типом гидротермально измененных пород. Впоследствии этот сравнительно небольшой материал, обработанный в лабораторных условиях, послужил основой приведенной ниже минералого-петрографической характеристики альбит-карбонатных метасоматитов.

### Гумбеитизированные роговики

По данным Ж. Д. Никольской и А. А. Оболенского, Урзарсайское месторождение находится в районе, сложенном преимущественно флишными песчано-сланцевыми толщами кембро-ордовика и соприкасающимися с ними по разлому более молодыми эффузивно-осадочными образованиями яшветского яруса среднего девона, которые выполняют вытянутый вдоль разлома грабен (рис. 136). В рудном поле месторождения вмещающие его песчано-сланцевые отложения претерпели довольно интенсивные контактово-метасоматические изменения, выразившиеся в образовании различных по форме и размеру полей роговики и в той или иной степени скарпированных пород.

Формирование месторождения, по данным Ж. Д. Никольской и А. А. Оболенского, представляет собой довольно сложный процесс, начавшийся на ранее образовавшиеся контактово-измененные породы. С ним связывается образование кварцево-полевошпатово-карбонатных пород, приближающихся по своему составу к типичным гумбеитам, описанным Д. С. Коржинским (1953).

Метасоматиты данного типа, как, впрочем, и большинство описанных ранее, образуют, как правило, более или менее выдержанные по мощности околожильные оторочки вблизи рудоносных жил, а также слагают неправильной формы ореолы в участках пересечения таких жил или около гнездообразных рудных тел. Мощность оторочек и ореолов обычно невелика — до нескольких десятков сантиметров.

Не затронутые процессами собственно околорудных изменений, в той или иной степени ороговкованные песчаники и сланцы сложе-

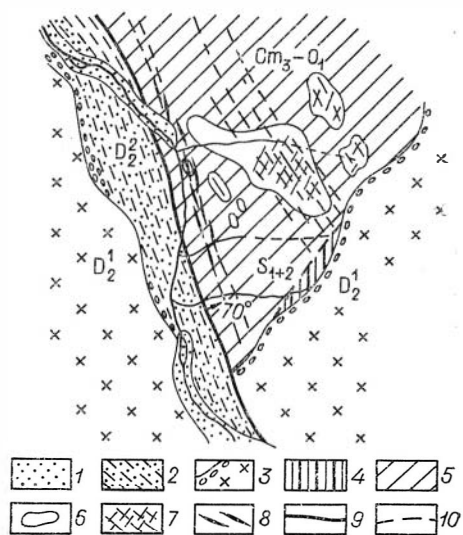


Рис. 136. Схема геологического строения Урзарсайского месторождения (по А. А. Оболенскому, 1960).

1 — четвертичные отложения; 2 — вулканогенно-осадочные отложения; 3 — кислые эффузивы и их туфы; 4 — песчаники, сланцы и известняки; 5 — ореолы контактово-метасоматически измененных пород; 6 — песчано-сланцевые отложения; 7 — рудоносный штокверк; 8 — зоны дробления с рудной минерализацией; 9 — линии разлома; 10 — мелкие оперяющие нарушения.

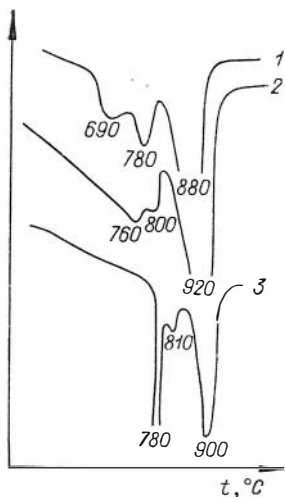


Рис. 137. Термограммы карбонатов Урзарского месторождения.

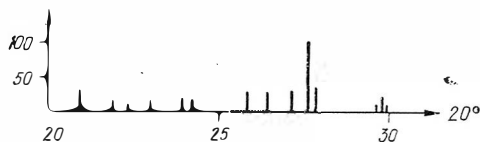


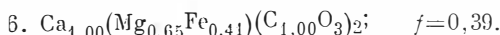
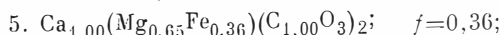
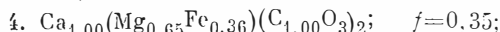
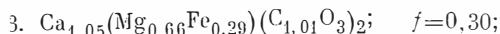
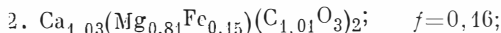
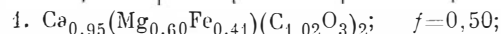
Рис. 138. Дифрактограмма полевошпатовой фракции Урзарского месторождения.

более основного плагиоклаза; турмалина в виде мелких (до 0,1 мм) иголок и несколько реже бочонковидных кристалликов; лейкокена, слагающего ватообразные скопления, которые замещают ильменит. Структура породы — гранобластовая или микророговиковая.

Гидротермальные изменения роговиков и ороговоженных пород выразились в основном в разложении подавляющей части темноватых минералов и замещении их полевыми шпатами и карбонатами. Полную перекристаллизацию испытал и второй главный породообразующий минерал неизмененных роговиков — кварц. Полевой шпат представлен двумя разновидностями: калиевым полевым шпатом и альбитом. Калиевый полевой шпат наблюдается в гумбентах в виде более или менее изометричных таблитчатых по форме зерен размером до 0,5 см. Иногда отмечается свойственное микроклину решетчатое угасание зерен. Альбит

Таблица 10  
Результаты химических анализов карбонатных фракций гумбентов (1—3) и альбит-карбонатных пород (4—6)

№ п/п	FeO	MgO	CaO	CO <sub>2</sub>	Σ
1	14,79	12,05	26,54	45,31	98,69
2	5,49	16,36	28,99	44,66	95,50
3	10,83	12,84	28,75	43,18	95,57
4	10,75	11,26	22,51	37,13	81,65
5	7,93	7,74	16,33	25,88	58,18
6	12,13	10,64	23,73	41,62	88,09



Примечание. Анализы проводились методом солянокислой вытяжки в ИГиГ СО АН СССР Л. А. Непениной.

также образует изометричные и таблитчатые, но в отличие от калиевого полевого шпата более мелкие по размеру зерна, выполняющие промежутки между образованиями калиевого полевого шпата и кварца. Судя по наблюдаемому в шлифах взаимоотношениям, альбит является более поздним по времени образования минералом сравнительно с калиевым полевым шпатом и кварцем. Количественные соотношения калиевого полевого шпата и альбита изменяются в весьма широких пределах вплоть до подавляющего преобладания второго минерала над первым, в связи с чем описываемые породы не во всех случаях могут быть отнесены к гумбентам в пол-

ном смысле этого слова. Карбонаты, слагающие сравнительно небольшие по размеру пидноморфные зерна, представлены, судя по данным, полученным при их окрашивании, и по оптическим константам, двумя разновидностями: анкеритом ( $N_o=1,685-1,690$ ;  $N_e=1,505-1,510$ ) и кальцитом ( $N_o=1,658$ ;  $N_e=1,486$ ), причем количество первого минерала в большинстве случаев резко преобладает над вторым. Кроме того, в измененных породах содержится в количествах нескольких процентов серпичит, лейкоксерп, флюорит и шеелит. Структура породы — менидогранобластовая.

Завершая краткую петрографическую характеристику гумбенитов Урзарсайского месторождения, необходимо отметить, что они в отличие от подавляющего большинства описанных выше типов метасоматитов лишены достаточно четко проявленных признаков горизонтальной и, тем более, вертикальной зональности. Изучение шлифов показало, что гумбениты, отобранные на различном расстоянии от зальбагда жилы, во всех случаях сложены упомянутыми выше главными породообразующими минералами и отличаются друг от друга только их количественными соотношениями, чего, конечно, недостаточно для выделения метасоматических зон. По существу, таким же минеральным составом характеризуются и рудопереносные прожилки, заключенные в оторочки гумбенитизированных роговиков, если, конечно, не считать рудных минералов.

Как можно видеть (рис. 137), кривые нагревания карбонатов, выделенных из гумбенитов характеризуются наличием трех эндотермических эффектов при температурах 690—780; 780—810 и 880—900° С, причем последний из них проявился наиболее интенсивно. Эти данные свидетельствуют о том, что

Таблица 11

Результаты химических анализов гумбенитизированных и альбитизированных пород

№ п/п	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	Ш. п. п.	Σ	CO <sub>2</sub>
1	Измененный кварцево-хлоритовый сланец	48,54	2,47	14,90	5,59	11,59	0,07	7,32	1,61	1,09	1,91	0,91	4,88	100,88	0,10
2	Слабо гумбенитизированный сланец	48,64	2,63	15,30	4,61	9,88	0,14	7,36	3,29	0,51	2,31	0,21	5,38	100,26	0,58
3	Сильно гумбенитизированный сланец	43,78	1,93	13,43	3,36	8,86	0,41	6,14	5,12	2,11	3,41	0,18	11,87	100,30	11,60
4	Измененный диабаз	43,00	2,64	14,10	3,65	9,14	0,22	7,40	6,70	3,44	1,74	—	7,54	99,27	2,03
5	Слабо измененный диабаз	50,50	2,02	19,20	2,57	8,41	0,70	3,10	1,50	6,00	1,60	—	4,14	99,74	0,53
6	То же	53,50	1,14	14,30	1,09	7,40	0,10	3,10	4,10	6,78	0,58	—	8,06	100,15	5,67
7	Сильно измененный диабаз	48,00	0,86	13,90	0,30	5,95	0,24	3,70	7,00	6,70	0,14	—	13,20	99,99	12,94
8	То же	50,00	1,08	14,30	0,22	6,24	0,16	3,10	5,60	6,98	0,43	—	12,33	100,44	10,80
9	Измененный эффузив кислого состава	73,00	0,30	10,00	0,56	2,47	0,16	1,45	3,00	3,96	0,24	—	4,76	99,90	3,74
10	Слабо альбитизированный эффузив кислого состава	71,00	0,59	10,30	0,35	4,06	0,15	2,19	2,20	4,62	0,18	—	4,60	100,24	3,64
11	Сильно альбитизированный эффузив кислого состава	55,50	0,80	14,00	1,12	7,69	0,28	3,00	4,13	5,50	0,16	—	7,42	99,60	5,35
12	То же	59,00	0,52	14,60	0,65	5,37	0,12	2,30	2,10	6,90	0,16	—	8,56	100,28	6,95

Примечание. Анализы 1—3 выполнены в ИГиГ СО АН СССР Л. А. Непенной. А. А. Обленского (1963); 4—12 выполнены в ИГиГ СО АН СССР Л. А. Непенной.

карбонатные фракции проанализированных проб состоят из двух минералов: анкерита и кальцита. Данные химических анализов маггнезиально-железистых карбонатов (табл. 10, 1—3), выделенных из прожилков, окаймленных гумбейтизированными роговиками, подтвердили, что они по своему составу приближаются к анкериту. Результаты рентгеноструктурных исследований нескольких образцов полевых шпатов, входящих в состав рудоносных прожилков и окаймляющих их гумбейтизированных пород, представлены на рис. 138. Анализы проводились в ИГиГ СО АН СССР на дифрактометре УРС—50 ИМ в области отражений по  $2\theta$  10—30°, достаточно полно, как известно, характеризующих полевые шпаты различного состава. Из приведенной диаграммы следует, что проанализированные образцы состоят из двух полевых шпатов: альбита и микроклина, которые, судя по соотношениям интенсивностей соответствующих рефлексов, находятся в смеси в различных количественных соотношениях.

Сопоставление химических анализов свежих и гумбейтизированных роговиков, заимствованных из работы А. А. Оболенского (1960) (табл. 11, рис. 139), свидетельствует о том, что процесс гумбейтизации роговиков сопровождался выносом кремнезема и в меньшей степени железа, магния и алюминия, в то время, как щелочи, кальций и в особенности углекислота привносились в породу в более или менее эквивалентном количестве. Отмеченные особенности поведения главнейших порообразующих компонентов обусловлены, как следует из данных минералого-петрографических наблюдений, замещением исходных минералов роговиков и в особенности биотита карбонатом, калиевым полевым шпатом и в ряде случаев — альбитом. Таким образом, некоторые разновидности описанных метасоматитов приближаются по своему составу к типичным гумбейтам, которые представляют собой весьма своеобразные породы, возникающие в условиях максимально возможной щелочности среды и поэтому имеющие особое значение для выявления физико-химических условий процесса гидротермального минералообразования.

Рис. 139. Перемещение вещества в процессе образования гумбейтов Ур-зарсайского месторождения.

своему составу к типичным гумбейтам, которые представляют собой весьма своеобразные породы, возникающие в условиях максимально возможной щелочности среды и поэтому имеющие особое значение для выявления физико-химических условий процесса гидротермального минералообразования.

## Альбит-карбонатные породы

Альбит-карбонатные метасоматиты изучались на примере одного из районов, сопредельных Алтае-Саянской области. Преобладающее развитие здесь получили вулканогенно-осадочные образования ордовика, а также кислые эффузивы и их туфы, условно относимые к силуру—нижнему девону. Эти породы перекрываются красноцветными терригенными отложениями среднего—верхнего девона. Кислые эффузивы выполняют довольно крупный вулканогенно-тектонический прогиб, простирающийся в широтном направлении на несколько десятков километров при ширине около 10 км. Вулканогенно-осадочные породы прорваны довольно многочисленными и широко распространенными интрузиями гранитов, гранодиоритов, диоритов, а также малыми интрузиями основных, средних и кислых пород субвулканического облика. Месторождение представлено серией сопряженных крутонадающих жил и рудоносных зон брекчирования и дробления, локализующихся на некоторых участках прогиба. Так же, как и в рассмотренных ранее случаях, рудоносные жилы и зоны брекчирования и дробления сопровождаются ореолом гидротермально измененных пород, мощность которых изменяется от не-



скольких до первых десятков метров (рис. 140) и находится в зависимости от размеров жил, а иногда от их рудоносности. Прослежены некоторые особенности проявления процесса альбит-карбонатных преобразований по двум различным по составу разновидностям исходных пород: породам основного состава, представленным диабазами, которые слагают в пределах месторождения довольно многочисленные малые пегматиты, и по вмещающим их эффузивам кислого состава.

### АЛЬБИТ-КАРБОНАТНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД ОСНОВНОГО СОСТАВА

Не затронутые процессами окolorудных изменений диабазовые порфириды, расположенные на значительном удалении от рудоносных жил и зон брекчирования, весьма близки по минеральному составу и текстурно-структурным особенностям, подобным породам, описанным в предыдущих главах. Они состоят главным образом из двух минералов: плагиоклаза и хлорита, а также содержащихся в подчиненных количествах серицита, карбоната (соответствующего по составу кальциту) и титаномагнетита. Плагиоклаз встречается в виде двух морфологических разновидностей, первая из которых представлена крупными (до нескольких миллиметров) кристаллами, составляющими порфировые выделения, а вторая наблюдается в форме более мелких короткопризматических зерен, слагающих, наряду с хлоритом, основную ткань породы. Плагиоклаз, первичный состав которого соответствует № 30-40, во многих случаях альбитизирован и серицитизирован. Хлорит, развивающийся почти исключительно по первичным темноцветным минералам, представленным, по-видимому, в основном пироксеном, образует неправильные по форме скопления, состоящие из тонкочешуйчатых и тонковолокнистых агрегатов этого минерала. Карбонат встречается, как правило, в виде тонких прожилков, пересекающих нередко зерна плагиоклаза и скопления хлорита и являющихся таким образом более поздними по времени образования по сравнению с этими минералами. Титаномагнетит наблюдается в виде сравнительно небольших по размеру пидоморфных зерен, более или менее равномерно рассеянных в породе. Структура породы — порфировая.

В гидротермально измененных диабазовых порфиридах, слагающих околосильные ореолы вблизи рудоносных жил и зон брекчирования и дробления, можно выделить три метасоматические зоны: внешнюю, среднюю и внутреннюю.

Внешняя зона — сравнительно слабо измененных пород — характеризуется максимальной мощностью, достигающей нескольких десятков метров. Породы ее сложены альбитом, хлоритом, серицитом и второстепенными минералами, представленными кальцитом, титаномагнетитом и пиритом. Альбит развивается по первичным плагиоклазам и, как правило, наследует формы и размеры кристаллов, свойственные этим минералам в неизмененных порфиридах. Хлорит, замещающий первичные темноцветные минералы, встречается в формах, упомянутых выше. Состав хлорита, судя по оптическим свойствам ( $N_m = 1,615$ ), соответствует железо-магнезиальной разновидности этого минерала. Серицит, количество которого невелико, встречается в виде мелких чешуек, замещающих как

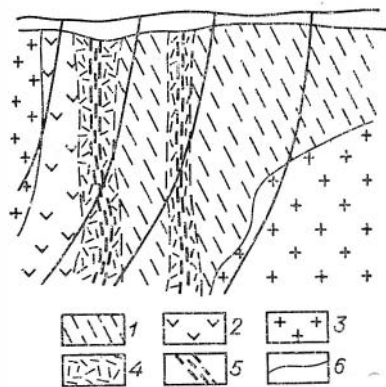


Рис. 140. Расположение типично альбитизированных пород одного из месторождений (М 1 : 10 000).

1 — эффузивно-осадочные породы; 2 — граниты; 3 — порфириды; 4 — гидротермально измененные породы; 5 — зона расщепления; 6 — липии контактов.

первичные плагиоклазы, так и темнокветные минералы. Пирит и лейкоксен наблюдаются обычно в виде небольших неправильной формы скопленний, более или менее равномерно рассеянных в массе породы, а кальцит образует, как правило, тонкие прожилки, являющиеся более поздними по времени образования по отношению к перечисленным минералам.

Породы средней зоны, в отличие от только что рассмотренных, состоят главным образом из трех минералов: альбита, анкерита и кварца, в то время как темнокветные алюмосиликатные минералы отсутствуют. Второстепенные минералы представлены кальцитом, пиритом, лейкоксом и глинистыми минералами. Альбит в породах зоны встречается в количестве и морфологических формах, близких рассмотренным ранее. Анкерит ( $N_0=1,685-1,690$ ;  $N_e=1,505-1,510$ ), составляющий от 15 до 30% породы, образует небольшие по размеру и различные по форме зерна, выстилающие пространство между краешками альбита. На отдельных участках встречаются, кроме того, довольно значительные по площади (до нескольких квадратных миллиметров) скопления данного минерала, характеризующиеся обычно извилистыми очертаниями. Кварц находится чаще всего в виде небольших по размеру (до 0,01—0,02 мм) зерен, либо локализующихся в мономинеральные прожилкообразные по форме агрегаты, либо располагающихся совместно с карбонатом в межзерновых пространствах краешников альбита. Глинистые минералы образуют мелкочешуйчатые агрегаты, составляющие на отдельных участках породы 5—10% ее объема. Состав этих минералов, судя по предварительным данным, соответствует обычно каолиниту и значительно реже гидрослюде. Кальцит, пирит и лейкоксен встречаются в формах, близких к отмеченным выше.

Наконец, породы внутренней зоны отличаются от предыдущих довольно резким уменьшением в их составе карбоната, вплоть до полного его исчезновения при более или менее пропорциональном увеличении количества альбита, и в меньшей степени кварца. В составе пород возрастает количество глинистых минералов, которые в форме отмеченных выше мелкочешуйчатых агрегатов занимают здесь до 10—15% площади шлифа. Из числа второстепенных минералов содержатся кальцит, пирит и лейкоксен, формы проявления которых в целом близки описанным выше.

Результаты рентгеноструктурных исследований нескольких образцов альбита, являющегося, как следует из приведенного петрографического описания, главнейшей составной частью всех трех зон рассматриваемых пород, приведены на рис. 141, 1—3. Исследование проводилось на дифрактометре УРС—50 в ИГиГ СО АН СССР. Из диаграммы видно, что все исследованные альбиты как по интенсивности основных рефлексов, так и по их расположению на дифрактограммах практически полностью соответствуют эталонной разновидности этого минерала и не содержат уловимых данным методом примесей других полевых шпатов. Результаты рентгеноструктурного анализа подтверждаются данными химического определения щелочей и кальция в одном из образцов альбита, согласно которым в нем содержится 10,40%  $\text{Na}_2\text{O}$  и всего 0,43 —  $\text{K}_2\text{O}$  и 0,16 —  $\text{CaO}^*$ . Результаты термических и химических анализов карбонатных фракций рассматриваемых пород приведены на рис. 142 и в табл. 10, 4—6. На термограммах отчетливо проявлены два эндотермических эффекта при температурах 810—820 и 870—890° С, свойственных доломиту. Данные химических анализов и результаты их пересчета указывают, однако, на то, что исследованные карбонаты содержат значительные количества двухвалентного железа (от 7,93 до 11,26%), превышающие верхний предел, допустимый для доломита. Таким образом, эти данные в совокупности с результатами оптических исследований позволяют считать, что

\* Анализ выполнен в ИГиГ СО АН СССР Л. А. Неленой.

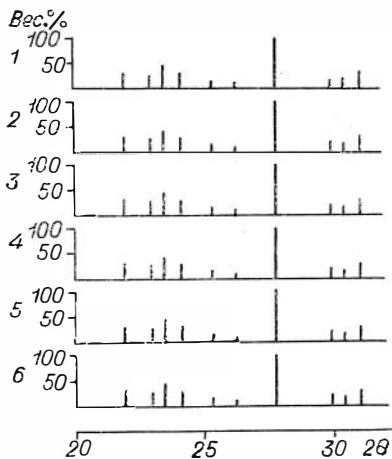


Рис. 141. Дифрактограммы альбитов из гидротермально измененных пород.

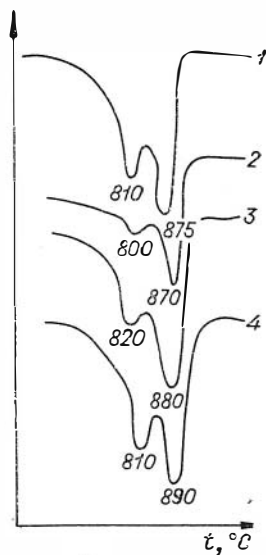


Рис. 142. Термограммы карбонатов из гидротермально измененных порфириров.

карбонаты, входящие в состав измененных диабазовых порфириров, следует отнести к анкеритам. Что касается некоторых расхождений между результатами химических и оптических исследований, с одной стороны, и данными термических анализов — с другой, то они объясняются, по-видимому, погрешностями последних, поскольку присутствие в карбонатных фракциях примесей других минералов может, как известно, привести к существенным искажениям кривых нагрева, выражающимся прежде всего в ослаблении и даже полном исчезновении недостаточно интенсивных термических эффектов, в данном случае — эффектов, обусловленных диссоциацией железистой составляющей анкеритов. Сопоставление химических анализов свежих и в различной степени измененных диабазовых порфириров (см. табл. 11, рис. 143) свидетельствует о том, что в процессе преобразования этих пород наблюдается некоторое накопление углекислоты и натрия и вынос более или менее эквивалентных количеств железа и магния при относительно постоянных количествах алюминия и кремнезема. Как нетрудно заметить, эти особенности поведения главнейших породообразующих компонентов рассматриваемых пород не противоречат результатам их петрографических исследований.

При сравнении особенностей описанной горизонтальной метасоматической зональности с подобными колонками, приведенными в работе Б. И. Омеляненко (1966<sub>2</sub>) и других исследователей, можно заметить, что во внешних частях они обнаруживают полное совпадение минерального и химического состава. Некоторые различия отмечаются только во внут-

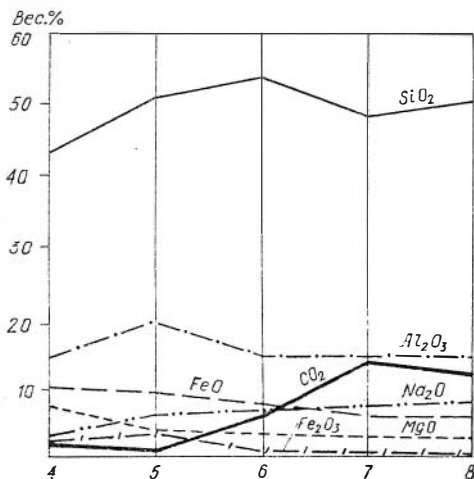


Рис. 143. Перемещение вещества в процессе образования альбит-карбонатных пород по порфирирам.

ренных зонах этих колонок и заключаются в отсутствии в рассматриваемом случае кварцево-альбитовых и мономинеральных кварцевых зон. Эти различия нельзя, по-видимому, считать принципиальными, поскольку образования кварцево-альбитового состава встречаются на отдельных, вероятно, наиболее проницаемых для растворов участках рассматриваемых пород, а мономинеральные метасоматиты, состоящие из кварца, также иногда наблюдаются в виде оторочек мощностью в несколько сантиметров непосредственно в зальбандах. Таким образом, в данном случае, как и в большинстве рассмотренных ранее, в метасоматических колонках устанавливаются, с одной стороны, уменьшение числа минералов в зонах по мере удаления их от неизменных пород, а с другой — возрастание в том же направлении «кислотности» условий минералообразования, что, в частности, подтверждается сменой альбит-карбонатных парагенезисов, получивших преимущественное развитие во внешней зоне, альбитом и в особенности кварцем и глинистыми минералами, входящими в состав внутренней зоны колонки. Иначе говоря, описанную метасоматическую колонку можно, по-видимому, рассматривать как продукт диффузионного взаимодействия порфиристов с единой порцией гидротермальных растворов повышенной кислотности, которые во внешних зонах приобрели щелочной характер.

### АЛЬБИТ-КАРБОНАТНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД КИСЛОГО СОСТАВА

Породы кислого состава представлены в пределах рудного поля месторождения главным образом риолито-дацитовыми порфирами. Порфириновые вкрапленники сложены обычно плагиоклазом, образующим довольно крупные (до 0,5—1 мм) зерна таблитчатой, прямоугольной или неправильной формы. Состав плагиоклаза, судя по углу угасания, соответствует олигоклазу. Основная масса породы сложена плагиоклазом, а также калиевым полевым шпатом и кварцем. Образования основной массы породы состоят, естественно, из более мелких (до 0,01 мм), различных по форме зерен, заполняющих пространство между вкрапленниками плагиоклаза. Темноцветные минералы представлены хлоритом магнетитно-железистого состава, количество которого не превышает нескольких процентов. Описываемые породы содержат, кроме того, существенные количества карбоната, соответствующего по составу кальциту ( $N_o=1,658$ ;  $N_e=1,486$ ). Из числа второстепенных минералов, встречающихся в породе спорадически, упомянем серицит, лейкоксен и шприт. Структура породы — фельзитовая.

Измененные процессами гидротермальных преобразований риолито-дацитовые порфиры наблюдаются вблизи рудоносных жил и зон дробления и брекчирования, образуя вокруг них более или менее симметричные ореолы мощностью до 10 м, а иногда и более. В их строении выделяется не менее двух метасоматических зон.

Гидротермальные преобразования в породах внешней зоны, характеризующейся значительной мощностью порядка 8—10 м, сводятся к параллельному развитию двух процессов: альбитизации калиевого полевого шпата и олигоклаза и карбонатизации темноцветных минералов. В результате порода оказывается сложеной главным образом тремя минералами — альбитом, кварцем и карбонатом. Альбит замещает как олигоклаз вкрапленников, так и полевошпатовую составляющую основной массы породы с унаследованием в большинстве случаев морфологических особенностей первичных минералов. Иногда, кроме того, встречаются прожилки и прожилкообразные скопления этого минерала, более поздние по времени образования сравнительно с основной массой породы. Карбонат, представленный, судя по оптическим данным ( $N_o=1,658$ ;  $N_e=1,486$  и  $N_o=1,690$ ;  $N_e=1,510$ ) и результатам окрашивания, двумя минералами — кальцитом и анкеритом, слагает сравнительно небольшие по раз-

меру (0,01—0,05 мм) зерна, замещающие темноцветные минералы породы и значительно реже развивающиеся по идагиноклазу. Морфологические особенности кварца в целом соответствуют описанным выше. Помимо этих трех главных породообразующих минералов в рассматриваемой зоне встречаются также отдельные чешуйки серпичита, ватообразные скопления лейкоксена и тонкораспыленные образования гематита, обеспечивающего красноватые тона окраски породы.

Породы внутренней зоны отличаются от только что рассмотренных еще более широким развитием процесса альбитизации, охватывающего в данном случае не только ее полевошпатовую составляющую, но и распространяющегося на некоторую часть образований кварца, в результате чего количество этого минерала понижается на отдельных участках до 10—15%. Соответственно возрастает количество магнезиально-железистого карбоната типа анкерита, который здесь, помимо псевдоморфоз по темноцветным минералам, образует на отдельных участках прожилки и неправильной формы скопления. Третье различие упомянутых метасоматических зон заключается в появлении в последнем случае значительного количества глинистых минералов, нередко до 10—15%. Глинистые минералы, представленные главным образом гидрослюдой (судя по данным предварительных исследований), образуют бесцветные тонкочешуйчатые агрегаты, развивающиеся, в основном, по полевым шпатам. Следует отметить также, что вдоль отдельных жил и тектонически ослабленных участков отмечается образование незначительных по мощности прерывистых зон, состоящих из альбита и кварца, глинистых минералов и кварца или даже только кварца, которые в случае их сколько-нибудь значительного площадного распространения можно было бы выделить в качестве самостоятельных зон.

Результаты рентгеноструктурных анализов альбитов показали, что они практически не отличаются от эталонной разновидности этого минерала и не содержат ощутимых примесей других кристаллических фаз (см. рис. 141). Изменение химического состава описываемых пород в процессе их преобразования отражено на рис. 144.

Таким образом, в данном случае (как, впрочем, и в рассмотренных ранее) минеральный состав исходных пород оказывает заметное влияние на строение метасоматических колонок и состав их отдельных зон. Это влияние, наиболее заметно проявившееся во внешних зонах, выражается в сопоставляемых колонках в различных количественных соотношениях главнейших породообразующих минералов: кварца, альбита и карбоната и в меньшей мере в составе последнего. При этом, естественно, метасоматические колонки, образующиеся по породам кислого состава, характеризуются по сравнению с метасоматитами, развивающимися по основным породам, несколько большим содержанием кварца при соответственно пониженных количествах альбита и карбоната. Вместе с тем обе метасоматические колонки, как и большинство рассмотренных ранее, в целом характеризуются уменьшением числа минералов в зонах по мере удаления их от неизмененных пород и возрастанием в том же направлении «кислотности» условий минералообразования. Отмеченные особенности позволяют считать эти колонки типичным про-

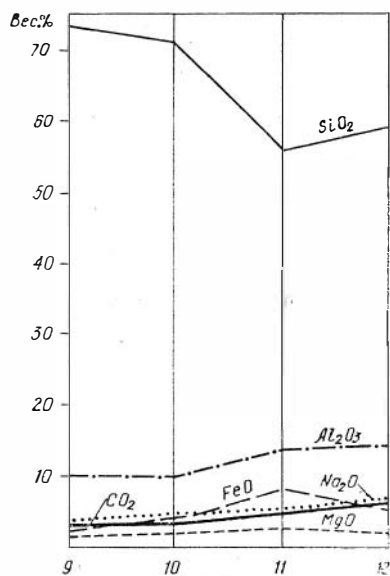
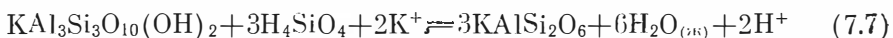
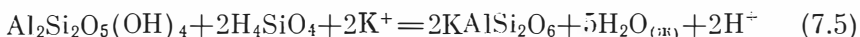
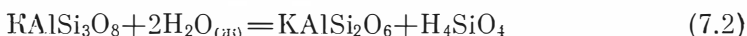
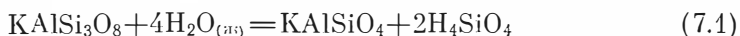


Рис. 144. Перемещение вещества в процессе образования альбитизированных пород по диффузионным зонам кислого состава.

дуктом диффузионного взаимодействия единой порции сравнительно кислых исходных гидротермальных растворов с вмещающими породами, которые при удалении от подводящих каналов в значительной мере нейтрализовались, по-видимому, в результате взаимодействия с вмещающими породами или по каким-либо иным причинам.

## ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ГУМБИТОВ И АЛЬБИТ-КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

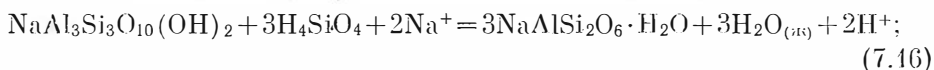
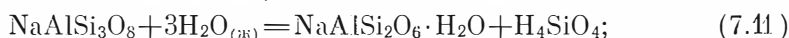
Прежде чем приступить к оценке физико-химических параметров образования калишпат-карбонатных и альбит-карбонатных парагенезисов необходимо остановиться на некоторых закономерностях минералообразования в бескарбонатных системах  $K_2O-SiO_2-Al_2O_3-H_2O$  и  $Na_2O-SiO_2-Al_2O_3-H_2O$ , охватывающих безводные и содержащие гидроксильную группу соответственно натриевые и калиевые алюмосиликаты. В связи с тем, что значительная часть реакций, проходящих в рамках упомянутых систем с участием каолинита, гиббсита, мусковита, парагонита, калиевого полевого шпата и альбита, рассмотрена ранее при описании гидротермально аргиллизированных пород, в данном случае можно ограничиться анализом дополнительных фазовых равновесий, характеризующих условия образования лейцитита, калсилита, нефелина и анальцима. Поскольку упомянутые фазы отличаются друг от друга, прежде всего по степени насыщенности кремнеземом (а некоторые из них, в частности калиевый полевой шпат, лейцит и калсилит и соответственно альбит, анальцит и нефелин, исключительно по этому признаку), представляется целесообразным ввести в реакции их взаимодействия кремнекислоту, а результаты расчетов выразить, как неоднократно предпринималось ранее, в координатах  $[\Sigma SiO_2] - pH$ . С учетом изложенных замечаний некоторые дополнительные реакции в системе  $K_2O-SiO_2-Al_2O_3-H_2O$  описываются следующим образом:



Равновесные кривые приведенных реакций нанесены в виде штриховых линий на диаграмму (рис. 145) в координатах  $[\Sigma SiO_2] - pH$ , характеризующую в стандартных условиях взаимоотношения между гиббситом, каолинитом, мусковитом и калиевым полевым шпатом. Из диаграммы следует, что лейцитит и каолинит при принятых ограничениях метастабильны. Доказательство метастабильности лейцитита вытекает из сопоставления линий равновесия реакций (7.3), (7.5), (7.7), согласно которым этот минерал должен быть устойчивым в области повышенных значений  $\Sigma SiO_2$ , в то время как результаты расчета реакции (7.2) указывают на стабильность в таких условиях не лейцитита, а калиевого полевого шпата. Калсилит по результатам расчета реакции (7.8) устойчив в области активностей  $\Sigma SiO_2 > 10^{-1}$ , что, однако, противоречит положе-

нию линий равновесия реакций (7.1) и (7.3). Более того, как показали результаты расчёта реакции (7.4), калсилит вообще неустойчив при значениях pH менее 13,7, т. е. практически во всем возможном интервале кислотности — щелочности природных минералообразующих гидротермальных растворов. Таким образом, в стандартных и, по-видимому, в сравнительно низкотемпературных гидротермальных условиях лейцит и калсилит метастабильны.

Аналогичные реакции нетрудно в системе  $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  — представить



Результаты их расчета, так же как и в предыдущем случае, нанесены на диаграмму (рис. 146), из которой следует, что апальцит и нефелин, как и лейцит и калсилит, неустойчивы в стандартных и, вероятно, низкотемпературных гидротермальных условиях. Таким образом, проведенные расчеты указывают на то, что в стандартных и, вероятно, низкотемпературных гидротермальных условиях недосыщенные кремнеземом калиевые и натриевые алюмосиликаты — лейцит, калсилит, апальцит и нефелин — метастабильны, и позволяют исключить реакции с их участием из дальнейших расчетов.

По-видимому, маловероятна также возможность образования в подобных условиях гиббсита, поскольку этот минерал находится в равновесии с растворами, резко недосыщенными кремнеземом ( $[\Sigma\text{SiO}_2] \leq 10^{-5.0}$ ).

Экспериментальные данные, касающиеся условий образования калсилита и содалита, в интервале гидротермальных температур, содержится в работе О'Нила (1950). В результате обработки альбита и лабрадора растворами  $\text{K}_2\text{S}$ , а также  $\text{KOH}$  и  $\text{NaOH}$  различной концентрации при температурах от 250 до 400° С; автору удалось синтезировать, с одной стороны,

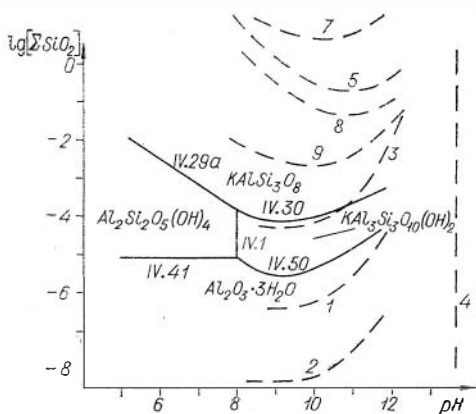


Рис. 145. Некоторые фазовые соотношения в системе  $\text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  в стандартных условиях.  $[\text{K}^+] = 10^{-3}$ .

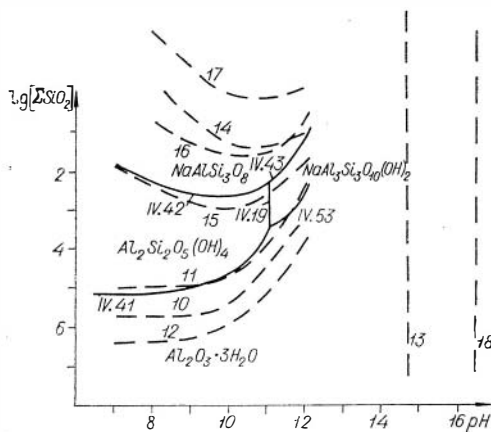
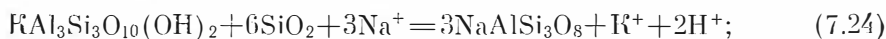
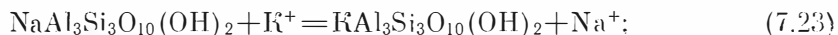
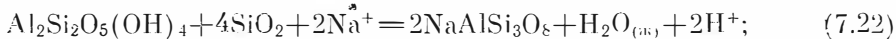
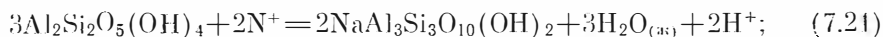
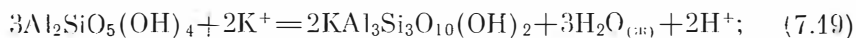


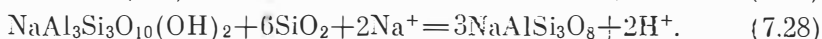
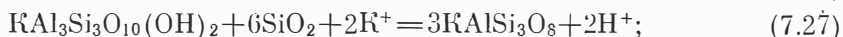
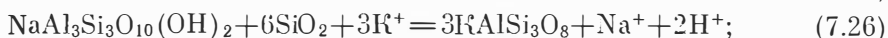
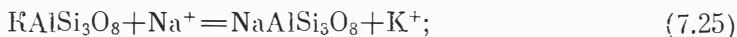
Рис. 146. Некоторые фазовые соотношения в системе  $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  в стандартных условиях.  $[\text{Na}^+] = 10^{-3}$ .

пиррофиллит, мусковит, калиевый полевой шпат и калсилит, а с другой — альбит и содалит соответственно в калиевых и натриевых растворах. При этом установлено, что калсилит и содалит кристаллизовались в условиях максимальной щелочности таких растворов и в особенности при избытке глинозема, в то время как в менее щелочной обстановке возникали обычно полевые шпаты, а в слабощелочной и нейтральной — мусковит и пиррофиллит. Автор указывает, кроме того, на возможность образования в сильнощелочных натриевых растворах также нефелина и анальцима. Последующие более детальные экспериментальные исследования щелочного метасоматоза (Иванов, 1961; 1962; Александров, 1963; Тугаринов и др., 1963) показали, что при обработке пород различного состава растворами  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  и  $\text{NaCl}$  в нейтральных и щелочных условиях помимо альбита нередко образуются эгипсин и щелочные амфиболы. Установлено, что образование указанных минералов в гидротермальных условиях контролируется несколькими параметрами: составом исходной породы и раствора, его кислотностью — щелочностью, температурой, давлением и пр. В частности показано, что оптимальные условия для процесса альбитизации создавались в случаях обработки исходных пород кварцево-сланцевого состава содовыми растворами 0,25—1,25 *N* концентрации в температурном интервале от 300—500° С и давлении до 4000° атм, в то время как снижение температуры при прочих равных условиях стимулирует процесс образования альбит-карбонатных парагенезисов. Удалось установить, кроме того, что образование некоторых недосыщенных кремнеземом алюмосиликатов, в частности нефелина, происходит только в тех случаях, когда концентрация  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  в растворе превышала 1,5 *N*. Таким образом, хотя упомянутые эксперименты носят в основном качественный характер, они указывают на принципиальную возможность развития процессов щелочного метасоматоза в условиях природного гидротермального минералообразования. Что касается калсилита, содалита, анальцима и нефелина, то по поводу возможности образования этих минералов в гидротермальных условиях получены противоречивые данные. Согласно проведенным термодинамическим расчетам, образование этих минералов при принятых ограничениях вообще невозможно, поскольку они оказались метастабильными. Результаты экспериментальных исследований свидетельствуют о принципиальной возможности кристаллизации анальцима, нефелина, калсилита и лейцитита из сильно щелочных концентрированных гидротермальных растворов. Следует отметить, что наличие в природе таких растворов, резко недосыщенных кремнеземом и содержащих 0,5—1,5 *N*  $\text{NaOH}$ ,  $\text{K}_2\text{S}$  или  $\text{KCl}$ , т. е., по существу, разбавленных щелочей, представляется сомнительным. Таким образом, приведенные расчетные и экспериментальные данные, несмотря на затруднительность их прямого сопоставления и некоторые противоречия, дают известные основания для вывода о том, что образование анальцима, лейцитита и в особенности нефелина и калсилита в условиях природных гидротермальных систем может быть реализовано только в исключительных случаях.

Учитывая приведенные замечания, описание более сложной бескарбонатной системы  $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$  можно ограничить следующими реакциями:







Результаты расчета приведенных реакций представлены на рис. 147—149 в виде трех сечений трехмерной диаграммы в координатах  $[Na^+]$ — $[K^+]$ — $pH$  при значениях кислотности—щелочности раствора, равных 6,0; 8,0 и 10,0. Из полученных диаграмм следует, что данная

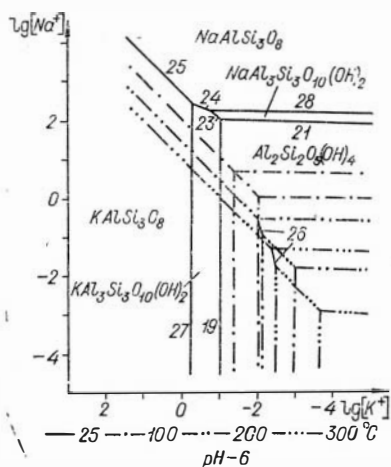


Рис. 147. Некоторые фазовые соотношения в системе  $K_2O - Na_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$  в стандартных и гидротермальных условиях.  $pH=6,0$ .

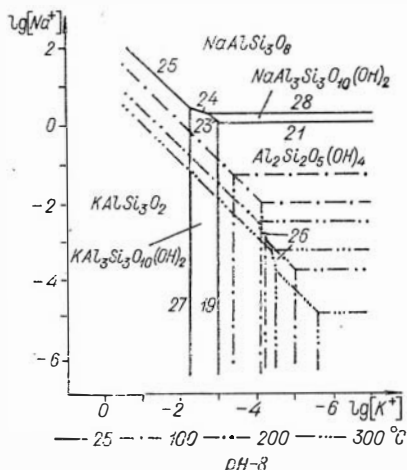


Рис. 148. Некоторые фазовые соотношения в системе  $K_2O - Na_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$  в стандартных и гидротермальных условиях.  $pH=8,0$ .

система характеризуется наличием пяти полей устойчивости, соответствующих каолиниту, мусковиту, парагониту, калиевому полевому шпату и альбиту. Поле каолинита, занимающее правый нижний угол рассматриваемых диаграмм, располагается в области небольших значений  $[Na^+]$  и  $[K^+]$ , причем возрастание  $pH$  раствора от 6,0 до 10,0 приводит к заметному уменьшению равновесных активностей этих компонентов, например в стандартных условиях, от  $10^{-1,0}$  до  $10^{-5,0}$  для калий-ионов и от  $10^{+2,1}$  до  $10^{-1,9}$  для натрий-ионов. Возрастание активностей калия и натрия при фиксированном значении  $pH$  раствора влечет за собой вначале реализацию реакций (7.19) и (7.24), сопровождаемых образованием мусковита и парагонита, а затем реакций (7.27) и (7.28), вызывающих образование соответственно калиевого полевого шпата и альбита.

Увеличение температуры при постоянном значении  $pH$  приводит в целом к уменьшению абсолютных значений активностей калий-ионов, необходимых для протекания реакций замещения каолинита мусковитом (7.19) и мусковита калиевым полевым шпатом (7.27),

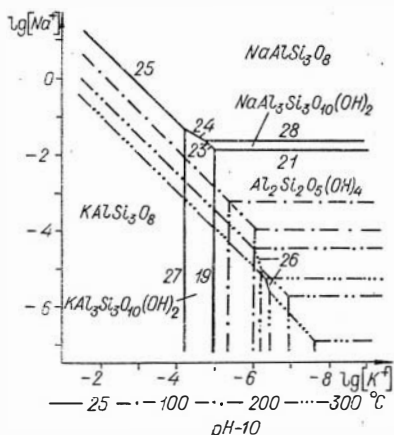


Рис. 149. Некоторые фазовые соотношения в системе  $K_2O - Na_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$  в стандартных и гидротермальных условиях.  $pH=10,0$ .

а также соответственно к падению равновесных активностей понов натрия для реакций (7.21) и (7.28).

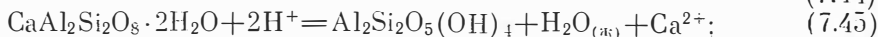
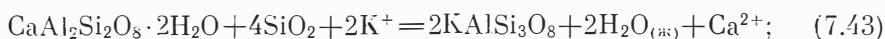
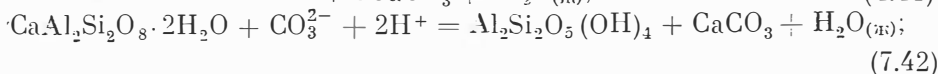
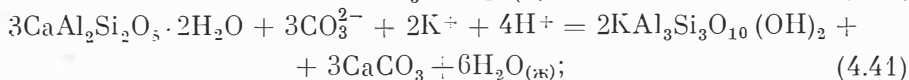
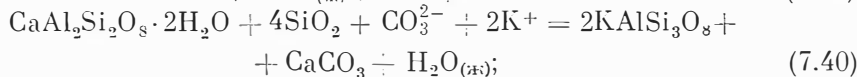
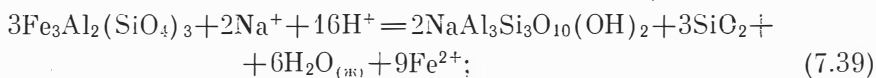
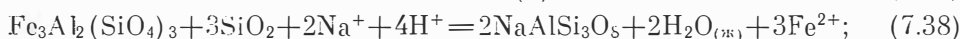
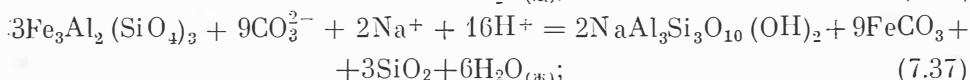
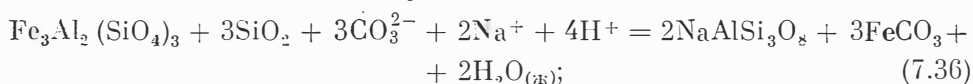
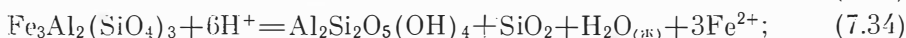
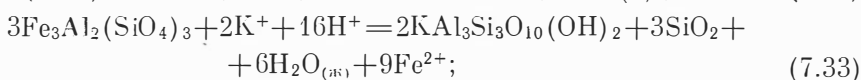
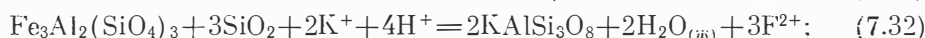
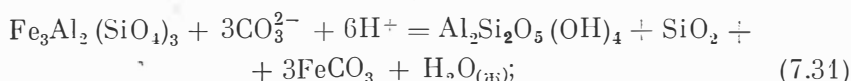
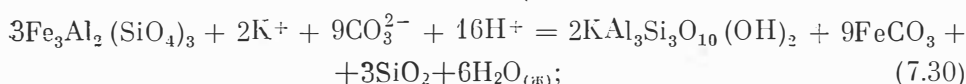
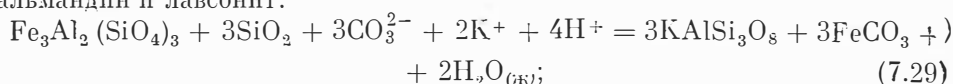
Вместе с тем реализация реакций типа (7.23) и (7.25) непосредственно не зависит от pH раствора и определяется, по существу, единственным параметром — отношениями  $\text{Na}^+/\text{K}^+$ , равновесные значения которых в стандартных условиях характеризуются, согласно расчетным данным, весьма значительными величинами, составляющими соответственно  $\sim 1000$  и  $\sim 710$ . Повышение температуры приводит к довольно резкому уменьшению этих отношений, равных для реакции (7.23) при  $T=100, 200$  и  $300^\circ\text{C}$  соответственно  $\sim 100, \sim 14$ , и  $\sim 5$ , а для реакции (7.25) при тех же температурах  $\sim 126, \sim 28$  и  $\sim 10$ .

В последнее время некоторый материал, касающийся величины  $\text{Na}^+/\text{K}^+$  в природных и искусственных гидротермальных условиях, получен при изучении современных гидротермальных систем и в результате специальных экспериментальных исследований. Согласно данным Эллиса (1970), отношение натрия к калию в современных гидротермальных растворах изменяется в пределах от 3,9 до 110, причем максимальные значения этого параметра установлены в наиболее низкотемпературных гидротермах, в то время как его минимальные величины оказываются свойственными наиболее высокотемпературным термальным водам. В результате экспериментальных исследований этого же исследователя (Эллис, 1970) установлено, что в равновесии с базальтами при давлении 200 атм находится раствор с отношением натрия к калию, равным при температуре  $500^\circ\text{C}$  4,2, а при  $400^\circ\text{C}$  — 5,8. Если вместо базальта в соотношении с раствором при  $t=400$  и  $600^\circ\text{C}$  находится андезит, то равновесное соотношение  $\text{Na}^+/\text{K}^+$  при давлении 2000 атм составляет соответственно 5,0 и 8,2. В случае обработки риолита водой при температурах  $600\text{--}250^\circ\text{C}$  равновесное отношение  $\text{Na}^+/\text{K}^+$  при давлении 1500 атм соответственно возрастает от 3,5 до 10—15. Экспериментальные исследования Орвилла (Orville, 1963) показали, что при температуре  $675^\circ\text{C}$  и давлении 2000 атм в равновесии с калиевым полевым шпатом и альбитом находятся растворы с отношением натрий-иона — к калий-иону, равном 2,8, в то время как последовательное понижение температуры до 600, 500 и  $400^\circ\text{C}$  влечет за собой при прочих равных условиях соответствующее возрастание этого отношения до 3,4; 4,4 и 5,3. Согласно данным В. С. Балицкого (Балицкий и др., 1971), эти величины при температурах 500, 400 и  $300^\circ\text{C}$  и давлении 1000 атм составляют соответственно 0,13, 0,17 и 0,3. А. А. Попов (1967), изучавший экспериментальным путем влияние  $\text{Na}^+/\text{K}^+$  на процессы минералообразования в ряду мусковит—парагонит в условиях повышенных температур и давлений, показал, что при  $t=500^\circ\text{C}$  для образования парагонита необходимо отношение натрий-иона к калий-иону, равное 6,6, причем понижение температуры влечет за собой последовательное увеличение этого отношения до  $t=350^\circ\text{C}$ , ниже которой образование парагонита вообще становится невозможным.

Таким образом, расчетные и экспериментальные данные, находящиеся в соответствии с результатами исследования современных гидротермальных систем, однозначно указывают на то, что снижение температуры гидротермальных растворов приводит к значительному возрастанию в них равновесных отношений  $\text{Na}^+/\text{K}^+$ . Отмеченное положение влечет за собой вывод о том, что наиболее благоприятная обстановка для образования альбита и парагонита создается в области высоких температур, в то время как снижение температуры при прочих равных условиях должно стимулировать развитие процессов кристаллизации калиевого полевого шпата и мусковита. При этом, однако, нельзя не отметить, что величины натрий-калиевых отношений, полученные расчетным и экспериментальным путем, имеют заметные расхождения, особенно ощутимые для реакции взаимодействия парагонита с мусковитом (7.23). Согласно расчет-

ным данным, поле устойчивости парагонита, хотя и обнаруживает при понижении температуры тенденцию к резкому сокращению, образование этого минерала все же возможно при низких температурах, включая стандартные условия. Между тем результаты экспериментов, проведенных А. А. Поповым (1967), свидетельствуют о том, что кристаллизация парагонита при температурах  $< 350^\circ\text{C}$  вообще невозможна. Как уже упоминалось, отмеченные расхождения должны быть отнесены, вероятнее всего, за счет неточности термодинамических констант парагонита, которые получены путем ориентировочных вычислений. Что касается реакций замещения калпевого полевого шпата парагонитом (7.26) и альбита мусковитом (7.24), то они еще не изучены экспериментально.

Переходя к оценке физико-химических особенностей образования альбит-карбонатных и калишпат-карбонатных парагенезисов, необходимо отметить, что некоторые характеризующие их реакции уже рассматривались ранее при описании аргиллизированных и хлоритизированных пород. Остается только дополнить их число серией уравнений, в которых в качестве исходных минералов вместо хлорита и апорита приняты алмадин и лавсонит:



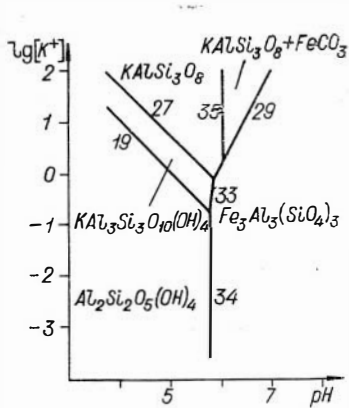


Рис. 150. Некоторые фазовые соотношения в системе  $K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - CO_2 - H_2O$  в стандартных условиях.  $[Fe^{2+}] = [ΣCO_2] = 10^{-3}$ .

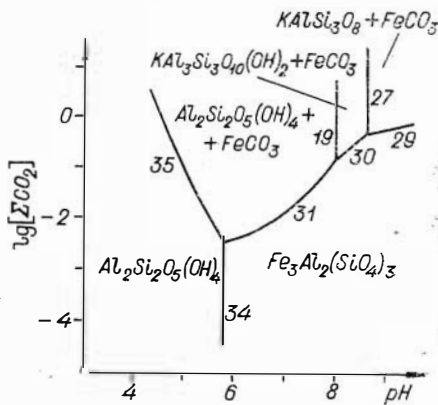


Рис. 151. Некоторые фазовые соотношения в системе  $K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - CO_2 - H_2O$  в стандартных условиях.  $[K^+] = [Fe^{2+}] = 10^{-3}$ .

Результаты расчета этих реакций приведены на рис. 150—156. Эти диаграммы обнаруживают довольно отчетливые черты сходства с описанными ранее (см. рис. 75—78 и 122—129). Вместе с тем диаграммы рис. 150—156 отличаются от рассмотренных некоторыми особенностями. Можно, например, отметить (рис. 150—151), что поле исходного минерала, представленного в данном случае альмандином, устойчиво не только в щелочных, но и в нейтральных и даже слабокислых условиях, причем для замещения этого минерала как карбонатсодержащими, так и бескарбонатными ассоциациями необходимы более высокие активности калия и углекислоты. Исключение составляет реакция замещения альмандина каолинитом, которая при принятых ограничениях может быть реализована в условиях сравнительно невысокой активности углекислоты и калия, но только в слабокислой среде. В связи со сказанным поля устойчивости ассоциаций калиевый полевой шпат+серицит, мусковит+сидерит, каолинит+сидерит, а также поля мусковита и калиевого полевого шпата оказываются смещенными в область повышенных активностей

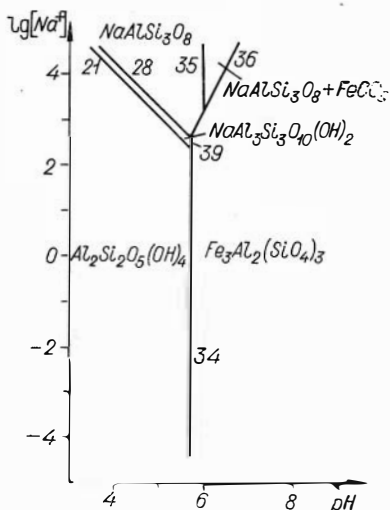


Рис. 152. Некоторые фазовые соотношения в системе  $Na_2O - K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - CO_2 - H_2O$  в стандартных условиях.  $[Fe^{2+}] = [ΣCO_2] = 10^{-3}$ .

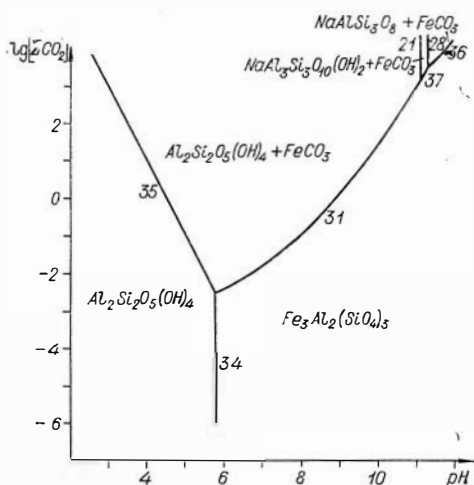


Рис. 153. Некоторые фазовые соотношения в системе  $Na_2O - K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - CO_2 - H_2O$  в стандартных условиях.  $[Na^+] = [Fe^{2+}] = 10^{-3}$ .

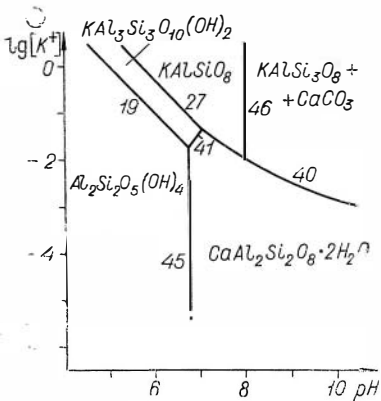


Рис. 154. Некоторые фазовые соотношения в системе  $K_2O - CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - CO_2 - H_2O$  в стандартных условиях.  $[Ca^{2+}] = [ΣCO_2] = 10^{-3}$ .

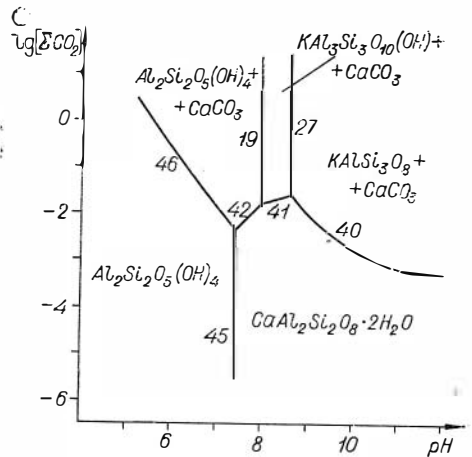


Рис. 155. Некоторые фазовые соотношения в системе  $K_2O - CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - CO_2 - H_2O$  в стандартных условиях.  $[K^+] = [Ca^{2+}] = 10^{-3}$ .

стей калия и уголекислоты и характеризуются в рамках реальных активностей этих компонентов сравнительно небольшими размерами. Диаграммы рис. 152 и 153, представляющие результаты расчета реакций (7.36) — (7.39) и др. близки к только что рассмотренным. Различия между ними относительно невелики и состоят в том, что поля устойчивости парагонит + сидерит и альбит + сидерит располагаются в области еще более высоких активностей натрий-иона и уголекислоты. Сходная картина наблюдается и на диаграммах рис. 154 и 155. Повышение температуры раствора приводит к смещению поля устойчивости всех минеральных ассоциаций в область повышенной кислотности раствора и более высоких значений активностей калий-иона и уголекислоты (рис. 156).

Прежде чем приступить к обсуждению материала, необходимо отметить, что имеющиеся в настоящее время термодинамические константы охватывают далеко не все минералы анализируемых систем, что, в свою очередь, не позволяет в полной мере описать многие особенности процессов щелочно-уголекислого метасоматоза, а недостаточная надежность некоторых из них, в частности алмандина и хлорита и др., исключает возможность строгой количественной оценки процесса. Учитывая это положение, ограничимся в данном случае качественной оценкой соответствующих параметров, не прибегая к строгим цифровым данным. Из анализа рассмотренных ранее и приведенных в настоящей главе диаграмм вытекает, что образование ассоциации калиевый полевоый шпат + карбонат, т. е. ассоциации, приближающейся по своему составу к гумбентам, становится возможным в условиях, характеризующихся, с одной стороны, сравнительно высокой щелочностью, а с дру-

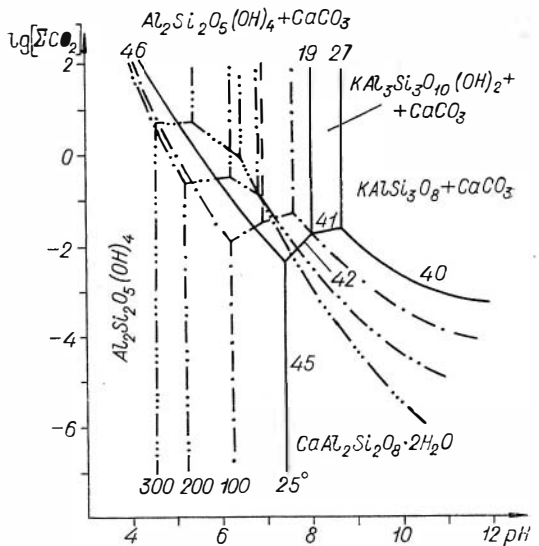


Рис. 156. Некоторые фазовые соотношения в системе  $K_2O - CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - CO_2 - H_2O$  в стандартных и гидротермальных условиях.  $[K^+] = [Ca^{2+}] = 10^{-3}$ .

гой — максимальными активностями в ппх калий-иона и углекислоты. Наиболее обширное поле, охватывающее соответственно максимальный диапазон  $[\Sigma\text{CO}_2]$ ,  $[\text{K}^+]$  и рН, отмечается для ассоциации калиевый полево-й шпат+кальцит, возникающей при замещении анортита, в то время как поле ассоциации калиевый полево-й шпат + сидерит занимает минимальную площадь. Остальные калишпат-карбонатные ассоциации занимают промежуточное положение между ппми. Показательно также, что образование ассоциации калиевый полево-й шпат + сидерит принципиально возможно в условиях более низких рН по сравнению с калишпат-кальцитовым парагенезисом.

Условия образования альбит-карбонатных ассоциаций в целом близки к только что рассмотренным. Различия между ппми невелики и состоят в том, что для образования парагенезиса альбит+карбонат требуются более высокие активности натрия и углекислоты, чем калия и углекислоты, для кристаллизации соответствующих калишпат-карбонатных ассоциаций. Понижение рН раствора при фиксированных активностях в нем углекислоты и ионов калия и натрия приводит к замещению калишпат-карбонатных и альбит-карбонатных ассоциаций соответственно мусковит-карбонатными и парагонит-карбонатными парагенезисами, причем последние характеризуются весьма незначительными полями п, согласно рассмотренным выше экспериментальным данным, вообще вряд ли могут возникнуть в низкотемпературных условиях. Дальнейшее уменьшение рН растворов при достаточно высокой активности в них углекислоты влечет за собой образование каолинит-карбонатных ассоциаций. Кристаллизация бескарбонатных ассоциаций, представленных калиевым полевым шпатом, мусковитом и альбитом, требует особых условий, которые характеризуются низкими активностями углекислоты и сравнительно высокими — калия и натрия.

Вероятно, можно заключить, что данные ассоциации должны получить предпочтительное развитие в условиях средних и высоких температур, в то время как для карбонатсодержащих ассоциаций, напротив, более благоприятными являются низкотемпературные условия. Наконец, образование каолинита без карбоната с максимальной эффективностью должно происходить в кислых растворах, характеризующихся небольшими активностями как щелочей, так и углекислоты.

Рассмотрим теперь некоторые данные, касающиеся температурных условий образования калишпат-анкеритовых и альбит-анкеритовых ассоциаций. Здесь необходимо прежде всего отметить, что алюмосиликатная составляющая этих ассоциаций представлена «проходящими» минералами, образующимися в самых разнообразных условиях от магматических до низкотемпературных гидротермальных, в связи с чем наличие или отсутствие в их составе того или иного парагенезиса не позволяет, даже в первом приближении, оценить температурные условия соответствующего процесса. Поэтому единственная возможность подобной оценки, применительно к рассматриваемым парагенезисам, заключается в физико-химическом анализе устойчивости карбонатов, входящих в их состав, прежде всего анкерита, особенно в ассоциации с кварцем. К сожалению, условия образования этого минерала, характеризующегося сравнительно сложным составом, все еще практически не изучены экспериментально, а отсутствие необходимых термодинамических констант исключает возможность их изучения с помощью расчетов. Чтобы в какой-то мере восполнить указанный пробел, была поставлена серия предварительных экспериментов по изучению устойчивости кварцево-анкеритовой минеральной ассоциации в условиях повышенных температур и давлений.

Как и описанные ранее эксперименты, изучение устойчивости ассоциации анкерит+кварц проводилось в горизонтальном экзоклаве конструкции Ф. В. Сыромятникова (1950) с перекрытыми во время опытов

вентиллями, т. е. в закрытой системе. В качестве исходных материалов использовались тщательно перетертые и перемешанные смеси аморфного кремнезема с анкеритом, приближающимся по своему составу к эталонному (анкерит содержит 30,20% — CaO, 13,05 — MgO, 14,90 — FeO и 41,50% — CO<sub>2</sub>). Весовые соотношения кремнезема и карбоната во всех случаях выдерживались постоянными и равнялись 1:1, причем гидроскопическая вода, входящая в состав кремнезема, при расчете навески исключалась. Размер навески составлял 40—50 мг. Предварительно из эксзоклава вакуумным насосом откачивался воздух, с тем чтобы избежать окисляющего влияния кислорода на железистый карбонат и продукты реакции, после чего полезный объем рабочей камеры наполнялся дистиллированной водой, насыщенной азотом. Насыщение воды азотом осуществлялось в насытителе конструкции С. Д. Машинина (1962), непосредственно соединенном при помощи капилляра, изготовленного из нержавеющей стали, с рабочей камерой эксзоклава. Все эксперименты проводились непрерывно в течение 7 сут. каждый. Результаты проведенных экспериментов представлены на рис. 157.

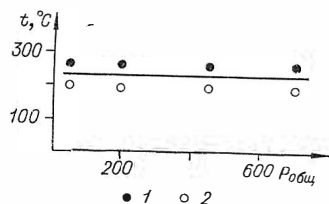


Рис. 157. Условия замещения кремнисто-анкеритовой ассоциации миппезотаитом и кальцитом.

1 — миппезотаит + кальцит; 2 — кремнезем + анкерит.

На приведенной диаграмме отчетливо выделяются два поля — низкотемпературное и высокотемпературное, граница между которыми проходит в области температуры порядка 225° С. Ниже этой границы исходная кремнисто-анкеритовая ассоциация подвергалась в течение эксперимента весьма несущественным преобразованиям, выразившимся главным образом в раскристаллизации кремнезема. Более существенные изменения установлены во всех без исключения пробах, расположенных в высокотемпературной области. Исходная кремнисто-анкеритовая ассоциация оказалась здесь неустойчивой и подверглась замещению миппезотаитом и кальцитом. При этом помимо упомянутых фаз в составе высокотемпературных продуктов эксперимента содержатся также непрореагировавший с раствором карбонат, раскристаллизованный кремнезем и неподдающаяся строгой диагностике «монтмориллонитоподобная» фаза, количество которых по мере возрастания продолжительности эксперимента заметно уменьшается. Это положение свидетельствует о том, что анкерит в ассоциации с кремнеземом неустойчив в области температур, превышающих 225° С, а «монтмориллонитоподобный» продукт представляет собой промежуточную фазу, преобразующуюся по прошествии определенного времени в стабильный в данных условиях минерал — миппезотаит. Причем предполагаемые линии равновесия рассматриваемой реакции располагаются (аналогично описанным ранее случаям диссоциации магнезита, доломита и сидерита) параллельно оси давления. Как известно, температура разложения карбонатов зависит от парциального давления углекислоты и весьма существенно возрастает при его увеличении. Кажущаяся независимость в рассматриваемых случаях положения линии равновесия от парциального давления CO<sub>2</sub> объясняется весьма незначительным содержанием этого компонента в сфере реакции, в связи с чем даже существенное возрастание общего давления приводит к сравнительно небольшому в абсолютном выражении его увеличению, не улавливаемому использованной измерительной аппаратурой. Таким образом, хотя проведенные эксперименты не позволяют провести строгую количественную оценку условий равновесия рассматриваемой реакции, они тем не менее однозначно свидетельствуют о том, что при общем давлении, не превышающем 800 атм, и содержании углекислоты во флюиде, равном 0,0002—0,0004 его объема, температура устойчивости кремнисто-анкеритовой ассоциации не превышает 225° С,

т. е. она по этому параметру занимает промежуточное положение между кремнисто-доломитовым и кремнисто-магнезитовым парагенезисами.

Возвращаясь к материалу, полученному при минералого-петрографическом описании альбит-карбонатных метасоматитов, необходимо отметить, что они, как и большинство гидротермально измененных пород, характеризуются достаточно четко выраженным зональным строением. Во внутренней зоне этих пород устанавливаются минеральные парагенезисы, образовавшиеся в условиях повышенной кислотности растворов и представленные кварцем, альбитом и глинистыми минералами, в то время как во внешних зонах резко возрастает количество карбоната. Если сопоставить эти данные с парагенезисами, изображенными на термодинамических диаграммах, то можно заметить между ними некоторые черты сходства, заключающиеся в закономерной смене «кислых» минеральных парагенезисов, прежде всего каолинитсодержащих (а на диаграммах также парагонитсодержащих), более «щелочными», сложенными альбитом и карбонатом. Вероятно, образование рассматриваемых метасоматических колоннок представляет собой единый процесс, обусловленный диффузионным взаимодействием гидротермальных натриево-углекислых растворов с породами, а главная причина закономерной смены одних парагенезисов другими заключается в изменении кислотности — щелочности таких растворов и активности углекислоты в них.

Что касается калишпат-карбонатных образований, приближающихся по составу к гумбеитам, то они в отличие от рассмотренных ранее типов измененных пород лишены видимых признаков зональности. Если не учитывать парагенезисы, слагающие собственно жильное выполнение и также представленные, помимо рудных минералов, главным образом кварцем, калиевым полевым шпатом, альбитом и карбонатом, то признаки зональности в строении рассматриваемых пород связаны, как правило, с наличием или отсутствием анкерита, который получил преимущественное развитие во внутренних частях метасоматических тел и в меньших количествах содержится во внешних. Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что гидротермальные растворы, обусловившие образование калишпат-анкеритовых пород, характеризовались сравнительно высокой щелочностью и значительной активностью углекислоты.

Завершая описание физико-химических особенностей образования альбит- и калишпат-анкеритовых пород, необходимо отметить, что температура их формирования, судя по результатам предварительных экспериментов, не выходила за пределы температурного интервала, ограниченного, с одной стороны, устойчивостью кварцево-доломитовой, а с другой — кварцево-магнезитовой минеральных ассоциаций, т. е. составляла, по-видимому, при сравнительно небольших общих давлениях и умеренных содержаниях углекислоты во флюиде 200—400° С.

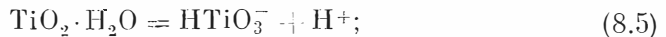
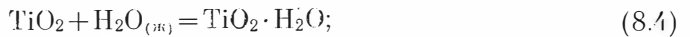
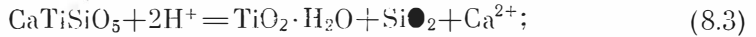
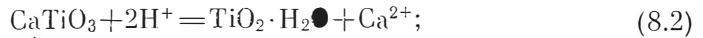
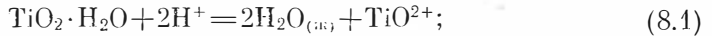
## Г л а в а 8

### НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ НИЗКО- И СРЕДНТЕМПЕРАТУРНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ

Прежде всего необходимо рассмотреть в самом общем виде условия перехода в гидротермальные растворы главнейших порообразующих компонентов вмещающих пород и, таким образом, попытаться оценить в этом смысле их относительную подвижность. Некоторый материал по данному вопросу может быть получен с помощью термодинамических



расчетов реакций диссоциации и замещения ряда наиболее широко распространенных в природе породообразующих минералов в стандартных и гидротермальных условиях. Примем, как и ранее, что реакции преобразования минералов и минеральных ассоциаций происходят в водных растворах, а миграция компонентов осуществляется в ионной форме. В таком случае условия диссоциации некоторых титановых минералов можно описать с помощью следующих выражений:



Результаты расчета приведенных реакций (рис. 158) показывают, что некоторые первичные титансодержащие минералы разлагаются с образованием кварца и рутила в умереннокислой (8.3) и даже слабкокислой (8.2) средах при условии, что активность  $\text{Ca}^{2+}$  в растворе составляет не менее  $10^{-6}$ . Из приведенных данных еще не следует, конечно, что титан в подобных условиях переходит в подвижное состояние, поскольку этот компонент оказывается в рассмотренных случаях связанным в виде гидратированной двуокиси, которая, являясь метастабильным промежуточным продуктом, самопроизвольно преобразуется в весьма устойчивое соединение — рутил (8.4). Протекание реакции диссоциации рутила (8.1), определяющей, по существу, переход титана в подвижное состояние, оказывается возможным в условиях высокой кислотности раствора, не поднимающейся выше  $\text{pH} = 1-3$ . Разложение первичных титановых минералов на ионы, минуя стадию образования рутила, представляется, согласно проведенным расчетам, невозможным в связи с расположением полей устойчивости этих минералов в области стабильности  $\text{TiO}_2$ . Не менее прочными оказываются рассматриваемые соединения титана по отношению к воздействию растворов повышенной щелочности, о чем свидетельствует, в частности, расположение линий равновесия реакции (8.6) и в особенности (8.5), которая вообще выходит за пределы поля, представленного на рис. 158. На основании проведенных расчетов весьма ограниченного, правда, числа реакций, можно заключить, что в стандартных условиях титан является практически инертным компонентом во всем возможном диапазоне кислотности — щелочности природных минералообразующих растворов за исключением, вероятно, только ультракислых вулканических экстракций. Сделанный вывод может быть распространен (с известной осторожностью) и на условия низкотемпературного гидротермального минералообразования. Это заключение косвенно подтверждается результатами гидрохимических исследований современных гидротерм, согласно которым заметные количества титана, превышающие 1—10 мг/л, содержатся лишь в наиболее кислых термальных водах, характеризующихся значениями  $\text{pH}$  не более 2,5 (Броновой, 1968 и др.). Что касается влияния окислительно-восстановительного потенциала на устойчивость титансодержащих соединений, то, как показали специальные исследования Пурба (Pourbaix, 1963), двуокись этого

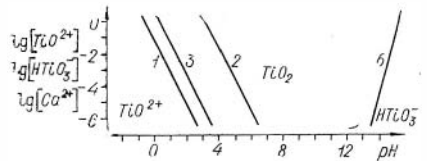
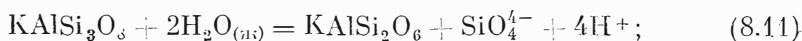
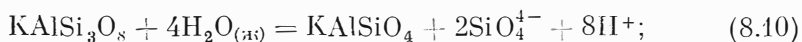
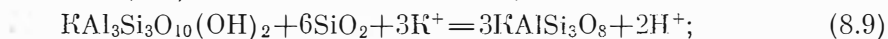
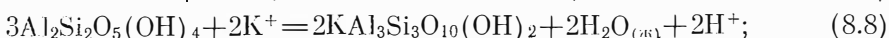
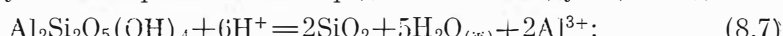


Рис. 158. Линии равновесия некоторых реакций диссоциации титансодержащих минералов в стандартных условиях.

компонента является устойчивой в весьма широком диапазоне колебаний рассматриваемых параметров, значительно перекрывающем их возможные изменения в природных гидротермальных системах.

Поскольку детальные термодинамические исследования устойчивости некоторых соединений алюминия, в особенности его оксидов и гидроксидов, были проведены в последнее время в связи с обсуждением ряда вопросов генезиса бокситов (Броновой и др., 1970, 1971), в данном случае можно, по-видимому, ограничиться расчетом реакций диссоциации некоторых наиболее распространенных алюмосиликатов, например каолинита и калиевого полевого шпата, характеризующих условия перехода в раствор этого компонента соответственно в кислых и щелочных средах. Исходя из предположения о том, что в условиях повышенной кислотности алюминий находится в растворе в виде  $Al^{3+}$ , а в щелочных — в форме  $AlO_2^-$ , некоторые реакции разложения и преобразования упомянутых минералов можно представить в следующем виде:



Результаты расчета этих реакций для случая, когда  $[K^+] = [SiO_4^{4-}] = 10^{-3}$ , представлены на рис. 159. Из приведенной диаграммы, так же как и из целого ряда рассмотренных ранее, следует, что при принятых ограничениях возрастание кислотности раствора приводит к последовательному замещению калиевого полевого шпата вначале мусковитом (8.9), а затем каолинитом (8.8), который в условиях минимальных значений pH раствора должен диссоциировать на  $Al^{3+}$  и  $SiO_2$ , согласно реакции (8.7). Ранее упоминалось, что реакции замещения калиевого полевого шпата мусковитом, а затем мусковита каолинитом в стандартных и гидротермальных условиях неоднократно проверялись как экспериментальным путем, так и с помощью термодинамических

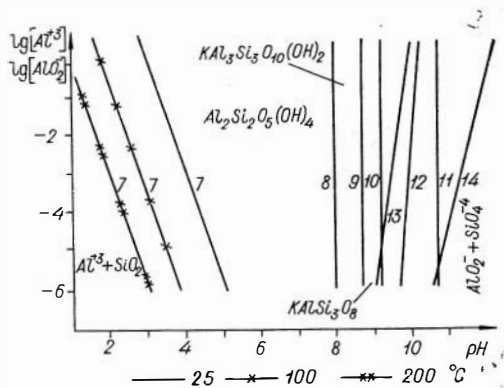


Рис. 159. Линии равновесия некоторых реакций диссоциации алюминийсодержащих минералов в стандартных и гидротермальных условиях.

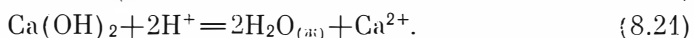
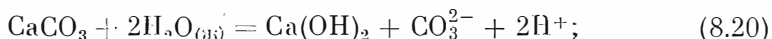
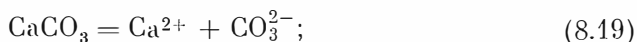
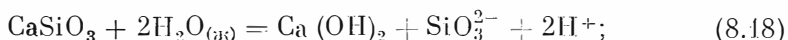
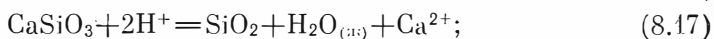
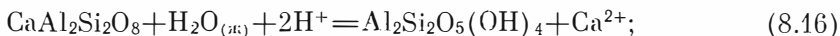
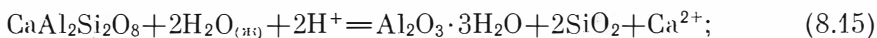
расчетов, в связи с чем реальность их не вызывает сомнений. Что касается реакции диссоциации каолинита на двуокись кремнезема и  $Al^{3+}$ , то, согласно проведенным расчетам, для ее реализации в стандартных условиях необходимы довольно низкие значения pH раствора (порядка 3—5) при активности в нем  $Al^{3+}$ , составляющей  $10^{+0.5} - 10^{-6}$ . Повышение температуры раствора приводит к смещению поля устойчивости каолинита в область еще более низких значений pH. Реакции диссоциации различных разновидностей оксидов и гидроксидов

алюминия с образованием  $Al^{3+}$  и некоторых других положительно заряженных ионов этого компонента проходят, согласно термодинамическим расчетам В. А. Броневого и Б. М. Михайлова (1970, 1974), в условиях, в целом близких к только что рассмотренным. Подобные условия могут, по-видимому, сложиться в природе в сравнительно редких случаях, например при образовании вторичных кварцитов и, возможно, внутренних зон гидротермально аргиллизированных пород.

Разложение каллевого полевого шпата в щелочных условиях можно представить в виде двухступенчатого процесса, первая ступень которого сопровождается образованием иона  $SiO_4^{4-}$  и промежуточного продукта — калсилита (8.10), а вторая заключается в полном разложении данного минерала (8.14). Если процесс протекает по упомянутой схеме, не проверенной, правда, экспериментально, то переход алюминия в подвижное состояние в щелочных условиях контролируется реакцией (8.14), реализация которой возможна при pH не менее 10,5, т. е. в условиях, создающихся в природе только в исключительных случаях. Насколько можно судить по результатам проведенных расчетов, алюминий, как и титан, является одним из наиболее инертных компонентов, переходящим в подвижное состояние только в процессе образования вторичных кварцитов и в меньшей мере — гидротермально аргиллизированных пород, в особенности их внутренней зоны, сложенной мопомиперальными кварцевыми образованиями.

Согласно проведенным расчетам и экспериментальным данным переход в раствор значительных количеств кремнезема можно ожидать в двух основных случаях: 1) в сильно щелочных условиях при  $pH > 10-12$  в связи с массовым образованием ионов кремниевых кислот и 2) в растворах повышенной кислотности ( $pH < 4$ ) при наличии в них достаточных количеств фтора вследствие возникновения комплексного иона  $SiF_6^{2-}$ . Во всем остальном интервале кислотности—щелочности растворов подвижность этого компонента существенно ограничена. Таким образом, кремний, как и алюминий, обладает максимальной подвижностью в процессах образования вторичных кварцитов и аргиллизированных пород (конечно, в случае присутствия в растворах достаточных количеств фтора).

Некоторые реакции разложения и преобразования кальцийсодержащих минералов представлены в следующем виде:



Результаты их расчета в стандартных и гидротермальных условиях приведены соответственно на рис. 160 и 162. Как видно, переход кальция в раствор в виде иона  $Ca^{2+}$  определяется в случае диссоциации карбоната кальция реакцией (8.19), волластонита — (8.17), а анортита — (8.16) или при недосыщенности раствора кремнеземом — (8.15). Диссоциация карбоната находится, как известно, в зависимости, с одной стороны, от кислотности—щелочности, а с другой — от активности в нем углекислоты и кальций-иона. В случае, представленном на рис. 162, когда  $[Ca^{2+}] = 10^{-3}$ , диссоциация карбоната может проходить в широком интервале pH раствора от слабокислого при максимальной активности

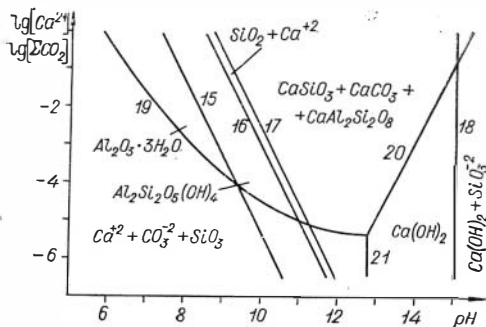


Рис. 160. Линии равновесия некоторых реакций диссоциации кальцийсодержащих минералов в стандартных условиях.

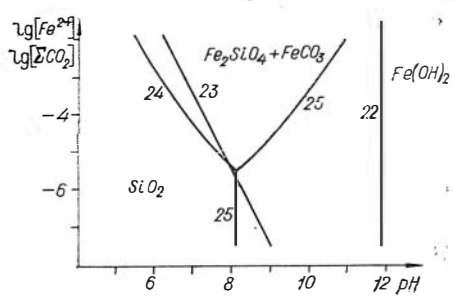


Рис. 161. Линии равновесия некоторых реакций диссоциации железосодержащих минералов в стандартных условиях.

ΣCO<sub>2</sub> до щелочного при сравнительно небольших величинах этого параметра. Диссоциация анортита и волластонита протекает, согласно проведенным расчетам, в несколько более узком интервале pH раствора, характеризующегося величинами 8—12 при активности Ca<sup>2+</sup> = 10<sup>-3</sup>. В сильнощелочных условиях кальцит и волластонит также разлагаются по реакции (8.18) и (8.20), но реализация этих реакций не сопровождается переходом кальция в раствор, поскольку он надежно фиксируется в устойчивом в подобных условиях порландите. Возрастание температуры раствора приводит, как обычно, к смещению линий равновесия упомянутых реакций в область повышенных значений pH раствора.

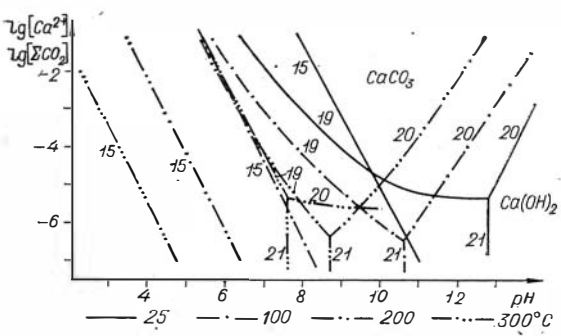


Рис. 162. Линии равновесия некоторых реакций диссоциации кальцийсодержащих минералов в стандартных и гидротермальных условиях.

Ca<sup>2+</sup> — и в щелочных условиях. Следует оговориться, что в случаях высокой активности в растворе SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> и F<sup>-</sup> некоторая, а возможно, иногда и значительная часть кальций-иона может быть связана в устойчивые в кислой среде гипс, ангидрит и флюорит, что несколько ограничивает подвижность данного компонента.

Подобные реакции с участием двухвалентного иона железа, сидерита и фаялита описываются следующими уравнениями:

$$\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + 4\text{H}_2\text{O}_{(ж)} = 2\text{Fe}(\text{OH})_2 + \text{SiO}_4^{4-} + 4\text{H}^+; \quad (8.22)$$

$$\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + 4\text{H}^+ = \text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}_{(ж)} + 2\text{Fe}^{2+}; \quad (8.23)$$

$$\text{FeCO}_3 = \text{Fe}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}; \quad (8.24)$$

$$\text{FeCO}_3 + 2\text{H}_2\text{O}_{(ж)} = \text{Fe}(\text{OH})_2 + \text{CO}_3^{2-} + 2\text{H}^+; \quad (8.25)$$

$$\text{Fe}(\text{OH})_2 + 2\text{H}^+ = 2\text{H}_2\text{O}_{(ж)} + \text{Fe}^{2+}. \quad (8.26)$$

Из результатов расчета этих реакций следует (см. рис. 161), что при диссоциации сидерита в восстановительных условиях железо переходит в раствор в виде Fe<sup>2+</sup> при концентрации в нем водородных ионов,

характеризующейся величинами рН, равными 5,5—8,4, а в случае разложения фаялита при  $pH \approx 6,3-9,0$ . Нельзя, однако, не отметить, что на подвижность железа большее, а в ряде случаев, по-видимому, решающее влияние оказывает окислительно-восстановительный потенциал раствора, при значительных величинах которого, весьма вероятных в некоторых природных гидротермальных системах, этот компонент связывается в устойчивые окислы и в особенности гидроокислы. Немаловажную роль в данном случае должна играть, кроме того, активность серы в растворе, фиксирующей железо в виде сульфидов. Влияние упомянутых параметров на подвижность железа в стандартных условиях достаточно детально рассмотрено (Гаррелс; Крайст, 1968). Следовательно, можно заключить, что в восстановительных условиях при разложении сидерита и фаялита и, вероятно, других карбонатов и силикатов, содержащих в своем составе железо, этот компонент переходит в раствор в слабокислых условиях при  $pH = 5,5-6,3$  в зависимости от активности и формы его нахождения в твердой фазе. В случаях достаточно высокого окислительного потенциала системы или при значительной активности в ней серы подвижность железа может весьма существенно снизиться.

Переход магния в подвижное состояние в виде иона  $Mg^{2+}$  при разложении как карбонатных, так и силикатных минералов (см. рис. 23, 24 др.) определяется реакциями их диссоциации на ионы, которые при принятых ограничениях могут быть реализованы при  $pH = 5-9$ . В сильнощелочной среде карбонаты и силикаты магния также разлагаются, однако в таких случаях магний фиксируется в брусите. Повышение температуры раствора приводит, как и ранее, к смещению линии равновесия реакций, определяющих подвижность магния, в область более кислых значений рН раствора.

На основании расчета некоторых реакций, характеризующих условия перехода в раствор калий- и натрий-ионов при разложении соответствующих алюмосиликатов (см. рис. 72—78), часть которых проверена экспериментально, следует, что переход как натрия, так и калия в раствор может быть реализован в весьма широком интервале кислотности—щелочности среды от слабокислой при максимальных значениях активностей ионов  $Na^+$  и  $K^+$  до щелочной при их минимальных значениях. Обращает на себя внимание также пологий наклон линий равновесия реакций (4.4), (4.19) и др. к оси рН, свидетельствующий о принципиальной возможности перехода калия и натрия в раствор в более щелочных условиях по сравнению с магнием, кальцием и тем более железом при равных активностях этих компонентов в растворе. В области сильнощелочных растворов также возможно, как это было показано выше при оценке подвижности алюминия, образование  $Na^+$  и  $K^+$  совместно с ионами кремниевых кислот. Таким образом, по сравнению с рассмотренными прежде случаями калий и натрий характеризуются максимальной подвижностью и переходят в раствор в наиболее широком диапазоне его кислотности—щелочности.

Рассмотренные случаи диссоциации некоторых минералов вследствие их взаимодействия с растворами различной кислотности—щелочности не охватывают всех, конечно, реализуемых в природных условиях вариантов перехода компонентов в подвижное состояние. В частности, здесь не затронуты ионообменные реакции, реализация которых обусловлена не столько кислотностью—щелочностью раствора, сколько соотношениями в нем активностей соответствующих ионов. Реакции подобного типа получили, вероятно, широкое распространение в процессах преобразования полевых шпатов, карбонатов и ряда других групп минералов и при определенных условиях могут вызвать переход в подвижное состояние значительных количеств калия, натрия, магния, кальция и железа. В данном случае не рассмотрены также условия диссоциации сульфатов,

сульфидов и галогенидов, массовая кристаллизация которых из растворов может существенно ограничить в ряде случаев подвижность таких компонентов, как кальций, железо и алюминий. Тем не менее проведенные расчеты позволяют сопоставить в первом, конечно, приближении условия перехода в раствор основных породообразующих компонентов и оценить с этой точки зрения их относительную подвижность.

Несомненно, что из числа рассмотренных компонентов наиболее инертным является титан, переход которого в подвижное состояние, по существу, исключается практически во всех известных процессах метасоматического преобразования пород. Несколько более подвижными компонентами следует считать алюминий и кремний, условия миграции которых реализуются, вероятно, в процессах образования вторичных кварцитов и, возможно, некоторых типов гидротермально аргиллизированных пород. Далее следуют кальций, магний и железо, сравнительная оценка подвижности которых довольно затруднительна в связи с изложенным выше. Несомненно, однако, что за редкими исключениями, связанными со специфическими условиями, эти компоненты должны находиться в подвижном состоянии в кислой среде, а в ряде случаев и близкой к нейтральной, т. е. в целом ряде процессов метасоматического преобразования пород. И, наконец, наиболее подвижными компонентами из числа рассмотренных, без сомнения, являются калий и натрий, переходящие в раствор не только в кислой и нейтральной, но и щелочной средах. Нетрудно заметить, что порядок перехода компонентов в раствор, установленный с помощью проведенных расчетов, почти полностью соответствует ряду их подвижности, полученному Д. С. Коржинским (1953 и др.) в результате парагенетического анализа метасоматических процессов.

В обобщающих работах по газовой-жидким включениям (Ходаковский, 1965; Хитаров, 1965; Редер (Roesler), 1967) содержатся данные, свидетельствующие о том, что катионный состав подавляющего числа газовой-жидких включений из минералов гидротермального генезиса представлен  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  и в меньшей мере другими ионами, а состав анионов ограничивается главным образом  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  и  $\text{HCO}_3^-$ . При этом обращает на себя внимание, что из числа упомянутых анионов только углекислота принимает постоянное и активное участие в процессах гидротермального и в особенности низкотемпературного минералообразования, составляя совместно с  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$  карбонаты — неприменные продукты таких процессов, в то время как сульфат-ион фиксируется в менее широко распространенных барите, гипсе и некоторых других сульфатах, а хлор вообще не образует самостоятельных соединений в гидротермальных месторождениях и встречается в них исключительно в виде примесей в других минералах. Добавим, что, как установлено в результате гидрохимических исследований, упомянутые ионы почти всегда содержатся в водах термальных источников в областях активного вулканизма и, в том числе, в водах источников, отлагающих рудные минералы (Эллис, 1970; Уайт, 1970; и др.).

Вместе с тем проведенные в последнее время экспериментальные исследования взаимодействия основных и кислых алюмосиликатных пород с чистой водой и с водными растворами солей в широком диапазоне их кислотности — щелочности показали, что в результате такого взаимодействия в раствор переходят прежде всего значительные количества кремнезема и глинозема, а также калий, натрий, кальций, магний и железо (Хитаров, 1957, 1961; Хитаров и др., 1970; Овчинников и др., 1966; Попов, 1962; Влар и др., 1965; Андрусенко и др., 1966; и др.). Таким образом, если не считать трудно объяснимого преобладания алюминия и кремния в растворах умеренной кислотности — щелочности, то их катионный состав после завершения экспериментов обнаруживает качественное соответствие с результатами, полученными при изучении газовой-

жидких включений, и данными анализов термальных вод в областях активного вулканизма.

Учитывая приведенные факты, можно заключить, что углекислота, калий, натрий, магний и, возможно, железо являются постоянной составляющей гидротермальных растворов, а количественные соотношения этих компонентов паряду с другими физико-химическими параметрами оказывают существенное, а в ряде случаев решающее влияние на процессы гидротермального минералообразования, в том числе на процессы метасоматоза, в значительной степени определяя их специализацию. Рассмотрим некоторые примеры таких соотношений для растворов умеренной кислотности—щелочности при понижении их температуры, например, от 400 до 100° С.

**Пример 1.** В исходном растворе содержится  $\Sigma\text{CO}_2 > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+ >$  прочих компонентов.

В рассматриваемом случае в связи с преобладанием в растворе углекислоты и магний-иона особое влияние на процессы минералообразования должна оказать сравнительно низкая температура устойчивости карбоната магния в ассоциации с кремнеземом, составляющая при умеренных и небольших парциальных давлениях углекислоты 200—300° С, в то время как магнезиальные силикаты, в частности хлорит, обладают способностью к кристаллизации в условиях повышенной щелочности среды во всем температурном интервале от 100 до 400° С. По этой причине в высокотемпературной части рассматриваемого интервала при заданном составе системы следует ожидать реализацию процессов образования не магнезита или доломита, а магнезиальных силикатов, которые в условиях повышенной щелочности среды минералообразования должны быть представлены хлоритом. Возрастаие кислотности раствора при тех же сравнительно высоких температурах может привести, согласно проведенным расчетам, даже в случае некоторого преобладания магний-иона пад калий-ионом вначале к замещению хлорита калиевым полевым шпатом, затем мусковитом, а в условиях максимальной кислотности среды — микрофиллитом.

Понижение температуры раствора при том же его составе должно вызвать принципиальные изменения направленности процессов минералообразования, выражающиеся (в связи с возрастанием активности углекислоты) в развитии процессов карбонатизации вмещающих пород и кристаллизации магнезиальных карбонатов из раствора вплоть до полного истощения в нем магний-иона. Падение концентрации, а следовательно, и активности магний-иона в растворе должно привести, в свою очередь, к относительному возрастанию активности калий-иона, неизбежным следствием которого может явиться, в частном случае, повторное образование алюмосиликатов, представленных (в зависимости от кислотности—щелочности раствора и некоторых других уже упоминавшихся факторов) каслинитом, мусковитом или калиевым полевым шпатом, но совместно с карбонатами. Необходимо, наконец, отметить, что в наиболее низкотемпературных приповерхностных условиях не исключена возможность выделения углекислоты из раствора в виде газовой фазы, обогащающей раствор в верхних частях гидротермальных систем этим компонентом и вызывающей возрастание его кислотности, следствием чего может явиться образование в алюмосиликатной среде аргиллизированных пород. Что касается возможных взаимоотношений растворов данного состава с карбонатными породами, представленными, например, известняками, то процессы преобразования этих пород в высокотемпературной области должны свестись к их доломитизации в соответствующем интервале рН раствора, а в низкотемпературной — к перекристаллизации, растворению или образованию кварцитов. Таким образом, понижение температуры гипотетических калиево-магнезо-углекислых растворов от 400 до 100° С при их постоянном составе приво-

дит к последовательному развитию во вмещающих алюмосиликатных породах вначале, в сравнительно высокотемпературной области, существованию хлоритовых, калишпатовых или мусковитовых метасоматитов в зависимости от кислотности — щелочности среды, затем, в низкотемпературных условиях, соответственно каолинит-карбонатных, мусковит-карбонатных и калишпат-карбонатных парагенезисов, а в приповерхностных зонах гидротермальных систем при низких температурах — аргиллизированных пород. Если в растворе вместо магния содержится двухвалентное железо в эквивалентных соотношениях с углекислотой и калием, то развитие процессов минералообразования в системе должно быть реализовано по только что рассмотренной схеме, хотя, конечно, в этом случае хлориты и карбонаты будут характеризоваться повышенной железистостью.

**Пример 2.**  $\Sigma\text{CO}_2 > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+ >$  прочих компонентов.

Отличие данного варианта от рассмотренных выше обусловлено прежде всего тем обстоятельством, что при прочих равных условиях кальцит по сравнению с магнезиальными и железистыми карбонатами обладает более высокой температурой диссоциации, в связи с чем образование этого минерала оказывается возможным практически во всем рассматриваемом температурном интервале от 100 до 400°С. Естественно, что фиксация значительной и к тому же при понижении температуры непрерывно возрастающей части содержащихся в растворе ионов кальция весьма затрудняет, а иногда вообще исключает возможность образования в данной системе кальцевых алюмосиликатов. Вместе с тем проведенные термодинамические расчеты, правда, для температур, не превышающих 300°С, показывают, что образование некоторых кальцевых алюмосиликатов, в частности апортита и маргарита, возможно только в случаях значительного преобладания кальций-иона над ионами калия и натрия, и к тому же в сильнощелочных, т. е. чаще всего нерелевальных условиях. Отмеченные положения послужили, по-видимому, причиной того обстоятельства, что кальцевые алюмосиликаты, главным образом в виде эпидота, получили преимущественное развитие в условиях минимальной активности углекислоты в сравнительно высокотемпературных формациях метасоматически измененных пород, например в скарнах, в то время как в составе собственно околожильных, как правило, низко- и среднетемпературных метасоматитов эти минералы обычно отсутствуют. Вероятно, уменьшение в растворе активностей кальций-иона, обусловленное широким развитием процессов образования кальцита, может привести к относительному возрастанию в нем активности калия и проявлению в связи с этим процессов кристаллизации калиевых алюмосиликатов. Таким образом, в данном случае процессы минералообразования могут пойти по пути совместного образования кальцита, как замещающего кальцийсодержащие алюмосиликаты, так и свободно кристаллизующегося из раствора и алюмосиликатов, которые в зависимости от температуры, кислотности — щелочности растворов и активности в них кальций-иона могут быть представлены калиевым полевым шпатом, мусковитом, каолинитом или шпрофиллитом. Нельзя, по-видимому, полностью исключить возможность образования аргиллизированных пород в  $P-T$ -условиях, рассмотренных в примере 1. Что касается известняков, то они при взаимодействии с растворами рассматриваемого состава должны испытывать минимальные изменения типа перекристаллизации, в то время как доломиты могут в условиях сравнительно высоких температур и соответствующем интервале рН подвергнуться довольно интенсивной кальцитизации.

**Примеры 3 и 4.**  $\Sigma\text{CO}_2 > \text{K}^+ > \text{Na}^+ >$  прочих компонентов.

$\Sigma\text{CO}_2 > \text{Na}^+ > \text{K}^+ >$  прочих компонентов.

В связи с тем, что калий и натрий не образуют устойчивых карбонатов практически во всем рассматриваемом температурном интервале,



процессы минералообразования в данной системе должны пойти главным образом по пути прямого взаимодействия, в первом случае существенно калиевых и во втором — натриевых растворов с алюмосиликатными вмещающими породами. По-видимому в условиях повышенной кислотности среды взаимодействия обоих типов гидротермальных растворов с алюмосиликатными породами приведут к одному и тому же результату: образованию при сравнительно высоких температурах существенно липрофиллитовых парагенезисов, а в низкотемпературной области — глинистых минералов типа каолинита, диккита и других, которые в случаях достаточной активности углекислоты могут находиться в равновесной ассоциации с карбонатами. Понижение кислотности гидротермальных растворов вызовет в общем случае преимущественное развитие процессов замещения исходных минералов мусковитом или парагонитом, причем образование последнего минерала, как уже неоднократно отмечалось ранее, даже при температурах, превышающих  $350^{\circ}\text{C}$ , оказывается возможным только при условии подавляющего преобладания в растворе натрия над калием, а в области сравнительно низких температур кристаллизация этого минерала вообще невозможна (Попов, 1967).

Несколько иная картина наблюдается при дальнейшем повышении щелочности раствора, когда становится возможным образование калиевого полевого шпата и альбита. Как показали проведенные расчеты и экспериментальные данные (●ville, 1963; Балццкий и др., 1971), альбит в отличие от парагонита обладает способностью к кристаллизации во всем рассматриваемом температурном интервале при значительно меньших отношениях натрия-попа к попу калия. Таким образом, в связи с затрудненностью, а часто и невозможностью образования парагонита и других натрийсодержащих соединений в растворах умеренных кислотности — щелочности и температуры, эти растворы могут, по-видимому, в ряде случаев служить своеобразным аккумулятором натрия-попов. Не исключено, что такое накопление натрия в растворах умеренной кислотности — щелочности может послужить в дальнейшем, в случае возрастания их рН, одной из причин образования существенно альбитовых или, при низких температурах, альбит-карбонатных метасоматитов. Роль углекислоты в данном варианте гинотетической гидротермальной системы менее существенна, чем в ранее рассмотренных случаях, и ограничивается частичной карбонатизацией алюмосиликатных пород и, возможно, их аргиллизацией. Таким образом, при заданном составе раствора и температурах, превышающих  $300^{\circ}\text{C}$ , преобладающее развитие в кислой среде должны получить процессы образования впрофиллита, в слабощелочной, нейтральной и слабокислой — мусковита и, вероятно, парагонита, а в щелочной — калиевого полевого шпата или альбита. Понижение температуры раствора влечет за собой развитие карбонатов в ассоциации с типичными парагенезисами аргиллизированных пород, мусковитом, а в более щелочных условиях — с калиевым полевым шпатом и альбитом.

В заключение кратко остановимся на сравнительно редких в природной обстановке случаях, когда углекислота содержится в гидротермальном растворе в подчиненном количестве по отношению к упомянутым ранее катионам. Подобные изменения в составе растворов, по-видимому, практически не отразятся на процессах минералообразования, рассмотренных в примерах 3 и 4, но окажутся ощутимыми в тех случаях, когда активность углекислоты будет недостаточной для карбонатизации силикатов, следствием чего может явиться образование в низкотемпературных условиях бескарбонатных мусковитовых, калишпатовых и альбитовых парагенезисов. Более существенные изменения могут последовать в процессах минералообразования, рассмотренных в первом и втором примерах. В первом случае недостаток углекислоты в растворе должен вызвать образование магnezиальных силикатов не толь-

ко в среднетемпературной, но и в низкотемпературной области и, как следствие, привести к ограничению или даже полному затуханию процессов кальцевого метасоматоза и карбонатизации. Наконец, резкое уменьшение углекислоты в растворах с преобладанием кальций-иона, естественно, должно снизить интенсивность развития процессов кристаллизации кальцита, а также в связи с высокой конечной активностью кальций-иона, даже в низкотемпературном растворе, практически свести к минимуму вероятность образования кальцевых и натриевых алюмосиликатов.

Таким образом, можно заключить, что из числа рассмотренных главнейших породообразующих компонентов только углекислота, натрий, калий, магний и, по-видимому, в несколько меньшей степени железо обладают в условиях подавляющего большинства процессов метасоматоза значительной миграционной способностью и, следовательно, оказывают активное влияние на формирование их химизма. Хотя упомянутые компоненты содержатся в растворах в различных количественных соотношениях в зависимости, как принято думать, прежде всего от состава вмещающей среды и, возможно, в меньшей степени от их первичной специализации, взаимодействие таких растворов с вмещающими породами приводит к образованию довольно ограниченного числа устойчивых минеральных ассоциаций. В условиях повышенной кислотности раствора, практически независимо от его состава, алюмосиликатные вмещающие породы замещаются при температурах, превышающих  $300^{\circ}\text{C}$ , существенно пиррофиллитовыми парагенезисами, сменяющимися при понижении температуры карбонатсодержащими или бескарбонатными ассоциациями, свойственными аргиллизированным породам. В случае взаимодействия алюмосиликатных пород с гидротермальными растворами умеренной кислотности — щелочности, опять же, по существу, независимо от их состава, в высокотемпературной области образуются преимущественно мусковитовые или значительно реже парагонитовые, а в низкотемпературной — исключительно мусковит-карбонатные парагенезисы. Максимальное разнообразие минеральных ассоциаций возникает в условиях повышенной щелочности среды. В зависимости от состава раствора здесь оказывается возможным образование — в условиях средних температур — существенно хлоритовых, калишпатовых и альбитовых ассоциаций. Понижение температуры может привести в случаях преобладания углекислоты в растворе не только к образованию соответственно калишпат- и альбит-карбонатных парагенезисов, но и к замещению ими ранее образовавшихся магнезиальных и железистых хлоритов. Нельзя, кроме того, в условиях небольших давлений исключить возможность массового выделения углекислоты в виде газовой фазы, что, независимо от количественных соотношений прочих компонентов, вызывает повышение кислотности раствора в верхних частях гидротермальных систем и таким образом приведет к аргиллизации алюмосиликатных пород. Процессы преобразования известняков ограничиваются, по существу, если не считать перекристаллизации без изменения минерального и химического состава и не рассматриваемого в данном случае окварцевания, замещением их доломитом и реже магнезитом в случаях магнезиального профиля метасоматоза или соответственно анкеритом и сидеритом при его железистой специализации.

## ОПЫТ КЛАССИФИКАЦИИ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

В течение довольно продолжительного времени изучения метасоматически измененных пород, в том числе пород, слагающих окологрудные ореолы, предпринято немало попыток их классификации. В основу предложенных классификаций были положены разные принципы, обусловленные, с одной стороны, задачами, поставленными перед собой авторами, а с другой — степенью и уровнем изученности метасоматически измененных пород.

К числу первых попыток должны быть отнесены классификации, предложенные Гольдшмидтом (1933), Грубенманом и Ниггли (1936), Эскола (Escola, 1939), и др. Этими исследователями выделено несколько типов метасоматоза, названных по наименованию профилирующего компонента в растворе соответственно кальцевым, магнетальным, кальцевым и др. Однако, как справедливо заметил Д. С. Коржинский (1953), подобный подход к классификации метасоматически преобразованных пород, наряду с совершенно очевидными достоинствами, заключающимися в возможности отразить в названии процесса некоторые химические особенности преобразующих растворов, не позволяет вместе с тем показать роль состава исходных пород и проследить последовательные стадии их преобразований, нашедшие отражение в метасоматической зопальности.

Следующая классификация постмагматических процессов от самых высокотемпературных, включающих метасоматические явления магматической стадии, до наиболее низкотемпературных процессов околожильного метасоматоза, была предложена Д. С. Коржинским (1953). В основу ее положена разработанная Д. С. Коржинским теория кислотно-щелочной эволюции постмагматических растворов, согласно которой метасоматические процессы могут быть подразделены на три основные стадии: собственно магматическую, раннюю щелочную и кислотную с последующей щелочной стадиями. Следует, однако, отметить, что не все звенья, составляющие единую цепь метасоматических процессов, представлены в предложенной классификации с одинаковой полнотой. Наиболее детально и полно описаны и классифицированы процессы, составляющие две первые стадии, в то время как третья стадия, в особенности процессы околотрещинного метасоматоза, изученные в то время сравнительно слабо, охарактеризована довольно схематично и разделена на три типа, неохватывающие, естественно, всего разнообразия метасоматических процессов, протекающих вблизи трещинных каналов. Впоследствии появилась возможность восполнить этот пробел, что и было сделано учениками и последователями Д. С. Коржинского. В данном случае имеются в виду предложенные в более позднее время классификации, построенные на основании теории кислотно-щелочной эволюции постмагматических растворов, охватывающие как всю совокупность метасоматических процессов (Жарников, 1966; Казыцын, 1966), так и их отдельные стадии (Омельяненко, 1966, 1971).

Приблизительно в то же время была предложена оригинальная классификация главнейших метасоматических формаций (Наковник, 1966), в основу которой в качестве главных критериев были положены глубина образования метасоматитов и кислотность—щелочность растворов, обусловивших их образование. Необходимо, однако, отметить, что эти критерии не поддаются, как правило, строгой оценке, в связи с чем классификация является качественной.

И, наконец, А. Е. Шлыгин (1966), В. А. Соколов (1966) и В. Г. Боголепов (1966) почти одновременно предприняли попытку создания многомерной классификации метасоматически измененных пород с учетом большинства факторов, оказывающих влияние на формирование этих образований: особенностей их геологического положения, минералогическо-петрографического состава, физико-химической направленности соответствующих процессов и пр., что, естественно, не могло не привести к некоторой громоздкости предложенных построений.

В отличие от упомянутых исследователей автор поставил перед собой более частную задачу, заключающуюся в предварительной классификации на основе изложенного выше материала только низкотемпературных околорудных метасоматитов. В качестве основных классификационных единиц в данном случае приняты формации метасоматически измененных пород, правомочность использования которых для подобных целей и обоснование самостоятельности большинства из них показаны в специальных работах (Жариков, 1966; Казыцын, 1966; Омеляненко, 1966). Кроме того, для целей классификации использованы результаты термодинамических и экспериментальных исследований, подобно тому, как это было сделано, например, при выделении фаций метаморфизма.

Таким образом, хотя в основу предложенной в настоящей главе классификации низкотемпературных метасоматитов положен оригинальный минералогическо-петрографический и физико-химический материал, она построена, по существу, на неоднократно обсуждавшихся принципах. Результаты этой работы представлены на рис. 163. По вертикальной оси диаграммы отложены в масштабе температуры в °С, по горизонтальной — главные формации метасоматитов с указанием состава исходных пород, типичных продуктов метасоматоза, а также интервалов pH их образования. В нижней части диаграммы располагаются низкотемпе-

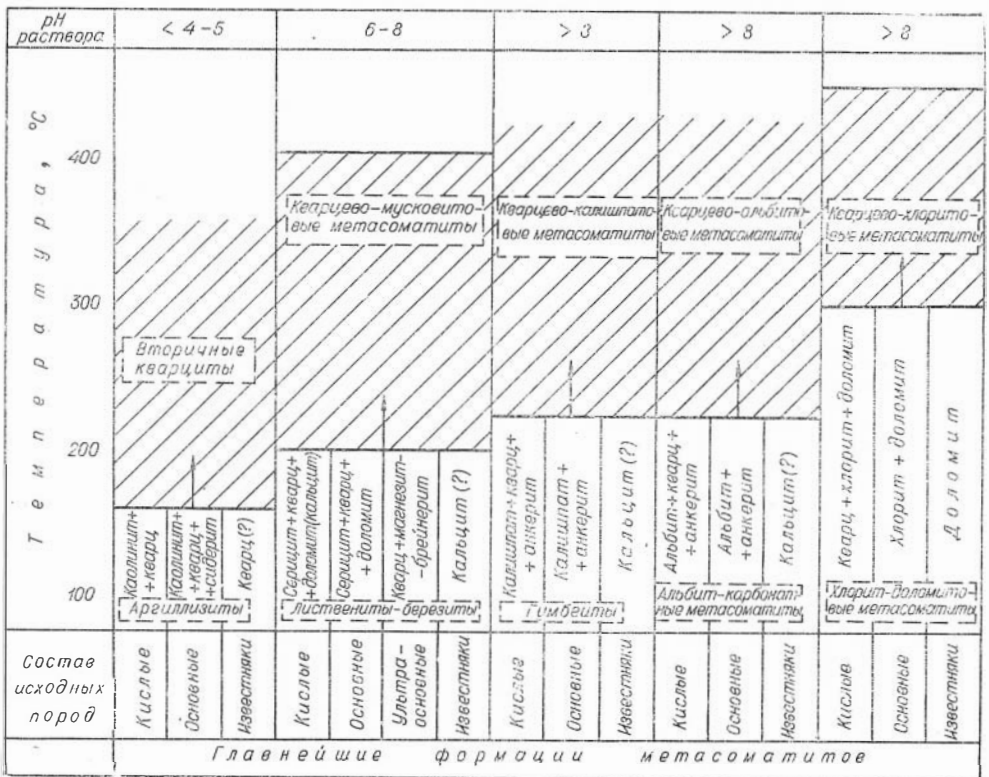


Рис. 163. Схема классификации низкотемпературных метасоматитов.

ратурные формации, а непосредственно над ними — соответствующие среднетемпературные. Основанием для подобного расчленения пород послужило выдвинутое Д. С. Коржинским положение, согласно которому «минералогическим признаком перехода от среднетемпературной к низкотемпературной стадии можно принять разложение среднетемпературных силикатов кальция, именно энфита, прешита, пумпеллита, активолита, тремолита, причем становится устойчивой ассоциация любых карбонатов с кварцем» (Коржинский, 1953, с. 439). Если распространить этот принцип на магнезиальные и железистые гидросиликаты, то появится реальная возможность выделения низко- и среднетемпературных стадий в большинстве типов околотрепщинного метасоматоза и, что особенно важно, наметятся пути количественного определения положения разделяющих их температурных границ.

Поскольку положение температурных границ, разделяющих эти группы формаций, не остается постоянным, а изменяется в зависимости от колебания парциальных давлений воды и углекислоты, интервалы их перемещения даны в виде заштрихованных прямоугольников. При этом, исходя из геологических данных и материалов, полученных при анализе газовых фаз в газовой-жидких включениях, допускается, что парциальное давление углекислоты в процессе образования низкотемпературных метасоматически измененных пород не превышало 1000 атм. Направление смещения границ при возрастании парциального давления  $\text{CO}_2$  указано стрелками. Вертикальные колонки, отведенные отдельными формациями, подразделяются, в свою очередь, на ряд граф, каждая из которых соответствует исходной породе определенного состава, что позволяет показать влияние минералогических особенностей этих пород на состав конечных продуктов их метасоматического преобразования. Следует при этом отметить, что количество таких граф не всегда остается постоянным и не во всех случаях является достаточным для полной характеристики процессов образования целого ряда формаций метасоматически измененных пород.

Первая колонка отведена низкотемпературной формации аргиллизитов и соответствующей ей среднетемпературной формации вторичных кварцитов. В случае развития процессов аргиллизации по породам кислого состава образуются практически бескарбонатные ассоциации, состоящие из глинистых минералов и кварца, а при замещении основных пород возникают парагенезисы, содержащие в своем составе помимо кварца и глинистых минералов значительные количества сидерита или анкерита. Известняки при взаимодействии с кислыми растворами оказываются неустойчивыми и замещаются в случае достаточного содержания кремнезема в растворах кварцем. По-видимому, окварцевание карбонатных пород при реакции их с растворами, вызывающими аргиллизацию алюмосиликатных образований, не является обязательным, хотя сопряженное развитие процессов аргиллизации алюмосиликатных пород и окварцевания карбонатных можно наблюдать иногда даже в пределах одной и той же жылы. В среднетемпературных условиях алюмосиликатные породы также замещаются при достаточно интенсивном проявлении процесса кварцево-каолинитовыми образованиями формации вторичных кварцитов, которые, однако, в отличие от аргиллизированных пород, нередко содержат то или иное количество пирофиллита при полном отсутствии карбоната. Известняки в подобных условиях должны подвергаться преобразованиям, аналогичным предыдущим. Температурная граница между рассматриваемыми формациями при минимальных значениях  $P_{\text{CO}_2}$  может быть проведена на основании экспериментальных данных, согласно которым ассоциация сидерит + кварц оказывается устойчивой до температуры  $\sim 160^\circ\text{C}$  и при ее превышении замещается железистым слоистым силикатом типа миннезотапта. Положение этой границы при повышенных значениях  $\text{CO}_2$  точно не установлено, но по аналогии с изу-

ченными реакциями подобного типа должно соответствовать при  $P_{\text{CO}_2} = 1000$  атм  $\sim 300-350^\circ\text{C}$ . Приведенные данные не противоречат результатам экспериментального изучения диссоциации каолинита, согласно которым этот минерал оказывается устойчивым при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000$  атм до  $300^\circ\text{C}$ , выше которой он замещается пирофиллитом.

Вторая колонка, отведенная низкотемпературной формации березитов—лиственитов и среднетемпературной формации кварцево-мусковитовых метасоматитов, разделена на графы, соответствующие кислым, основным и ультраосновным породам, а также известнякам. В условиях низкотемпературных преобразований кислых пород возникают кварцево-серпичитовые метасоматиты, известные под названием березитов: основных — кварцево-доломито-мусковитовые породы; ультраосновных — типичные листвениты, состоящие из кварца и магнезита с весьма незначительным количеством фуксита, и, наконец, известняки подвергаются в большинстве случаев только перекристаллизации без изменения минерального состава. Имеются, впрочем, данные, свидетельствующие о том, что иногда в процессе описываемых преобразований известняки замещаются анкеритом или доломитом. Развитие того или иного процесса изменения известняков обусловлено, по-видимому, локальными перераспределениями вещества. В случае проявления данного типа метасоматоза в среднетемпературных условиях породы кислого и основного состава замещаются в конечном счете широко распространенными кварцево-мусковитовыми образованиями, в то время как ультраосновные породы в подобных условиях, судя по экспериментальным данным, преобразуются в талькиты. Известняки, так же как и в предыдущем случае, подвергаются перекристаллизации, а при наличии в растворе соответствующих компонентов замещаются кварцем и иногда флюоритом. Температурная граница между рассматриваемыми формациями метасоматитов проведена на основании экспериментальных данных по устойчивости кварцево-магнезитовой минеральной ассоциации, т. е., по существу, лиственитов, а следовательно, и их аналогов, развивающихся по породам иного состава. Согласно упомянутым данным, ассоциация магнезит+кварц, — если состав газовой фазы в сфере реакции соответствует составу воздуха и, таким образом, содержит 0,03% углекислоты — оказывается устойчивой до температуры  $\sim 200^\circ\text{C}$ , выше которой она замещается тальком или серпентином. Граница устойчивости данной ассоциации при парциальном давлении  $\text{CO}_2 = 1000$  атм поднимается до  $\sim 400^\circ\text{C}$ .

Третья колонка, в нижней части которой размещаются породы, относящиеся к формации гумбенитов, а в верхней находятся их бескарбонатные аналоги — кварцево-кальциевые породы, разделена на три графы, соответствующие исходными породами кислого, основного и карбонатного состава. Первые две разновидности превращаются при достаточно интенсивном развитии процесса гумбенитизации в кальциат-анкерит-кварцевые породы, отличающиеся друг от друга лишь количественными соотношениями перечисленных минералов. При этом не исключена возможность образования аналогичных по составу пород, в которых, однако, вместо анкерита фигурирует доломит. Именно такие породы автор наблюдал на некоторых молибденовых месторождениях, где они образуют типичные околожильные ореолы. Что касается известняков, то они в условиях гумбенитизации пород алюмосиликатного состава могут подвергнуться перекристаллизации без изменения минерального состава, доломитизации или анкеритизации. Конечные продукты среднетемпературной стадии данного типа метасоматоза представлены в случае преобразования пород основного и кислого состава кальцевым полевым шпатом и кварцевым, а при изменении известняков — их перекристаллизованными разновидностями. Процессы доломитизации и анкеритизации известняков возможны только при достаточно высоких парциальных давлениях углекислоты. Температурная граница между поро-

дами формаций гумбенитов и их бескарбонатными аналогами проведена на основании экспериментальных данных по устойчивости кварцево-анкеритовой минеральной ассоциации в гидротермальных условиях. Проведенные эксперименты свидетельствуют о том, что кремнисто-анкеритовая минеральная ассоциация оказывается устойчивой до температуры  $\sim 220^\circ\text{C}$  при содержании  $\text{CO}_2$  в составе газовой фазы, равном 0,03%. В случае превышения этой температуры ассоциация анкерит + кремнезем оказывается неустойчивой и замещается миннезотитом и кальцитом. Температурная граница между рассматриваемыми формациями при повышенных парциальных давлениях углекислоты пока точно не установлена из-за отсутствия экспериментальных данных. Ориентировочные расчеты позволяют, однако, предположить, что при  $P_{\text{CO}_2} = 1000$  атм она должна проходить в температурном интервале  $400\text{--}420^\circ\text{C}$ .

На альбит-карбонат-кварцевых и альбит-кварцевых породах, расположенных в следующей колонке, вряд ли следует останавливаться, поскольку они отличаются от только что рассмотренных, по существу, лишь составом полевого шпата, который в данном случае представлен альбитом.

Наконец, в последней колонке расположены низко- и среднетемпературные продукты магнезиального метасоматоза. В низкотемпературных условиях исходные породы основного и кислого состава замещаются соответственно хлорит-доломитовыми или кварцево-доломит-хлоритовыми метасоматитами, а известняки — доломитом. В среднетемпературных условиях в случае преобразования алюмосиликатных пород образуется ассоциация, представленная хлоритом и кварцем, в то время как известняки в подобных условиях либо подвергаются доломитизации, либо, при наличии в них кварца, замещаются тальком или серпентином с кальцитом. Температурная граница между этими формациями проведена на основании экспериментальных данных, согласно которым ассоциация доломит + кварц устойчива при минимальных значениях  $P_{\text{CO}_2}$  до температуры  $300^\circ\text{C}$ , выше которой эта ассоциация замещается тальком с кальцитом или тальком с серпентином и кальцитом в зависимости от количественных соотношений  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  и  $\text{SiO}_2$  в исходных пробах. Температура замещения данной ассоциации тальком и кальцитом для случая  $P_{\text{CO}_2} = 1000$  атм составляет  $\sim 450^\circ\text{C}$  (Винклер, 1969).

Таким образом, положение температурных границ, разделяющих низко- и среднетемпературные формации метасоматически измененных пород определяется, по существу, двумя факторами: составом карбоната, входящего совместно с кварцем в парагенезисы низкотемпературных формаций, и парциальными давлениями воды и углекислоты. Если опираться на экспериментальные данные и результаты термодинамических расчетов по устойчивости кварцево-магнезитовой, кварцево-анкеритовой и кварцево-доломитовой минеральных ассоциаций, то при изменении парциального давления от долей атмосферы до 1000 атм при  $P_{\text{общ}} = 1000$  атм температурный интервал колебания границы перехода формации аргиллизитов в формацию вторичных кварцитов составляет  $\sim 160\text{--}300\text{--}350^\circ\text{C}$ , формации лиственистов — березитов в формацию бескарбонатных кварцево-мусковитовых пород —  $200\text{--}400^\circ\text{C}$ , формаций гумбенитов и кварцево-альбит-карбонатных метасоматитов в формации их бескарбонатных аналогов —  $220\text{--}400\text{--}420^\circ\text{C}$ ; и, наконец, формации кварцево-хлорит-доломитовых метасоматитов в формацию кварцево-хлоритовых пород —  $300\text{--}450^\circ\text{C}$ .

В заключение необходимо еще раз подчеркнуть, что предложенная классификация носит предварительный характер, не охватывает по тем или иным причинам всего разнообразия наблюдаемых в природе метасоматических процессов и не во всех своих звеньях является одинаково надежно обоснованной. В ней, в частности, не нашли отражения некоторые типы щелочных метасоматитов, например цеолитсодержащие.

Не во всех случаях полностью установлено влияние состава исходных пород на минеральный состав конечных продуктов метасоматоза, и в особенности их промежуточных стадий. Недостает пока термодинамических и экспериментальных данных, касающихся процессов преобразования некоторых минеральных ассоциаций и прежде всего данных по устойчивости кварцево-карбонатных ассоциаций при различных давлениях  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ . Решение этих вопросов, по-видимому, дело ближайшего будущего.

## Глава 10

### РАСЧЕТ ТЕПЛОВЫХ ПОЛЕЙ В ОКОЛОТРЕЩИННЫХ ЗОНАХ

Закономерности формирования тепловых аномалий в полях локализации рудных месторождений различных генетических типов привлекают в последнее время внимание довольно широкого круга исследователей (Годлевский и др., 1962; Дударев и др., 1965; Шаранов, 1966; и др.). В указанных работах рассмотрены особенности образования горизонтальной и вертикальной зональности тепловых полей в зависимости от режима движения раствора, мощности и конфигурации канала, теплофизических свойств вмещающих пород. Вместе с тем нельзя не отметить, что, несмотря на значительное количество публикаций, далеко не все особенности образования тепловых полей вблизи трещинных каналов изучены с исчерпывающей полнотой. В частности, при решении указанных вопросов большинство исследователей ограничивались физической стороной явления и не учитывали тепловые эффекты, связанные с химическими преобразованиями вмещающих пород. Кроме того, при расчетах не всегда обращалось внимание на такие явления, как зависимость температуры стенки канала и коэффициента теплопередачи от режима течения гидротермального раствора, мощности канала и теплофизических свойств среды. Довольно редко приводится также баланс тепла, поступающего во вмещающие породы при фильтрации сквозь них термальных растворов. Теоретическое и практическое значение изучения всех этих вопросов достаточно очевидно.

Автор предпринял попытку количественной оценки тепловых полей, формирующихся вблизи трещинных каналов, с учетом упомянутых факторов. При этом, как показали проведенные исследования, наиболее существенное влияние на формирование подобных полей оказывают три различных по своему происхождению вида тепловой энергии: 1) поступающая в околожильные зоны вследствие перепада температур между гидротермальным раствором и вмещающими породами; 2) выделяющаяся при протекании экзотермических процессов в зонах околотрещинного метасоматоза; 3) поступающая во вмещающие породы в связи с фильтрацией сквозь них термальных растворов.

### РАСЧЕТ ТЕПЛОВОЙ ЭНЕРГИИ, ПОСТУПАЮЩЕЙ В ОКОЛОТРЕЩИННЫЕ ЗОНЫ ВСЛЕДСТВИЕ ПЕРЕПАДА ТЕМПЕРАТУР МЕЖДУ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫМИ РАСТВОРАМИ И ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ

Из теории теплообмена известно, что тепловой поток при движении жидкости в каналах с заданной температурой стенки определяется в данный момент времени по уравнению (Шак, 1964)

$$q = K(T_{ж} - T_{ст}), \quad (10.1)$$



где  $q$  — удельный тепловой поток ( $\text{ккал}/\text{ч}\cdot\text{м}^2$ ),  $K$  — коэффициент теплопередачи ( $\text{ккал}/\text{ч}\cdot\text{м}^2\cdot^\circ\text{C}$ ),  $T_{\text{ж}}$  и  $T_{\text{ст}}$  — температуры жидкости и стенки ( $^\circ\text{C}$ ).

Если принять, что стенка трещинного канала представляет собой плоскость полуограниченного тела с начальной температурой  $T_0 = \text{const} > 0$ , то функция распределения температур при воздействии теплового потока на подобную плоскость может быть описана уравнением (Лыков, 1952)

$$T(x, t) = T_0 + \frac{2q}{\lambda_0} \sqrt{\alpha_0 t} \operatorname{erfc} \frac{x}{2\sqrt{\alpha_0 t}}, \quad (10.2)$$

где  $T(x, t)$  — значение температур на расстоянии  $x$  метров через  $t$  ч ( $^\circ\text{C}$ );  $T_0$  — начальная температура среды с учетом геотермического градиента ( $^\circ\text{C}$ );  $\lambda_0$  — коэффициент теплопроводности среды ( $\text{ккал}/\text{м}\cdot\text{час}\cdot\text{град}$ );  $\alpha_0$  — коэффициент температуропроводности среды ( $\text{м}^2/\text{ч}$ );  $t$  — время (ч);  $x$  — расстояние от стенки канала (м).

Если принять в уравнении (10.2), что  $x \geq 0$ , то оно приобретает вид

$$T(0, t) = T(0) + \frac{2q}{\lambda_0} \sqrt{\alpha_0 t} \cdot 0,564. \quad (10.3)$$

При совместном решении (10.1) и (10.2) можно определить зависимость температуры стенки от коэффициента теплопередачи и теплофизических свойств жидкости и среды

$$T_{\text{ст}} = \frac{T_0 \lambda_0 + 1,12 K T_{\text{ж}} \sqrt{\alpha_0 t}}{\lambda_0 + 1,12 K \sqrt{\alpha_0 t}}. \quad (10.4)$$

Из (10.4) видно, что при  $t \rightarrow 0$ ,  $T_{\text{ст}} \rightarrow T_0$ ; а при  $t \rightarrow \infty$   $T_{\text{ст}} \rightarrow T_{\text{ж}}$ . Таким образом, зная  $K$ , можно найти зависимость температуры стенки от времени.

Из теории конвективного теплообмена (Яковлев, 1962 и др.) известно, что коэффициент теплопередачи при принудительном течении жидкости в каналах любого сечения зависит от режима ее течения, теплофизических свойств и формы канала. Режим течения потока определяется числом Рейнольдса:

$$\text{Re} = \frac{w \cdot d_{\text{эКВ}}}{\gamma}, \quad (10.5)$$

где  $w$  — линейная скорость потока (м/ч);  $d_{\text{эКВ}} = \frac{4S}{2(a+b)}$  ( $S$  — площадь поперечного сечения канала ( $\text{м}^2$ );  $2(a+b)$  — периметр поперечного сечения канала (м) — эквивалентный диаметр (м);  $\gamma$  — кинематическая вязкость жидкости ( $\text{м}^2/\text{ч}$ ). При  $\text{Re} < 2330$  — устойчивый ламинарный поток, а при  $\text{Re} > 1 \cdot 10^4$  — турбулентный.

Средний коэффициент теплопередачи упругих и капельных жидкостей в каналах любой поперечной формы при турбулентном режиме течения ( $\text{Re} > 1 \cdot 10^4$ ) может быть найден из уравнения (Лыков, 1952)

$$\text{Nu}_{\text{ж}} = 0,024 \cdot \text{Re}_{\text{ж}}^{0,8} \cdot \text{Pr}_{\text{ж}}^{0,35} \cdot \left( \frac{\text{Pr}_{\text{ж}}}{\text{Pr}_{\text{ст}}} \right)^{0,25}, \quad (10.6)$$

а при ламинарном потоке ( $\text{Re} < 2320$ )

$$K = 2,02 \left( \frac{w \lambda^2 C_p}{2d^3} \right)^{1/3} \cdot \left( \frac{\mu_{\text{ж}}}{\mu_{\text{ст}}} \right)^{0,14}, \quad (10.7)$$

где  $\text{Nu}_{\text{ж}} = K d_{\text{эКВ}} / \lambda$  — критерий Нуссельта;  $\text{Pr}_{\text{ж}} = \gamma / d$  — критерий Прандтля;  $w$  — массовый расход жидкости через сечение (кг/ч · м<sup>2</sup>);  $C_p$  — удельная теплоемкость (ккал/кг · °C);  $\mu_{\text{ж}}$  и  $\mu_{\text{ст}}$  — динамическая вязкость жидкости в потоке и у стенки канала (кг/м · с).

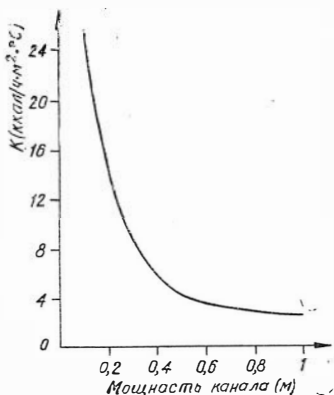


Рис. 165. Зависимость коэффициента теплопередачи от мощности канала при ламинарном режиме течения.

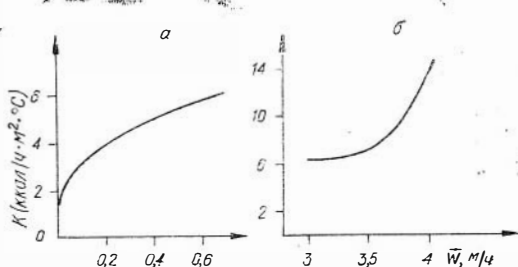


Рис. 164. Зависимость коэффициентов теплопередачи от скорости потока при ламинарном (а) и турбулентном (б) режиме течения.

Если задаться каким-либо сечением канала, то, используя (10.5), (10.6) и (10.7), можно вычислить величину коэффициента теплопередачи для различных скоростей движения жидкости.

В качестве расчетной модели принят вертикальный плоскопараллельный канал с гладкими стенками и сечением  $1 \times 100$  м, приближающийся по размерам к реально наблюдаемым в природных условиях гидротермальным жилам. Из (10.4) следует, что для принятого сечения канала скорость потока при ламинарном течении не должна превышать 0,7 м/ч, а при турбулентном — не может быть менее 2,9 м/ч. Исходя из этого, при расчетах были приняты следующие скорости: для ламинарного потока — 0,3 м/ч, которой соответствует  $K = 4,5$  ккал/ч·м<sup>2</sup>·°С, а для турбулентного течения 4 м/ч и  $K = 13,6$  ккал/ч·м<sup>2</sup>·°С. Необходимые для расчетов константы заимствованы из справочных руководств (Берч и др., 1949; Яковлев, 1962).

Как видно из диаграммы (рис. 164), при ламинарном режиме течения возрастание скорости потока от минимальных величин до 0,7 м/ч приводит к увеличению коэффициента теплопередачи от ~1,5 до 6 ккал/ч·м<sup>2</sup>·°С, причем возрастание последней величины происходит более или менее монотонно. При турбулентном режиме течения также

отмечается возрастание коэффициента теплопередачи от 6 до 14 ккал/ч·м<sup>2</sup>·°С при условии, что скорость такого потока увеличивается от 3 до 4 м/ч. Проведенные расчеты указывают на то, что увеличение скорости как ламинарного, так и турбулентного потока приводит к возрастанию коэффициента теплопередачи.

Небезынтересно рассмотреть также зависимость коэффициента теплопередачи от мощности канала при ламинарном движении, которая представлена на рис. 165. Из диаграммы следует, что при уменьшении канала от 1 до 0,2 м коэффициент теплопередачи возрастает от 4 до 24 ккал/ч·м<sup>2</sup>·°С. Таким образом, наиболее значительные величины коэф-

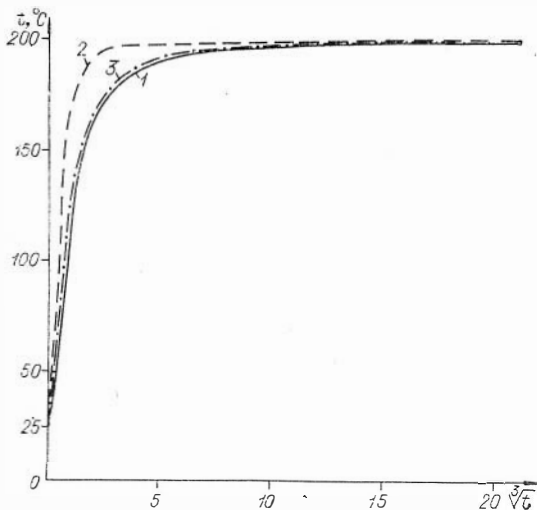


Рис. 166. Изменения температуры стенки канала в зависимости от времени: 1, 2 — в известняках при ламинарном и турбулентном режиме; 3 — в гранитах при ламинарном режиме. По оси абсцисс —  $\sqrt{t}$ .

фициента теплопередачи могут быть достигнуты при минимальной мощности канала.

Используя полученные указанным путем значения коэффициента теплопередачи, можно найти по уравнению (10.4) зависимость температуры стенки от времени, начальной температуры среды и ее теплофизических свойств для определенного течения потока и данной мощности канала. На рис. 166 представлены результаты подобного расчета для ламинарного (0,3 м/ч) и турбулентного (4 м/ч) режима течения в известняках и гранитах, причем в обоих случаях мощность канала принята равной 1 м. Из рисунка следует, что температура стенки довольно быстро возрастает как для случая ламинарного течения потока, так и, в особенности, турбулентного и по истечении сравнительно небольшого периода приближается к температуре жидкости.

Приведенные данные позволяют, кроме того, сопоставить скорости распространения тепла во вмещающих породах различного состава в зависимости от режима течения. Результаты таких расчетов для случая, когда вмещающая среда представлена известняками и гранитами, а скорости турбулентного и ламинарного потоков составляют соответственно 4 и 0,3 м/ч, приведены на рис. 167. Как следует из диаграммы, мощности зон прогрева как для турбулентного, так и ламинарного режима течения характеризуются довольно близкими величинами. Приведенные данные свидетельствуют, в свою очередь, о том, что способ движения растворов не оказывает существенного влияния на формирование температурных полей вблизи трещинных каналов. Несколько большее влияние на формирование зон прогрева должны оказывать теплофизические и физико-механические свойства среды, в данном случае вмещающих пород.

Теперь, зная температуру стенки, нетрудно рассчитать тепловые поля вблизи трещинных каналов для различных режимов течения раствора в неодинаковых по своим теплофизическим свойствам средах. В качестве примера рассмотрим два предельных случая:

1. Трещинный канал мгновенно заполняется термальным раствором определенной температуры, превышающей температуру стенки, после чего дальнейшее поступление раствора прекращается.

2. Термальный раствор, обладающий более высокой температурой, чем вмещающие трещину породы, непрерывно поступает в трещинный канал.

В случае одноактного заполнения закрытой полости или трещины любого сечения жидкостью изменение температуры стенки во времени выражается уравнением (Лыков, 1952)

$$\frac{T_{ст} - T_0}{T_{ж} - T_0} = \frac{K}{1 + K} - \frac{2K}{(1 + K)^2} \sum_{n=1}^{\infty} (-h)^{n-1} \operatorname{erfc} \frac{nK}{\sqrt{\alpha t}}. \quad (10.8)$$

Поскольку при мгновенном заполнении полости последний член в уравнении (10.8)

$$\sum_{n=1}^{\infty} (-h)^{n-1} \operatorname{erfc} \frac{nK}{\sqrt{\alpha t}} \rightarrow 0,$$

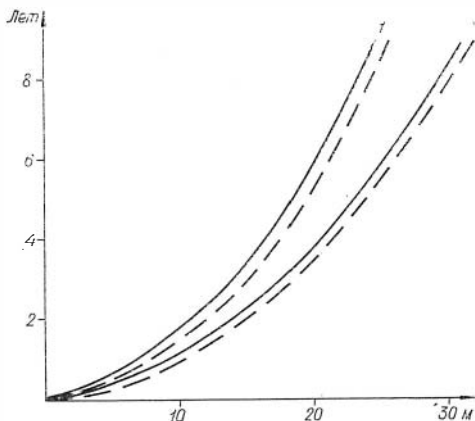


Рис. 167. Граница прогрева околотрещинных зон в известняках (1) и гранитах (2) при ламинарном (сплошные линии;  $V=0,3$  м/ч) и турбулентном (штриховые линии;  $V=4$  м/ч) режимах течения.

то максимальная температура стенки может быть выражена следующим образом:

$$\frac{T_{\text{ст}} - T_0}{T_{\text{жк}} - T_0} = \frac{K}{1 + K}. \quad (10.9)$$

В приведенных уравнениях  $K$  — коэффициент тепловой активности одной среды по отношению к другой

$$K = \frac{\lambda_1}{\sqrt{\alpha_1}} : \frac{\lambda_2}{\sqrt{\alpha_2}},$$

$$h = \frac{1 - K}{1 + K} \quad (\text{безразмерная величина}).$$

Остальные обозначения аналогичны отмеченным выше.

Расчеты, проведенные для случая, когда жидкость представлена водой, заполняющей трещинный канал мощностью 1 м, а вмещающие породы сложены известняками и гранитами, показали, что температура стенки канала составляет 50 и 45% температуры воды. Эти данные подтверждаются экспериментальными исследованиями В. Д. Памиуры и В. Н. Кочергина (1965), полученными с помощью аналогового моделирования тепловых полей на гидравлическом интеграторе ИГД системы профессора В. С. Лукьянова. Таким образом, в случае непродолжительного поступления теплоносителя и тем более при одноактном заполнении трещинного канала или полости даже максимально возможная температура стенки существенно ниже температуры жидкости.

Несколько иная картина отмечается в случае непрерывного поступления теплоносителя в трещинный канал в течение значительного времени. Как показали проведенные расчеты (см. рис. 166), в случае как ламинарного, так и турбулентного течения растворов в трещинных каналах температура стенки таких каналов довольно быстро приближается к температуре раствора и по истечении нескольких десятков часов практически не отличается от нее. Это положение позволяет принять допущение о равенстве температур теплоносителя и стенки для ламинарного и турбулентного режимов течения и использовать для расчета тепловых полей следующее уравнение (Лыков, 1952):

$$T(x, t) = T_{\text{ст}} + (T_0 - T_{\text{ст}}) \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\frac{x}{2\sqrt{\alpha_1 t}}} e^{-u^2} du \quad (10.10)$$

с начальными и граничными условиями

$$T(x, 0) = T_0 = \text{const} > 0;$$

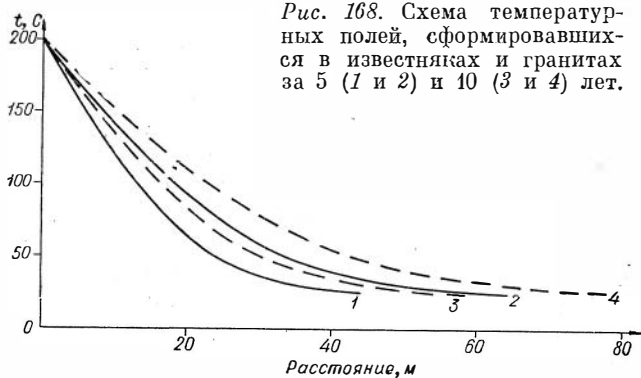
$$T(0, 0) = T_{\text{ст}} = \text{const} > 0;$$

$$T(\infty, t) = T_0 = \text{const} > 0,$$

где  $T_0$  — температура среды с учетом геотермического градиента,

$T_{\text{ст}}$  — температура стенки (оба в °C),  $\frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\frac{x}{2\sqrt{\alpha_1 t}}} e^{-u^2} du$  — интеграл вероятности.

На рис. 168 приведены расчеты тепловых полей для случаев, когда вмещающая среда представлена известняками и гранитами, а теплоноситель — водой. Температура среды принята равной 25, а теплоносителя — 200° C. Предполагается, что время непрерывного поступления раствора составляет 5 и 10 лет. Во всех рассмотренных случаях отмечается незначительный прогрев вмещающей среды на расстоянии до 40—50 м от стенки канала, в то время как во внутренней зоне мощностью около 10 м температура превышает 100° C.



Небезынтересно сопоставить также влияние теплофизических свойств теплоносителя на интенсивность прогрева околотрещинного пространства. В качестве примера проведены расчеты скорости прогрева известняков и гранитов для воды и пара, коэффициенты теплопередачи которых, найденные по приведенному выше уравнению (10.7), значительно различаются между собой. Результаты расчета, представленные на рис. 169, показывают, что как в гранитах, так и в известняках скорости продвижения теплового фронта для случая с водой в несколько раз превышают таковые для пара.

Суммируя изложенное, можно сделать следующие выводы:

1. В случае непрерывного поступления как ламинарного, так и турбулентного гидротермального потока температура стенки канала довольно быстро приближается к температуре теплоносителя.

2. При одноактном заполнении полости температура ее поверхности, представленной известняками или гранитами, не превышает 50% температуры раствора.

3. Значительный прогрев вмещающей среды может быть достигнут только в случае непрерывного поступления гидротермального раствора в течение продолжительного времени. При одноактном заполнении трещины мощностью не более 1 м прогрев среды будет весьма незначительным, а максимальная температура большинства горных пород даже на расстоянии 0,5 м от стенки трещины не превысит 25% температуры раствора. При уменьшении мощности канала прогрев вмещающей среды соответственно понизится.

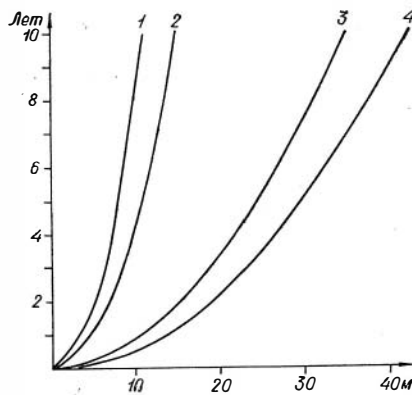


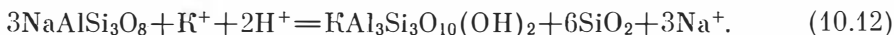
Рис. 169. Границы прогрева околотрещинных зон в известняках и гранитах при движении в каналах пара (1, 2) и воды (3, 4).

#### РАСЧЕТ ТЕПЛОВОЙ ЭНЕРГИИ, ВЫДЕЛЯЮЩЕЙСЯ ПРИ ПРОТЕКАНИИ ЭКЗОТЕРМИЧЕСКИХ РЕАКЦИЙ В ЗОНАХ ОКОЛОТРЕЩИННОГО МЕТАСОМАТОЗА

Как уже упоминалось ранее, тепловая энергия, выделяющаяся при протекании экзотермических реакций в зонах околожильного метасоматоза, является одной из важнейших составляющих в общем балансе тепла, формирующего тепловые поля вблизи трещинных каналов. Однако, несмотря на широкое распространение и важное значение, эти процессы все еще недостаточно изучены. К немногочисленным работам подобного

плана следует прежде всего отнести исследования Ю. В. Казицина (Казицын и др., 1968), изучавшего расчетным путем тепловые эффекты большинства наиболее широко распространенных реакций метасоматического преобразования пород. Автор ограничился, однако, чисто энергетическими расчетами и не коснулся теплофизической стороны вопроса, что, естественно, не позволило ему перейти к непосредственной характеристике конкретных тепловых полей в зонах околотрепциного метасоматоза. Настоящий раздел представляет собой попытку в какой-то мере восполнить указанный пробел.

В качестве примера рассмотрены достаточно полно изученные экспериментальным путем реакции лиственнитизации серпентинита и серицитизации альбита, которые могут быть представлены в следующем виде:



Тепловой эффект реакции может быть вычислен как разность тепловых энергий образования продуктов реакции и исходных веществ:

$$\sum_{\text{хим}} M_1 = \sum_{j=1}^{i=l} n_j \sum M_j - \sum_{i=1}^{j=l} n_i \sum M_i \left( \frac{\text{ккал}}{\text{моль}} \right), \quad (10.13)$$

где  $\sum_{\text{хим}} M_1$  — тепловая энергия, выделяющаяся при реакции образования одного моля;  $\sum M_1$  и  $\sum M_j$  — тепловая энергия образования исходных веществ и продуктов реакции;  $n_i$  и  $n_j$  — стехиометрические коэффициенты в уравнении реакции.

Подставляя в данное уравнение экспериментально определенные значения энтальпий веществ, участвующих в реакциях (см. приложение 1), вычисляем их тепловые эффекты, которые соответственно составляют — 43,98 и 58,04 ккал/моль.

Полученные величины, количественно характеризующие тепло, выделяющееся при реакции одного моля вещества, позволяют, в свою очередь, перейти к расчету тепловых эффектов данной реакции в любом объеме породы. Расчеты могут быть выполнены по уравнению:

$$Q = \frac{V \cdot \sum_{\text{хим}} M_1}{P}, \quad (10.14)$$

где  $Q$  — количество тепла, выделяющегося при реакции 1 м<sup>3</sup> породы;  $V$  — объемный вес породы в г/м<sup>3</sup>;  $\sum_{\text{хим}} M_1$  — тепловой эффект реакции в ккал/моль;  $P$  — число граммов в моле прореагировавшего вещества.

Проведенные в соответствии с данными уравнением расчеты показали, что при полном преобразовании 1 м<sup>3</sup> породы по реакции (10.11) выделяется 249 · 10<sup>3</sup> ккал, а по реакции (10.12) — 194 · 10<sup>3</sup> ккал. Таким образом, в результате протекания рассматриваемых процессов должно выделиться весьма существенное количество тепловой энергии.

Перейдем к непосредственному расчету температур, а следовательно, тепловых полей, возникающих в результате метасоматического преобразования пород. Рассмотрим вначале два наиболее простых случая:

1. Тепло, выделяющееся в ходе реакций, аккумулируется в пределах метасоматической зоны, т. е. в замкнутой системе.

2. Рассматриваемые реакции протекают мгновенно.

В обоих случаях температура прогрева реагирующей породы рассчитывается по уравнению:

$$T = \frac{Q}{C_v}, \quad (10.15)$$

где  $T$  — температура прогрева прореагировавшей породы, °С;  $Q$  — количество тепла, выделяющегося в результате химической реакции, ккал/м<sup>3</sup>;  $C_v$  — объемная теплоемкость конечных продуктов реакции, ккал/м<sup>3</sup> · °С.

Теплоемкость рассматриваемых гидротермально измененных пород может быть рассчитана по принципу аддитивности следующим образом:

$$C = \frac{1}{100} (ac_1 + bc_2 + \dots + nc_n), \quad (10.16)$$

где  $C_1, C_2, \dots, C_n$  — теплоемкости составляющих компонентов;  $a, b, \dots, n$  — процентное содержание составляющих компонентов.

Необходимые для расчета значения теплоемкости составляющих компонентов заимствованы из справочного руководства (Берч и др., 1949); их процентные содержания в породе определены в результате подсчета соответствующих минералов в прозрачных шлифах, по возможности с контролем путем химических анализов. Выполненные расчеты показали, что теплоемкость продуктов реакции (10.11) может быть принята  $\sim 440$ , а реакции (10.12) —  $\sim 600$  ккал/м<sup>3</sup>°С. Рассчитанные значения теплоемкости позволили определить по уравнению (10.15) температуру нагрева преобразованной породы для заданных условий. Как видно из диаграмм (рис. 170, 171), при мгновенной скорости реакции или при протекании их в замкнутой системе преобразованные породы должны прогреться вследствие реакции (10.11) до температуры 570,

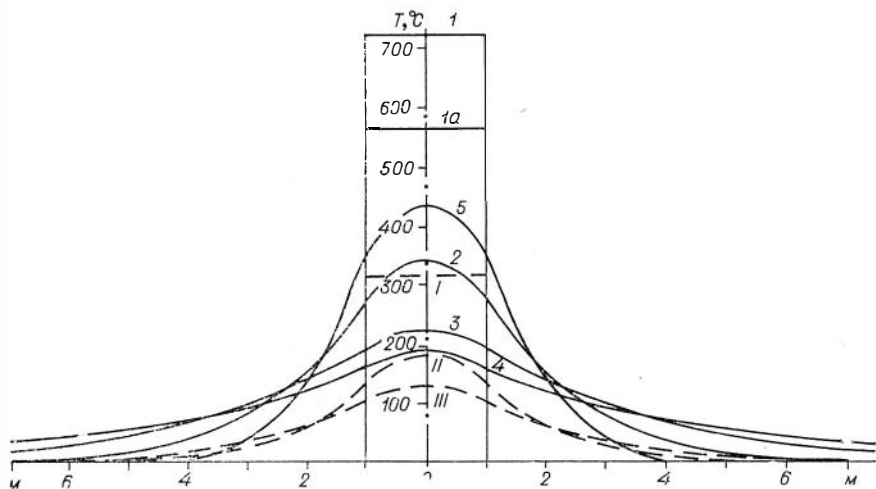


Рис. 170. Схема температурных полей внутри и за пределами зон лиственизации и серицитизации мощностью 2 м. Сплошные линии соответствуют полной лиственизации за 0,5 (5); 2 (2) 3 (3); 6 (4) месяцев, а также мгновенному преобразованию пород (1а); штриховые линии — серицитизации за 1 (II) и 3 (III) месяца и при мгновенном преобразовании пород (I).

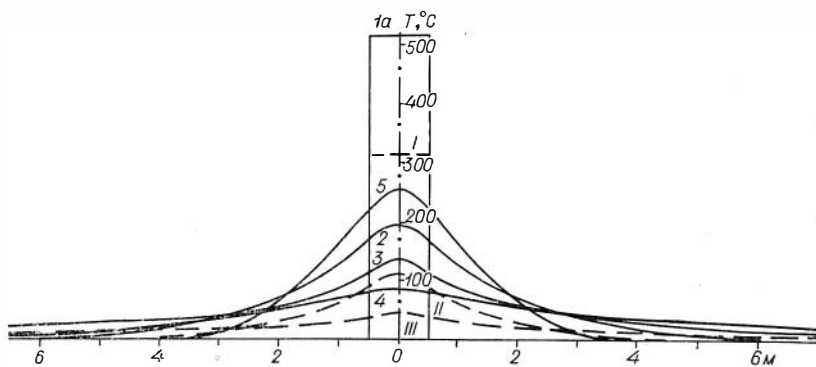


Рис. 171. Схема температурных полей внутри и за пределами зон полной лиственизации и серицитизации при их мощности 1 м. Условные обозначения см. рис. 168.

а реакции (10.12) — до 315° С. Рассмотренные условия, однако, вряд ли могут быть реализованы в природе.

Если при этом принять, что начальная температура исходных пород равна нулю,  $2l$  — мощность зоны,  $t$  — время процесса, а интенсивность выделяющегося тепла в течение всего метасоматического процесса остается постоянной, то значения температур в зоне метасоматоза ( $-l < x < l$ ) могут быть найдены по уравнению (Лыков, 1952):

$$T(x, t) = \frac{\alpha_0 A_0 t}{\lambda_0} \left\{ 1 - 2i^2 \operatorname{erfc} \left( \frac{l-x}{2\sqrt{\alpha_0 t}} \right) - 2i \operatorname{erfc} \left( \frac{l+x}{2\sqrt{\alpha_0 t}} \right) \right\}. \quad (10.17)$$

В породах, непосредственно примыкающих к метасоматической зоне ( $x > l$ ), распределение температур подчиняется следующему выражению (Лыков, 1952):

$$T(x, t) = \frac{2\alpha_0 A_0 t}{\lambda_0} \left\{ i \operatorname{erfc} \left( \frac{x-l}{2\sqrt{\alpha_0 t}} \right) - i^2 \operatorname{erfc} \left( \frac{x+l}{2\sqrt{\alpha_0 t}} \right) \right\}, \quad (10.18)$$

где  $x$  и  $l$  — текущие координаты;  $\lambda_0$  и  $\alpha_0$  — коэффициенты тепло- и температуропроводности;  $A_0$  — постоянный источник тепла внутри зоны в течение времени  $t$ ;  $\operatorname{erfc}(z) = 1 - \operatorname{erf}(z)$ .

В связи с отсутствием теплофизических констант для метасоматических пород при расчетах пришлось прибегнуть еще к одному допущению — принять коэффициенты тепло- и температуропроводности исходных и преобразованных пород равными между собой. Константы исходных пород заимствованы из справочника (Берч и др. 1949), мощность метасоматически измененных зон равна 2 и 1 м. Как и следовало ожидать (см. рис. 170, 171), максимальная температура прогрева лиственитизированных серпентинитов, равная 435° С, отмечается при минимальном времени течения реакции, которое в рассматриваемом случае составляет 0,5 месяца. В тех случаях, когда время переработки рассматриваемого блока пород возрастает до 1; 3 и 6 месяцев, максимальная температура прогрева измененных пород уменьшается соответственно до 330, 225 и 200° С. Более сложная картина выявляется при формировании тепловых полей в породах, вмещающих зону метасоматитов. Как было уже показано, на формирование таких полей наряду с прочими факторами существенное влияние оказывают, с одной стороны, температура теплоносителя, а с другой — время поступления теплового потока. Причем, если непродолжительное, но существенное возрастание температуры приводит к формированию маломощной, но высокотемпературной зоны, то увеличение времени поступления тепла вызывает более равномерный прогрев значительной толщи вмещающих пород. На приведенных диаграммах (см. рис. 170, 171) отражено одновременное воздействие этих факторов на формирование тепловых полей. Определенным образом на формирование тепловых полей влияют, кроме того, мощность блока метасоматически измененных пород, тепловой эффект реакций и теплофизические свойства метасоматитов.

Изложенный метод расчета тепловых полей позволяет подойти к решению не менее интересной обратной задачи — определению времени протекания метасоматического процесса. Естественно, для ее решения необходимо располагать данными о температурах того или иного типа метасоматического преобразования пород. Результаты экспериментальных и термодинамических исследований свидетельствуют о том, что, хотя процесс лиственитизации и может протекать в довольно широком температурном интервале от 200 до 450° С, в качестве наиболее вероятного верхнего температурного предела следует принять температуру порядка 200—300° С. Приведенные данные позволяют, в свою очередь, сделать вывод о том, что время полной лиственитизации двухметровой зоны серпентинитов составляло не менее 6 месяцев, а для полного замещения серпентинитов мощностью в 1 м необходимо время не менее 0,5—1 месяца. Если



бы скорость протекания процесса лиственитизации превысила указанные пределы, то это вызвало бы такое повышение температуры, при котором кварцево-магнезитовая ассоциация (т. е., по существу, лиственит) становится неустойчивой и замещается тальком или серпентином.

Из изложенного выше следует:

1. Протекание целого ряда процессов метасоматического преобразования пород влечет за собой выделение весьма значительного количества тепла, оказывающего заметное влияние на формирование тепловых полей как непосредственно в зонах метасоматоза, так и во вмещающих такие зоны породах.

2. Формирование подобных тепловых полей зависит от теплового эффекта процесса, его кинетики, мощности зоны метасоматоза и теплофизических свойств пород. Максимальная температура прогрева метасоматически измененных пород может быть достигнута в тех случаях, когда время протекания процесса характеризуется минимальными величинами. В этом случае, однако, тепловое поле не достигает значительной мощности. Напротив, в случае сравнительно продолжительного времени преобразования пород отмечается формирование низкотемпературных, но широких тепловых полей. Влияние мощности зоны метасоматоза сказывается при прочих равных факторах, в основном на температурах прогрева центральных участков данной зоны.

#### РАСЧЕТ ТЕПЛОВОЙ ЭНЕРГИИ, ПОСТУПАЮЩЕЙ В ОКОЛОТРЕЩИННЫЕ ЗОНЫ ПРИ ФИЛЬТРАЦИИ СКВОЗЬ НИХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

Данный тип тепловой энергии точно так же, как и рассмотренный в предыдущем разделе, довольно редко учитывается при расчете тепловых полей вблизи трещинных каналов. Между тем, как показали предварительные расчеты, влияние этого типа тепловой энергии на формирование суммарного теплового баланса околотрещинных полей может быть в ряде случаев весьма существенным. Оно особенно возрастает, когда вмещающая среда представлена достаточно пористыми породами с повышенными фильтрационными свойствами.

Примем для расчетов предельно простую модель.

Термальный раствор с температурой  $T_0$  фильтруется в изотропной пористой среде, представленной известняками, с начальной температурой  $\theta_0$  в направлении, перпендикулярном стенке трещины. Давление в трещине постоянно и равно  $P_0$ . Требуется определить распределение температуры породы в пространстве и времени ( $T = \varphi(x, t)$ ).

Поместим начало координат на поверхности стенки трещины. Тогда начальные и граничные условия можно записать в виде:

$$\begin{cases} T(0, t) = T_0; & T(x, 0) = \theta_0; \\ \theta(x, 0) = \theta_0. \end{cases} \quad (10.19)$$

Для принятых условий задача решается с помощью уравнения (Голубев, 1970):

$$\theta(x, t) = \theta_0 + \frac{T_0 - \theta_0}{2} \left[ 1 - \operatorname{erf} \left( \frac{x - \frac{au}{a+b} \cdot t}{2 \sqrt{\frac{m \cdot a_{\text{эф}} \cdot t}{a+b}}} \right) \right], \quad (10.20)$$

где  $a = m \cdot C_{\text{ж}} \cdot \rho_{\text{ж}}$ ;  $b = (1 - m) \cdot C_{\text{п}} \cdot \rho_{\text{п}}$ ;  $m$  — пористость вмещающих пород;  $C_{\text{ж}}$ ,  $C_{\text{п}}$  — теплоемкость жидкости и породы;  $\rho_{\text{ж}}$  и  $\rho_{\text{п}}$  — их плотности;  $x$  — расстояние от стенки трещины;  $t$  — время;  $\operatorname{erf}(z)$  — интеграл вероятности;  $a_{\text{эф}}$  — эффективный коэффициент теплопроводности.

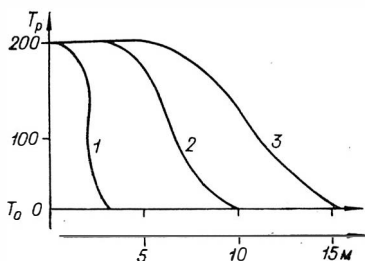


Рис. 172. Схема температурных полей, формирующихся при фильтрации гидротермальных растворов в известняках за 1 год — 1; за 5 лет — 2; за 10 лет — 3.

Скорость фильтрации  $V$  можно рассчитать исходя из закона Дарси:

$$V = \frac{K}{\mu} \text{grad } P, \quad (10.21)$$

где  $K$  — проницаемость, постоянная для данной породы;  $\mu$  — вязкость жидкости;  $\text{grad } P$  — перепад давлений.

Необходимые теплофизические константы для известняков и воды заимствованы из работ Берча и др. (1949), Карбановой (1962), Вулкаловича (1959), и др.

Распределение температуры в околотрещинном пространстве для данного случая представлено на рис. 172. Из диаграммы следует, что в случае постоянной и до-

вольно значительной проницаемости среды фильтрация термального раствора в ней может создать значительные по интенсивности тепловые поля, ширина которых находится в зависимости от времени фильтрации и с увеличением последнего существенно возрастает. Уменьшение фильтрационных свойств породы приводит, как следует из уравнения (10.20), к весьма существенному ослаблению этого эффекта, достигающего, по-видимому, практически незначительных величин, например в массивных изверженных породах типа гранитов, базальтов и пр.

Таким образом, формирование тепловых полей вблизи трещинных каналов, вмещающих гидротермальные растворы, представляет собой сложный процесс, контролируемый по крайней мере тремя важнейшими видами тепловой энергии: 1) поступающей в околожильные зоны вследствие перепада температур между гидротермальным раствором и вмещающими породами; 2) выделяющейся при протекании экзотермических процессов в зонах околотрещинного метасоматоза; 3) поступающей во вмещающие породы в связи с фильтрацией сквозь них гидротермальных растворов. В первом случае интенсивность прогрева вмещающей среды зависит от перепада температур между теплоносителем и средой, от ее теплофизических свойств и времени поступления теплоносителя в трещинный канал. Максимальный прогрев вмещающей среды достигается в случае непрерывного и продолжительного поступления гидротермального раствора в трещинный канал. При одноактном заполнении трещины прогрев вмещающей среды весьма незначителен.

Во втором случае формирование тепловых полей находится в зависимости от теплового эффекта процесса, его кинетики, мощности зоны метасоматоза и теплофизических свойств пород. Максимальная температура прогрева сравнительно маломощной зоны устанавливается в случае небольшого времени протекания реакции преобразования пород. Напротив, в случае более или менее продолжительного времени реализации реакции отмечается формирование сравнительно низкотемпературных, но и широких тепловых полей. Влияние мощности зоны метасоматически преобразованных пород сказывается, при прочих равных факторах, главным образом на температурах прогрева центральных участков зоны.

И, наконец, в третьем случае приведенные данные указывают на то, что при повышенной фильтрационной способности вмещающих пород интенсивность поступающего в них теплового потока в связи с фильтрацией термального раствора может быть довольно значительной и, по-видимому, вполне сопоставимой с интенсивностью теплового потока, поступающего в эти породы вследствие перепада температур теплоносителя и среды.

Из изложенного следует, что наиболее благоприятная обстановка для протекания процессов преобразования пород, например околорудных

гидротермальных изменений, создается в случаях непрерывного и довольно продолжительного поступления гидротермальных растворов в трещинные каналы, максимального теплового эффекта реакций преобразования и повышенных фильтрационных свойств вмещающей среды. Вместе с тем строгая комплексная количественная оценка этого сложного процесса на конкретных объектах в большинстве случаев затруднена из-за отсутствия данных о скоростях протекания реакций метасоматического преобразования пород, данных о продолжительности поступления растворов, режимов его течения и пр.

## Г л а в а 11

### ВЫВОД И ЧИСЛЕННОЕ РЕШЕНИЕ УРАВНЕНИЙ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

#### ВЫВОД И РЕШЕНИЕ УРАВНЕНИЯ ДИФФУЗИОННОЙ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ДЛЯ ДВУХЧЛЕННОЙ КОЛОНКИ

Вопросы геохимической миграции элементов в процессах метасоматического преобразования пород привлекают в последнее время внимание многих исследователей. Широко известны работы Д. С. Коржинского (1942—1969), который впервые сформулировал представления о диффузионном и инфильтрационном типах метасоматоза, обсудил возможности кинетического и термодинамического путей изучения этих процессов и предложил системы дифференциальных уравнений для их описания. Им разработана теория дифференциальной подвижности компонентов, применяемая при изучении различных типов метасоматически измененных пород. В последнее время получили развитие как термодинамический (Жариков, 1965<sub>1,2</sub>), так и кинетический (Голубев, Гарибянц, 1968) методы изучения метасоматических явлений.

Нами поставлена более частная задача, заключающаяся в описании и численном решении одного из простейших случаев диффузионной метасоматической зональности, формирование которой обусловлено главным образом изменением активности в гидротермальном растворе какого-либо одного «профилирующего» компонента. Геологические наблюдения и термодинамические расчеты указывают на то, что подобные типы зональности могли быть реализованы при околотрещинном развитии ряда процессов метасоматического преобразования пород, в частности процессов аргиллизаци, лиственитизации, хлоритизации и др., при условии достаточной активности в растворе соответственно водородных ионов, ионов углекислоты и магния. Теоретическое и практическое значение изучения механизма условий протекания этих процессов достаточно очевидно.

Пусть в начальный момент времени  $t=0$  плоская трещина заполняется раствором с постоянной активностью реагирующего компонента  $C=C_0$ . Окружающая порода насыщена водой или раствором, нейтральным по отношению к раствору, заполняющему трещину. Давление раствора в трещине и поровом пространстве окружающих пород одинаково и сохраняется постоянным. Взаимодействие подводящегося по трещине компонента с вмещающими породами обуславливается в этом случае диффузией его через породу. Скорости реакций достаточно велики, в связи с чем формирование метасоматических зон определяется активностью подводящегося компонента. Пористость пород в процессе метасоматоза

не изменяется. Рассмотрим случай, когда метасоматическая колонка состоит из двух зон.

Если принять, что  $C(x, t)$  — активность реагирующего компонента в растворе ( $C(x, t) < C_0$ ), а  $C_{\text{вн}}$  и  $C_{\text{вт}}$  — его активности на границах внешней и внутренней зон ( $C_{\text{вн}} < C_{\text{вт}}$ ), то при  $C(x, t) \leq C_{\text{вт}}$  и  $C(x, t) \leq C_{\text{вн}}$  соответствующие реакции прекращаются. Обозначим положение границ внешней и внутренней метасоматических зон и диффузии реагирующего компонента следующим образом:

$$x = S_2(t), \quad x = S_1(t) \quad \text{и} \quad x = S(t).$$

Тогда можно записать:

$$C(x, t) = \begin{cases} C_1 \geq C_{\text{вт}} & \text{для } 0 < x < S_1 \\ C_{\text{вн}} \leq C_2 \leq C_{\text{вт}} & \text{для } S_1 < x < S_2 \\ C_3 \leq C_{\text{вн}} & \text{для } S_2 < x \end{cases}$$

В каждой зоне изменение активности реагирующего компонента описывается уравнением диффузии вида

$$D_0 \frac{\partial^2 C_i}{\partial x^2} = \frac{\partial C_i}{\partial t}; \quad (i = 1, 2, 3). \quad (11.1)$$

Для определения функций  $C_i$ ,  $S_1(t)$  и  $S_2(t)$  имеем следующие начальные и граничные условия:

$$x = 0; \quad C_1 = C_0; \quad (11.2)$$

$$x = S_1(t); \quad C_1 = C_2 = C_{\text{вт}}; \quad (11.3)$$

$$-mD_0 \frac{\partial C_1}{\partial x} + mD_0 \frac{\partial C_2}{\partial x} = \alpha_1 n_1 \frac{\partial S_1}{\partial t}; \quad (11.4)$$

$$x = S_2(t); \quad C_2 = C_3 = C_{\text{вн}}; \quad (11.5)$$

$$-mD_0 \frac{\partial C_2}{\partial x} + mD_0 \frac{\partial C_3}{\partial x} = \alpha_0 n_0 \frac{\partial S_2}{\partial t}; \quad (11.6)$$

$$\frac{\partial C_3(\infty)}{\partial x} = 0, \quad (11.7)$$

где  $\alpha_0$  и  $\alpha_1$  — коэффициенты, показывающие отношение количества молей реагирующего компонента в реакциях к количеству молей исходного вещества и вещества внешней зоны, мольные плотности которых соответственно равны  $n_0 = \text{const}$  и  $n_1 = \text{const}$ ,  $t$  — время,  $n_0^0 = \frac{n_0}{m}$ ;  $n_1^0 = \frac{n_1}{m}$ ;  $m$  — открытая пористость,  $D_0$  — коэффициент диффузии.

Задача сходна с задачей Стефана и имеет автомодельное решение, которое может быть записано в виде:

$$S_1 = 2\alpha \sqrt{D_0 t}; \quad S_2 = 2\beta \sqrt{D_0 t}; \quad (11.8)$$

$$C_i = A_i^1 \operatorname{erf} \frac{x}{2\sqrt{D_0 t}} + A_i^2. \quad (11.9)$$

Здесь  $A_i^1, A_i^2$  ( $i = 1, 2, 3$ ) — подлежащие определению константы. Удовлетворяя условиям (11.2)–(11.7), находим:

$$A_1^1 = -\frac{C_0 - C_{\text{вт}}}{\operatorname{erf} \alpha}, \quad A_1^2 = C_0;$$

$$A_2^1 = -\frac{C_{\text{вт}} - C_{\text{вн}}}{\operatorname{erf} \beta - \operatorname{erf} \alpha}; \quad A_2^2 = C_{\text{вт}} - A_2^1 \operatorname{erf} \alpha = C_{\text{вн}} - A_2^1 \operatorname{erf} \beta;$$

$$A_3^1 = -\frac{C_{\text{вн}}}{1 - \operatorname{erf} \beta}; \quad A_3^2 = -A_3^1;$$

$\alpha$  и  $\beta$  должны удовлетворять следующей системе трансцендентных уравнений:

$$\beta = \alpha \left( 1 + \frac{C_{\text{вн}} - C_{\text{вт}}}{C_0 - C_{\text{вт}} - 2\alpha_1 n_1^0 \alpha^2} \right); \quad (11.10)$$

$$\alpha = \frac{1}{\alpha_1 n_1^0} \left( \frac{C_0 - C_{\text{вт}}}{2\alpha} - \frac{C_{\text{вн}}}{\sqrt{\pi} - 2\beta} - \alpha_0 n_0^0 \beta \right). \quad (11.11)$$

Мощности внутренней и внешней метасоматических зон, исходя из (11.8), характеризуются соответственно выражениями:

$$M_1 = 2\alpha \sqrt{D_0 t}; \quad (11.12)$$

$$M_2 = 2\beta \sqrt{D_0 t}. \quad (11.13)$$

Если принять, что

$$\beta = Z\alpha, \quad (11.14)$$

то из (11.10), учитывая (11.14), для известного  $M_1/M_2$  можно определить  $C_0$ :

$$C_0 = \frac{C_{\text{вт}} - C_{\text{вн}}}{Z - 1} + C_{\text{вт}} + 2\alpha_1 n_1^0 \alpha^2, \quad (11.15)$$

$\alpha$  определяется из (11.11) с учетом (11.14) и (11.15)

$$\alpha = \frac{1}{\alpha_1 n_1^0} \left( \frac{C_{\text{вт}} - C_{\text{вн}}}{2\alpha(Z - 1)} + \alpha_1 n_1^0 \alpha - \frac{C_{\text{вн}}}{\sqrt{\pi} - 2Z\alpha} - \alpha_0 n_0^0 Z\alpha \right) \quad (11.16)$$

Реализация колонок рассмотренного типа в природных условиях может наступить, например, в результате последовательного падения активности некоторых компонентов при его диффузии в поровых растворах околотрещинного пространства в связи с реакциями раствора с вмещающими породами, падением температуры и пр. Вероятно, именно таким путем образовались колонки некоторых типов околосильных аргиллизированных пород, внутренние зоны которых сложены каолинитом и кварцем, возникшим в условиях повышенной активности ионов водорода, в то время как внешние зоны содержат обычно серицит и гидрослюда или монтмориллонит, т. е. минералы, кристаллизующиеся при несколько меньшей активности этого компонента. В случае околосильного преобразования ультраосновных пород гидротермальными растворами, содержащими достаточные количества углекислоты, падение активности этого компонента наряду с другими факторами приводит к образованию лиственистов вблизи зальбадов жиль, сменяющихся во внешней зоне тальково-карбонатными породами. Количество подобных примеров можно легко увеличить.

Для численного решения приведенных уравнений необходимо располагать значениями активностей соответствующих компонентов в исходном растворе и на границах метасоматических зон, а также величинами открытой пористости породы. Эти параметры находятся экспериментальным путем или с помощью термодинамических расчетов.

В качестве примера рассмотрим процесс лиственизации серпентинитов, который характеризуется двухзональной метасоматической колонкой (см. рис. 23). Результаты проведенных термодинамических расчетов указывают на то, что минимальная активность суммарной углекислоты, необходимая для образования внешней зоны, сложенной тальково-карбонатными породами (в рассматриваемом случае  $C_0$ ) должна быть в стандартных условиях не менее  $10^{-3.8}$  при  $\text{pH} \sim 9,0$ , а активность этого компонента при формировании внутренней зоны, представляющей кварцево-магнезитовой ассоциацией, не может опуститься ниже

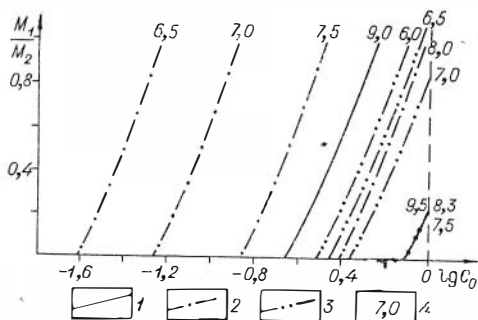


Рис. 173. Зависимость соотношений мощностей внутренней и внешней зон от начальной концентрации раствора: 1 — при 25; 2 — при 100; 3 — при 200° С; 4 — рН раствора.

ные выше уравнения, можно получить для определенных температур некоторые параметры, характеризующие рассматриваемую метасоматическую колонку и, в частности, соотношение ее внешней и внутренней зон.

Результаты таких расчетов для температуры 25, 100 и 200° С и различных значений рН представлены на рис. 173. В случае, если рН раствора и его температура остаются постоянными, соотношение мощностей внешней и внутренней метасоматических зон определяется, по существу, суммарной активностью углекислоты. Например, при рН=6 и температуре 200° С соотношение мощностей изменится от 0,1 до 1,0, если  $[\Sigma\text{CO}_2]$  возрастает соответственно от  $10^{-0,46}$  до  $10^{-0,1}$ . Для более высоких значений рН раствора при постоянных температуре и величине отношения  $M_1/M_2$  требуются большие значения  $[\Sigma\text{CO}_2]$ , которые в ряде случаев, например при рН=7,5 и  $t=200^\circ\text{C}$ , могут превысить 1,0 моль/л и, таким образом, выйти за рамки принятого выше ограничения. Понижение температуры гидротермального раствора, связанное со значительным возрастанием активности суммарной углекислоты, приводит к некоторому увеличению отношения внутренней зоны к внешней и тем самым положительно влияет на развитие процесса лиственитизации.

Таким образом, использование приведенных уравнений позволяет получить количественную оценку ряда важных параметров, характеризующих метасоматические колонки двухзонального строения, в частности соотношения метасоматических зон при заданных величинах предельных концентраций компонентов, определяющих ход реакций в исходном растворе и на границах этих зон при известных значениях пористости породы. Возможно также решение обратной задачи, состоящей в определении активностей некоторых компонентов в растворе и на границах метасоматических зон по известным соотношениям мощностей и пористости, которые могут быть получены в результате непосредственных замеров. Не исключена, кроме того, возможность использования приведенных уравнений, (при наличии соответствующих исходных данных) для определения абсолютного времени формирования как отдельных метасоматических зон, так и всей колонки в целом.

## ВЫВОД И РЕШЕНИЕ УРАВНЕНИЯ

### ДИФфуЗИОННО-ИНФИЛЬТРАЦИОННОЙ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ДЛЯ ДВУХЧЛЕННОЙ КОЛОНКИ

В отличие от предыдущего случая в настоящем разделе описан расчет колонок, сформировавшихся в результате совместного проявления инфильтрационного и диффузионного метасоматоза. Рассмотрен случай,

$10^{-2,0}$  при рН раствора, равном  $\sim 7,0$ . Возрастание кислотности раствора и повышение его температуры влечет за собой значительное увеличение равновесной активности суммарной углекислоты. Если при этом ограничить верхний предел активности суммарной углекислоты, который в первом приближении на основании данных, полученных при изучении газво-жидких включений и вод современных гидротерм, редко, превышает 1 моль/л, а также задаться величиной пористости пород, составляющей в данном случае 20%, то, используя приведенные

когда скорости химических преобразований породы сравнительно велики, т. е. формирование метасоматических зон определяется активностью компонента в растворе, а метасоматическая колонка имеет двухчленное строение.

Пусть в начальный момент времени  $t=0$  плоская трещина заполняется активным раствором концентрации  $C=C_0=\text{const}$ , давление в котором  $P=P_0$  сохраняется постоянным и по величине превышает давление  $P_1$  в поровом пространстве окружающих пород (примем  $P_1=\text{const}$ ). В результате реакций раствора с породами их фильтрационные характеристики (коэффициент фильтрации  $K$  и эффективная пористость  $m$ ) изменяются. Если  $K=K_0$  — коэффициент фильтрации породы до реакции  $K_1$  — коэффициент фильтрации измененной породы,  $x=S(t)$  — фронт проникновения раствора, то в первом приближении можно принять  $K=K_1 + \frac{K_0-K_1}{S} x$  (ось  $x$  проведена по направлению фильтрации раствора).

Из закона Дарси для величины скорости фильтрации  $V=V(t) = -\left(K_1 + \frac{K_0-K_1}{S} x\right) \frac{P}{x}$  (величина  $P$  выражена в метрах столба жидкости) и кинематического условия вида  $V(t) = m \frac{S}{t}$  легко получим:

$$V(t) = \frac{a}{2\sqrt{t}}, \quad (11.17)$$

где

$$a = \sqrt{\frac{2m \cdot \Delta P \cdot (K_0 - K_1)}{\ln K_0/K_1}}. \quad (11.18)$$

Если проницаемость пород при преобразовании их не изменяется, то

$$a = \sqrt{2m \cdot \Delta P \cdot K}, \quad (\Delta P = P_0 - P_1). \quad (11.19)$$

В данном случае пористость и проницаемость приняты постоянными.

Пусть  $x=S(t)$ ,  $x_1=S_1(t)$  и  $x_2=S_2(t)$  — положение границ зоны фильтрации раствора, внутренней и внешней метасоматических зон, тогда

$$C(x, t) = \begin{cases} C_1 \geq C_{\text{вт}} & \text{для } 0 < x < S_1; \\ C_{\text{вн}} \leq C_2 \leq C_{\text{вт}} & \text{для } S_2 < x < S_2; \\ C_3 \leq C_{\text{вн}} & \text{для } S_2 < x < S = \frac{a}{m} \sqrt{t}. \end{cases}$$

Изменение концентрации реагирующего компонента в каждой зоне описывается уравнением конвективной диффузии вида

$$D_0 \frac{\partial^2 C_i}{\partial x^2} - \frac{a}{2m\sqrt{t}} \frac{\partial C_i}{\partial x} = \frac{\partial C_i}{\partial t} \quad (i = 1, 2, 3). \quad (11.20)$$

Для определения функций  $C_i$ ,  $S_1(t)$  и  $S_2(t)$  имеем следующие граничные и начальные условия:

$$x=0; C_1=C_0; \quad (11.21)$$

$$x=S_1(t); C_1=C_2=C_{\text{вт}}; \quad (11.22)$$

$$-mD_0 \frac{\partial C_1}{\partial x} + mD_0 \frac{\partial C_2}{\partial x} = \alpha_1 n_1 \frac{dS_1}{dt}; \quad (11.23)$$

$$x=S_2(t); C_2=C_3=C_{\text{вн}}; \quad (11.24)$$

$$-mD_0 \frac{\partial C_2}{\partial x} + mD_0 \frac{\partial C_3}{\partial x} = \alpha_0 n_0 \frac{dS_2}{dt}; \quad (11.25)$$

$$x=S(t) = \frac{a\sqrt{t}}{m}; \quad (11.26)$$

$$-mD_0 \frac{\partial C_3}{\partial x} = 0; \quad (11.27)$$

$$S_1(0)=S_2(0)=0. \quad (11.28)$$

Здесь  $\alpha_0, \alpha_1$  — коэффициенты, показывающие отношение количества молей реагирующего компонента в реакциях к количеству молей исходного вещества и вещества внешней зоны, молярные плотности которых соответственно равны  $n_0 = \text{const}$  и  $n_1 = \text{const}$ .  $n_0^0 = \frac{n_0}{m}$ ;  $n_1^0 = \frac{n_1}{m}$ ;  $m$  — открытая пористость,  $D_0$  — коэффициент диффузии.

Задача аналогична известной классической задаче Стефана об одномерном распространении тепла при наличии фазовых переходов и в принятой постановке допускает автомодельное решение.

Положим  $\xi = \frac{x}{2\sqrt{D_0 t}}$ ;  $S_1 = 2\alpha\sqrt{D_0 t}$ ;  $S_2 = 2\beta\sqrt{D_0 t}$ ;  $\delta = \frac{a}{2m\sqrt{D_0}}$ , тогда уравнения (11.20) преобразуются в обыкновенные дифференциальные уравнения

$$\frac{d^2 C_i}{d\xi^2} + 2(\xi - \delta) \frac{dC_i}{d\xi} = 0, \quad (i = 1, 2, 3), \quad (11.29)$$

общее решение которых имеет вид

$$C_i = A_i^1 \operatorname{erf}(\delta - \xi) + A_i^2. \quad (11.30)$$

Здесь  $A_i^1, A_i^2$  — подлежащие определению константы,

$\operatorname{erf}(Z) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^Z e^{-t^2} dt$  — интеграл вероятности,

$$\delta = \sqrt{\frac{\Delta P \cdot K}{2m \cdot D_0}}.$$

Удовлетворяя условиям (11.21) — (11.28), находим:

$$A_3^1 = 0; \quad A_3^2 = C_{\text{вн}};$$

$$A_1^1 = \frac{C_0 - C_{\text{вн}}}{\operatorname{erf} \delta - \operatorname{erf}(\delta - \alpha)}; \quad A_1^2 = C_0 - (C_0 - C_{\text{вн}}) \frac{\operatorname{erf} \delta}{\operatorname{erf} \delta - \operatorname{erf}(\delta - \alpha)};$$

$$A_2^1 = \frac{C_{\text{вн}} - C_{\text{вп}}}{\operatorname{erf}(\delta - \alpha) - \operatorname{erf}(\delta - \beta)};$$

$$A_2^2 = C_{\text{вн}} - (C_{\text{вн}} - C_{\text{вп}}) \frac{\operatorname{erf}(\delta - \alpha)}{\operatorname{erf}(\delta - \alpha) - \operatorname{erf}(\delta - \beta)},$$

причем  $\alpha$  и  $\beta$  должны удовлетворять следующей системе трансцендентных уравнений:

$$\alpha = \beta - \operatorname{inv} \operatorname{erf} \left\{ \operatorname{erf}(\delta - \beta) + \frac{C_{\text{вн}} - C_{\text{вп}}}{\sqrt{\pi} \alpha_0 n_0^0 \beta \exp[(\delta - \beta)^2]} \right\}, \quad (11.31)$$

$$\beta = \frac{(C_0 - C_{\text{вн}}) \exp[-(\delta - \beta)^2]}{\sqrt{\pi} \alpha_0 n_0^0 [\operatorname{erf} \delta - \operatorname{erf}(\delta - \alpha)]} - \frac{\alpha_1 n_1^0}{\alpha_0 n_0^0} \alpha \exp[(\delta - \alpha)^2 - (\delta - \beta)^2]. \quad (11.32)$$

$S_2(t)$  — суммарная мощность преобразованных пород,  $S_1(t)$  — мощность внутренней зоны. Тогда  $S_2(t) - S_1(t)$  — мощность внешней зоны. Отношение этих зон  $\frac{S_1(t)}{S_2(t) - S_1(t)}$  можно определить путем непосредственных замеров. Удобно принять  $\beta = Z\alpha$ , тогда уравнения (11.31), (11.32) можно записать следующим образом:

$$\alpha = Z\alpha - \operatorname{inv} \operatorname{erf} \left[ \operatorname{erf}(\delta - Z\alpha) + \frac{C_{\text{вн}} - C_{\text{вп}}}{\sqrt{\pi} \alpha_0 n_0^0 Z\alpha e^{(\delta - Z\alpha)^2}} \right], \quad (11.33)$$

$$Z\alpha = \left[ \frac{C_0 - C_{\text{вн}}}{\sqrt{\pi} \alpha_0 n_0^0} e^{-(\delta - Z\alpha)^2} \right. \\ \left. - \frac{\alpha_1 n_1^0}{\alpha_0 n_0^0} \alpha e^{(\delta - \alpha)^2 - (\delta - Z\alpha)^2} \right]. \quad (11.34)$$

По уравнению (11.33) системы можно определить величину  $\alpha$ , из (11.34) —  $C_0$ .



Путем несложных преобразований, при условии, если  $Z\alpha \approx 10^{-3} \div 10^{-2}$  и меньше, получаем простые формулы для определения  $\alpha$  и  $C_0$ . Для  $\delta < 10^2$ :

$$\alpha = \frac{\sqrt{(C_{\text{вТ}} - C_{\text{вН}})/2Z(Z-1)\alpha_0 n_0^0}}{1 - \delta Z \sqrt{(C_{\text{вТ}} - C_{\text{вН}})/2Z(Z-1)\alpha_0 n_0^0}}, \quad (11.35)$$

$$C_0 = C_{\text{вТ}} + 2\alpha^2 (\alpha_1 n_1^0 e^{-2\delta\alpha} + \alpha_0 n_0^0 e^{-2Z\delta\alpha}); \quad (11.36)$$

для  $\delta > 10^2$ :

$$\alpha = \frac{\delta(C_{\text{вТ}} - C_{\text{вН}})/\alpha_0 n_0^0}{Z[1 - e^{-2\delta(Z-1)\alpha}]}, \quad (11.37)$$

$$C_0 = C_{\text{вТ}} + \frac{1}{\delta}(1 - e^{2\delta\alpha})(\alpha_0 n_0^0 Z\alpha e^{(Z\alpha)^2 - 2\delta\alpha(Z-1)} + \alpha_1 n_1^0 \alpha e^{\alpha^2}). \quad (11.38)$$

Рассмотрим в качестве примера двухчленную метасоматическую колонку, характеризующую достаточно широко распространенный в природных условиях случай лиственизации серпентинитов (см. рис. 23). Если ограничить верхний предел активности суммарной углекислоты в растворе величиной 1 моль/л, то, используя результаты расчетных данных, показанных на рис. 23, можно получить для различных температур и рН раствора интервалы активностей  $\Sigma\text{CO}_2$  на границах внешней и внутренней зон. Эти данные позволяют, в свою очередь, рассчитать с помощью приведенных выше уравнений значения начальных активностей углекислоты в растворе и параметров  $\alpha$  и  $\beta$  при заданных отношениях внутренней зоны к внешней ( $M_1/M_2$ ) и величинах  $\delta$ .

Результаты расчетов  $\alpha$  при температуре 100 и 200°C для случая, когда  $M_1/M_2$  изменяется от 0,1 до 1,0, величина  $\delta$  не выходит за пределы  $0,5-10^{+5}$ ,  $m=0,2$ , приведены на рис. 174, 175. Из диаграмм следует, что, если  $\delta$  не превышает  $10^2-10^4$ , изменение  $\alpha$  оказывается весьма незначительным и величина этого параметра практически не отличается от рассмотренного ранее случая взаимодействия раствора и породы путем чистой диффузии. При возрастании величины  $\delta$  влияние конвективного переноса на процесс формирования метасоматических колонок усиливается, что, в частности, способствует увеличению их мощности.

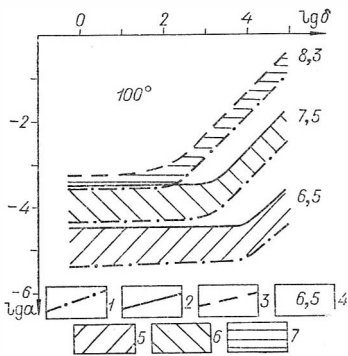


Рис. 174. Зависимость  $\alpha$  от  $\delta$  при различных соотношениях мощностей внутренней и внешней зон ( $M_1/M_2$ ) и величинах рН ( $t=100^\circ\text{C}$ ).

1 —  $M_1/M_2=0,1$ ; 2 —  $M_1/M_2=1,0$ ; 3 — верхний предел значения  $\alpha$ ; 4 — рН; 5 — область значений  $\alpha$  при рН=6,5 и  $M_1/M_2$  от 0,1 до 1,0; 6 — область значений  $\alpha$  при рН=7,5 и  $M_1/M_2$  от 0,1 до 1,0; 7 — область значений  $\alpha$  при рН=8,3 и  $M_1/M_2$  от 0,1 до 0,6

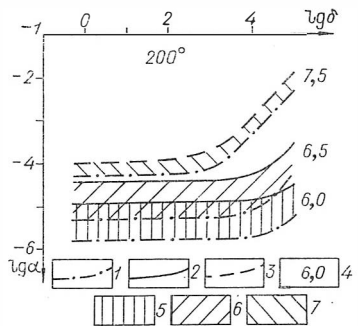


Рис. 175. Зависимость  $\alpha$  от  $\delta$  при различных соотношениях мощностей внутренней и внешней зон ( $M_1/M_2$ ) и величинах рН ( $t=200^\circ\text{C}$ ).

1 —  $M_1/M_2=0,1$ ; 2 —  $M_1/M_2=1,0$ ; 3 — верхний предел значения  $\alpha$ ; 4 — рН; 5 — область значений  $\alpha$  при рН=6,0 и  $M_1/M_2$  от 0,1 до 1,0; 6 — область значений  $\alpha$  при рН=6,5 и  $M_1/M_2$  от 0,1 до 1,0; 7 — область значений  $\alpha$  при рН=7,5 и  $M_1/M_2$  от 0,1 до 0,6.

Таким образом, величина  $\delta$  является одним из важнейших параметров, в значительной степени определяющим характер метасоматического преобразования пород.

Как известно,

$$\delta = \sqrt{\frac{\Delta PK}{2m \cdot D_0}}, \quad (14.39)$$

где  $D_0$  — коэффициент диффузии, составляющий в стандартных условиях  $10^{-4}$  м<sup>2</sup>/сут, а при температуре  $250^\circ\text{C}$  —  $10^{-3}$  м<sup>2</sup>/сут (Жанухов, 1966);  $m$  — пористость породы, изменяющаяся обычно в интервале 0,02—0,2;  $\Delta P$  — разность давлений раствора в трещине и поровых растворов в метрах водяного столба;  $K$  — коэффициент фильтрации, м/сут.

Используя приведенное выражение, нетрудно показать влияние проницаемости пород на величину  $\delta$ , т. е., по существу, на характер метасоматического преобразования пород. На рис. 176 показана в графическом виде такая зависимость для случая, когда  $D_0 = 10^{-3}$  м<sup>2</sup>/сут,  $m$  равна 0,02 и 0,2, а  $\Delta P$  изменяется от 1 до  $10^4$  атм. Как можно видеть, при сравнительно небольших значениях  $K$ , меньше, чем  $10^{-3}$  м/сут, сопоставимых с величиной коэффициента диффузии, влияние фильтрационного переноса компонентов на преобразование пород оказывается ничтожным, и процесс даже при условии максимальных перепадов давлений порядка  $10^4$ — $10^5$ , т. е. давлений, несомненно, превышающих таковые в условиях природных гидротермальных систем, сводится, по существу, к диффузионному взаимодействию в его чистом виде. Увеличение коэффициента

фильтрации до 1 м/сут, т. е. проницаемости пород до  $\sim 1$  дарси, вытеснит за собой последовательное возрастание значения фильтрационного способа миграции вещества в процессах метасоматоза, а при дальнейшем увеличении  $K$  этот способ преобразования пород становится главным, а затем практически единственным. Отсюда следует, что преобразование массивных кристаллических пород, характеризующихся, как известно, сравнительно низкими коэффициентами проницаемости порядка  $10^{-9}$  дарси, осуществляется, главным образом, путем диффузионного метасоматоза, в то время как в зонах трещиноватости, обладающих повышенной проницаемостью, решающую роль приобретает фильтрационный способ переноса компонентов и преобразования пород.

Зависимость соотношения мощностей метасоматических зон от активности углекислоты в исходном растворе при температурах  $100$  и  $200^\circ\text{C}$ ,  $m = 0,2$  и  $\delta = 10^5$  показана на рис. 177. Здесь отражены довольно сложные соотношения между активностями суммарной углекислоты, иона  $\text{CO}_3^{2-}$ , непосредственно влияющего на ход реакций преобразования серпентинитов, а также температу-

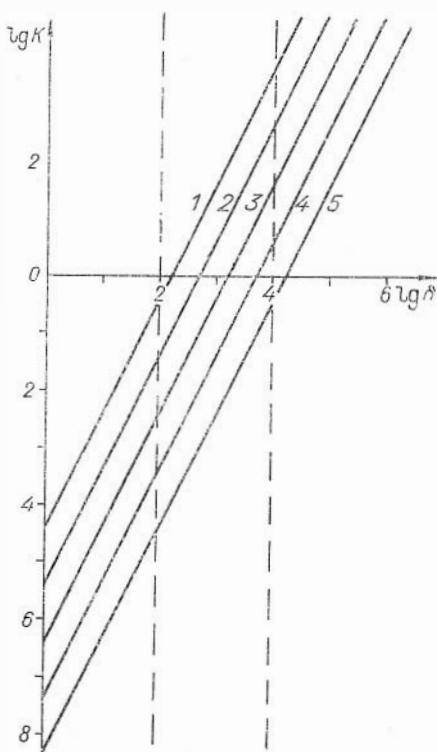


Рис. 176. Зависимость  $\delta$  от проницаемости.

1 —  $m = 0,2$ ;  $\Delta p = 1$  атм; 2 —  $m = 0,02$ ,  $\Delta p = 1$  атм; 3 —  $m = 0,02$ ,  $\Delta p = 10$  атм; 4 —  $m = 0,02$ ,  $\Delta p = 10^2$  атм; 5 —  $m = 0,02$ ,  $\Delta p = 10^3$  атм;  $m = 0,2$ ,  $\Delta p = 10^3$  атм;  $m = 0,2$ ,  $\Delta p = 10^4$  атм.

рой раствора и его кислотностью — щелочностью. Если не остановиться на описании этих соотношений, детально изложенных в специальных работах (Наумов, 1959 и др.), то, сопоставив результаты проведенных расчетов с подобными данными, полученными для случая с чистой диффузией (см. рис. 173), можно заключить, что для образования определенного  $M_1/M_2$  в последнем случае требуются несколько меньшие величины активностей суммарной углекислоты в исходном растворе, причем по мере возрастания  $M_1/M_2$  величина этого различия также возрастает.

Проведенные расчеты показывают, что процесс диффузионно-инфильтрационного преобразования пород довольно сложен и контролируется целым рядом физико-химических параметров, из числа которых наиболее важным следует считать активность компонента в растворе, проницаемость среды, а также перепад давлений между исходным и поровым растворами. В случае небольших значений проницаемости, свойственных массивным кристаллическим породам, влияние фильтрационного переноса компонентов в растворе на преобразование пород ничтожно даже при условии значительных перепадов давлений, в связи с чем метасоматическое изменение этих пород реализуется диффузионным путем. Проявление инфильтрационного метасоматоза возможно, таким образом, в условиях низкотемпературного минералообразования только на участках повышенной трещиноватости кристаллических пород, сопровождающих зоны региональных разломов, поля локализации гидротермальных рудных месторождений, области интенсивного проявления магматизма и пр. В тех случаях, когда известны соотношения мощностей зон реальных двухчленных метасоматических колонок, приведенные выше уравнения позволяют получить расчетным путем величины активностей реагирующего компонента в исходном растворе и на различном удалении от подводящей раствор трещины. При этом показательно, что при прочих равных условиях отношение мощностей внутренней зоны к внешней при диффузионно-инфильтрационном метасоматозе в меньшей степени зависит от изменения активности компонента в исходном растворе, чем в случае с чистой диффузией.

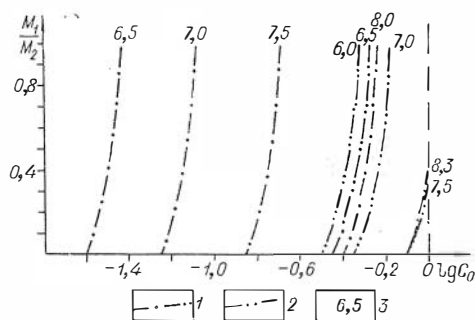


Рис. 177. Зависимость соотношений мощностей внутренней и внешней зон от начальной концентрации раствора (при  $\delta = 10^5$ ).

1 — при 100; 2 — при 200° С; 3 — pH раствора.

## ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ КАК ПОИСКОВЫЙ КРИТЕРИЙ ПРИ ПОИСКАХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Из изложенного выше материала следует, что различные типы гидротермально измененных пород широко распространены в Алтае-Саянской области и сопровождаются в качестве окolorудных изменений подавляющее большинство известных месторождений ртути, золота, свинца, меди, цинка и других металлов. Анализ возрастных и генетических соотношений различных типов гидротермально измененных пород друг с другом и с ору-денением показывает, что эта взаимосвязь является в ряде случаев постоянной, обусловленной общностью физико-химических условий их фор-

мирования. Попытаемся оценить рассмотренные типы метасоматитов с точки зрения использования их в качестве поисковых критериев при поисках рудных месторождений гидротермального генезиса. Эти критерии, учитывая соотношения площадей, занимаемых тем или иным типом гидротермально измененных пород и оруденением, а также временные и генетические связи между ними можно подразделить, с одной стороны, на региональные и локальные, а с другой — на прямые и косвенные.

К региональным поисковым критериям условно отнесем те типы гидротермально измененных пород, которые получили распространение на сравнительно больших площадях (в несколько десятков и сотен раз превышающих площади, занимаемые рудами), в связи с чем их можно использовать для поисков перспективных площадей в пределах того или иного региона или рудного узла. Локальными критериями условимся называть метасоматические образования, характеризующиеся более ограниченным распространением и поэтому рекомендуемые в качестве поисковых критериев в пределах уже известных месторождений. В группу прямых поисковых критериев объединены гидротермально измененные породы, связанные во времени образования с оруденением того или иного типа и обнаруживающие с ним постоянную пространственную, а возможно, и генетическую связь. К группе косвенных поисковых критериев отнесены метасоматиты, для которых такая связь отсутствует, а их пространственное совпадение с оруденением обусловлено приуроченностью тех или других к одним и тем же структурам, общностью каналов, подведших в разное время гидротермальные растворы и пр. Рассмотрим с этой позиции описанные типы гидротермально измененных пород.

Листвениты и лиственитоподобные породы подразделяются, как показано выше, на три различные в генетическом отношении группы: лиственитоподобные породы метаморфического генезиса, «биметасоматические» листвениты и листвениты — березиты гидротермального генезиса. Как уже упоминалось, первая группа пород представляет собой образования типа альпийских жил, возникшие вследствие проявления процессов регионального метаморфизма нижнепалеозойских сланцев. Следовательно, эти породы не имеют никаких генетических связей с мезозойским оруденением и поэтому не могут считаться даже косвенным поисковым критерием при их поисках и разведке.

Более сложным и в значительной степени дискуссионным является вопрос о возрастных и генетических взаимоотношениях гидротермального оруденения и прежде всего ртутного оруденения и «биметасоматических» лиственитов. В частности, опираясь на факты пространственного совмещения «биметасоматических» лиственитов и ртутного оруденения на некоторых месторождениях Горного Алтая, Н. И. Бородавский (1959) и В. И. Трошечко (1961) пришли к выводу о наличии между ними генетической связи и предложили рассматривать эти породы как прямой поисковый критерий на ртутные руды. В. А. Кузнецов и его соавторы (1962) полагают, однако, что «биметасоматические» листвениты и ртутное оруденение являются производными различных разорванных во времени процессов и не обнаруживают между собой прямых генетических связей, что, в свою очередь, исключает возможность использования этих пород в качестве надежного поискового критерия при поисках ртутных руд. Эту точку зрения разделяет автор настоящей работы. Она основана (Кузнецов и др., 1962) на известных фактах, свидетельствующих о наличии на месторождениях лиственитового типа значительного временного интервала, разделяющего процессы лиственитизации и ртутного оруденения. К числу таких данных, в частности, могут быть отнесены явления наложения ртутного оруденения на предварительно раздробленные, а затем подвергнутые процессам окварцевания участки лиственитов, лиственитизированных пород и вмещающих их серпентинитов и известняков. На отдельных месторождениях ртути, в том числе Чазадырском (Тува), можно видеть оруде-

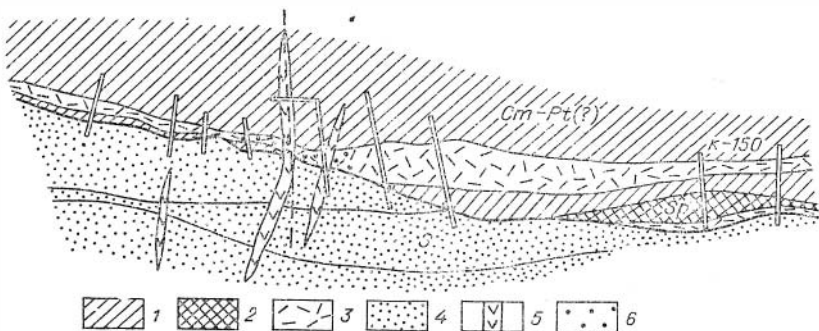


Рис. 178. Пересечение дайками габбро-диабазов зоны разлома с серпентинитами и лиственитами на участке Турепгат в Чазадырском районе Тувы (по Штромило).

1 — метаморфические сланцы и зеленокаменные порфиристы; 2 — серпентиниты; 3 — листвениты; 4 — песчанни, алевролиты и глинистые сланцы; 5 — габбро-диабазы; 6 — кинварное оруденение.

нелые постлиственитовые дайки диабазов (рис. 178), что свидетельствует о весьма значительном временном интервале, разделяющем процессы лиственитизации и ртутного оруденения, в течение которого проявились не только неоднократные тектопические подвижки и дорудные процессы окварцевания, но и произошло внедрение упомянутых даек диабазов. К сказанному можно добавить, что в пределах Горного Алтая и Тувы известны весьма значительные по площади поля лиственитов, характеризующиеся содержаниями ртути, весьма близкими к кларковым, и лишенные каких бы то ни было признаков проявления последующих гидротермальных процессов.

На основании приведенных фактов В. А. Кузнецов и его соавторы, в том числе автор настоящей работы, пришли к выводу о том, что процессы лиственитизации и ртутного оруденения не обнаруживают между собой прямых генетических связей. Наблюдаемые факты пространственного совмещения лиственитов и ртутных руд обусловлены, вероятно, приуроченностью тех и других к зонам региональных разломов, контролирующим как в первом, так и во втором случае поступление соответствующих порций гидротермальных растворов, а также, возможно, благоприятными физико-механическими свойствами лиственитов. В лучшем случае «биметасоматические» листвениты могут рассматриваться как косвенный поисковый критерий, получивший региональное распространение.

Наконец, третья группа пород, объединяющая метасоматиты формации лиственитов — березитов, представляет собой типичные продукты эколорудных изменений, образующие ореолы вблизи рудоносных тел золоторудных, свинцово-цинковых, молибденовых и др. месторождений. Установлено, что типичные листвениты и березиты обнаруживают тесную пространственную и генетическую связь с редкометальными и урановыми среднетемпературными месторождениями гидротермального генезиса, в связи с чем могут быть использованы в качестве одного из достаточно надежных прямых поисковых критериев при их поисках (Бородаевский и др., 1947; Жариков и др., 1965; Казницын, 1966; Омеляненко, 1966; Рехарский, 1969; и др.). При этом показано, что наиболее надежным локальным поисковым критерием в пределах месторождений являются метасоматиты внутренних зон колонок лиственитов — березитов, в то время как породы, составляющие внешние зоны таких колонок, могут быть использованы для выявления рудоносных участков в пределах рудных полей. Проведенные исследования свидетельствуют, кроме того, о том, что состав метасоматитов отдельных зон и строение метасоматических колонок

в целом определяются составом исходных пород. Проявление процессов лиственнитизации — березитизации в породах ультраосновного состава преобразует их во внутренние максимально измененных зонах в типичные лиственниты, состоящие главным образом из кварца и магнезита; основные — в кварцево-доломито-серпичитовые метасоматиты; средние и кислые — в березиты, сложенные в основном кварцем и серпичитом с небольшим количеством карбоната, а калишпат-кварцевые породы и известняки испытывают только перекристаллизацию без изменения минерального состава. Не менее существенные различия наблюдаются в минеральном составе внешних зон метасоматических колонок.

Таким образом, собственно лиственниты и березиты гидротермального генезиса, равно как и тальково-карбонатные и кварцево-серпичит-карбонатные породы, входящие в состав единых с ними метасоматических колонок, а также метасоматиты, замещающие в результате реализации процесса карбено-углекислого метасоматоза другие породы, можно рассматривать как достаточно надежный прямой локальный поисковый критерий при поисках месторождений кварцево-золоторудной и некоторых других упомянутых выше рудных формаций. При этом, наряду с другими факторами, совершенно необходимо учитывать состав пород, вмещающих месторождения, который оказывает весьма существенное, а в ряде случаев решающее влияние на строение метасоматических колонок в целом и на состав их отдельных зон.

Окварцованные породы, как и только что рассмотренные лиственниты и лиственнитизированные образования, характеризуются, как показано в работе специальной (Щербань и др., 1967), отчетливо выраженной гетерогенностью и разновозрастностью, что влечет за собой вывод о неодинаковой надежности этих образований, как поисковых критериев при поисках гидротермальной рудной минерализации. Следует полностью исключить возможность использования в качестве поисковых критериев сингенетических кремнистых образований нижнекембрийского возраста, пространственное совмещение которых со значительно более поздним по времени проявлением оруденением свинца и ртути обусловлено, вероятно, случайными совпадениями или, в лучшем случае, благоприятными физико-механическими свойствами этих пород. Достаточно широко распространенные в некоторых районах Алтае-Саянской области и, в частности, в Юго-Восточном Алтае «метасоматические микрокварциты» также являются образованиями сравнительно древними доверхнекембрийскими, отделенными от процессов формирования свинцово-цинковых и ртутных месторождений весьма значительным промежутком времени. Указанное положение свидетельствует о том, что использование «метасоматических микрокварцитов» в качестве поискового критерия при поисках рудной минерализации требует известной осторожности. «Метасоматические микрокварциты» могут рассматриваться не более как благоприятная физико-механическая среда для рудоотложения и как своеобразные фиксаторы древних каналов циркуляции гидротермальных растворов, которые в более позднее время в связи с их подновлением могли служить путями проникновения более молодых по времени проявления рудоносных гидротермальных растворов. Таким образом, широкое распространение в ряде районов Алтае-Саянской области метасоматических микрокварцитов следует, вероятно, считать только косвенным критерием при поисках эндогенной минерализации гидротермального типа, имеющим региональное значение. В отличие от сингенетических с вмещающими толщами кремнистых образований и «метасоматических микрокварцитов», гидротермально окварцованные породы, также характеризующиеся практически мономинеральным составом, обнаруживают тесную пространственную, а возможно, и генетическую связь с месторождениями и рудопроявлениями свинца, цинка и ртути, образуя вокруг них оторочки и своеобразные ореолы. Как было показано выше, эти породы по времени образования сближены со свинцово-цинковыми и ртут-

ными рудами и поэтому наличие их может рассматриваться как один из наиболее надежных прямых локальных поисковых критериев при поисках и разведке.

К числу давно рекомендованных (Рехарский, 1957; Газизы, 1959; Щербань, 1962; Омеляненко, 1966<sub>1</sub>; Федорчук, 1969; Волостных, 1972; и др.) и надежных прямых поисковых критериев при поисках редкометалльных и урановых месторождений приповерхностного типа относятся гидротермально аргиллизированные породы. Ранее было показано, что строение метасоматических колоннок и их минеральный состав в значительной мере определяются составом исходных пород и характером взаимодействия их с гидротермальными растворами. В случае наиболее простого диффузионного взаимодействия аргиллизующих растворов с породами повышенной кислотности, приближающимися по составу к гранитам, во внешних метасоматических зонах образуются кварцево-гидрослюдистые, кварцево-хлоритовые или кварцево-монтмориллонитовые породы, которые сменяются во внутренних зонах вначале кварцево-каолипитовыми или кварцево-диккитовыми образованиями, затем мономинеральными кварцевыми метасоматитами. Основные породы, преобразованные в подобных условиях, хотя и характеризуются зональностью глинистых минералов, весьма близкой к только что рассмотренной, вместе с тем содержат значительные количества железистых карбонатов при незначительной роли кварца (~10—15%). И, наконец, известняки и, по-видимому, другие карбонатные породы испытывают в результате взаимодействия с гидротермальными растворами, вызвавшими аргиллизацию алюмосиликатных пород, перекристаллизацию без изменения химического и минерального состава или, в случае избытка кремнезема в растворе, подвергаются в локальных зонах окварцеванию. Кроме того, на горизонтальные метасоматические колонки, подобные только что упомянутым, нередко накладываются несколько оторванные от них во времени минеральные ассоциации, содержащие в своем составе значительные количества калиевой слюды, а иногда и калиевого полевого шпата. Образовавшиеся таким путем метасоматические образования имеют локальное распространение и обнаруживают наиболее тесную пространственную и, возможно, генетическую связь с сопровождающим их оруденением. На основании приведенных данных автор склонен отнести гидротермально аргиллизированные породы, составляющие метасоматические колонки независимо от состава исходных пород, по которым они развиваются, и в особенности щелочные наложенные метасоматиты внутренних зон, к числу локальных прямых поисковых критериев на ртутные, золотосодержащие и некоторые другие руды. В пределах Алтае-Саянской области эти породы могут быть рекомендованы как достаточно надежный поисковый критерий при поисках ртутных месторождений и месторождений золота, сформировавшихся в условиях малых глубин.

Переходя к оценке поискового значения хлоритизированных пород, необходимо прежде всего отметить, что они, точно так же, как и аргиллизированные породы, образуются в результате метасоматического замещения исходных пород различного состава и обнаруживают определенную зависимость от характера взаимодействия этих пород с гидротермальными растворами. В случае развития процесса хлоритизации по алюмосиликатным породам кислого и основного состава различия между образовавшимися метасоматическими колонками оказываются сравнительно небольшими и заключаются главным образом в количественных соотношениях слагающих их кварца, серпичита и хлорита, а также в некотором изменении состава последнего минерала. Взаимодействие известняков с магнетизальными гидротермальными растворами, вызвавшими хлоритизацию алюмосиликатных пород, приводит к замещению их доломитом. Установлено, кроме того, что формирование гидротермально измененных пород рассматриваемого типа происходило в два этапа, пер-

вый из которых заключался в образовании диффузионных метасоматических колонок, а второй соответствовал образованию «щелочных» мономинеральных хлоритовых или хлорит-доломитовых метасоматитов, наложенных на ранее сформировавшиеся колонки. При оценке поискового значения существенно кварцевых, серицитовых и хлоритовых метасоматитов автор полностью разделяет точку зрения М. Г. Хисамутдинова (1956, 1959 и др.), П. Ф. Ивакича и др. (1961 и др.) и других исследователей, согласно которой все эти породы обнаруживают достаточно тесную пространственную и генетическую связь с колчеданно-полиметаллическими рудами, в связи с чем их можно считать локальным прямым поисковым критерием при поисках и разведке оруденения подобного типа. К сказанному можно добавить, что наиболее надежными поисковыми критериями являются щелочные хлоритовые или хлорит-доломитовые метасоматиты, ближайшие по времени образования с сопровождающим их колчеданно-полиметаллическим оруденением и обнаруживающие с ним тесную пространственную и генетическую связь. Кроме того, на основании полевых наблюдений и специально проведенных термодинамических и экспериментальных исследований можно допустить, что процессу образования хлоритизированных алюмосиликатных пород, т. е. пород, слагающих внутренние зоны усложненных метасоматических колонок, соответствует процесс доломитизации известняков, в связи с чем продукты этого процесса также, по-видимому, следует рассматривать как прямой локальный поисковый критерий на руды колчеданно-полиметаллического типа — конечно, в случае локализации их в карбонатных толщах.

Что касается щелочно-углекислых метасоматитов, представленных гумбенитами и альбит-карбонатными породами, то они, судя по данным А. А. Оболенского (1960) и Б. И. Омеляненко (1966), могут быть отнесены, согласно предложенной номенклатуре, к группе прямых поисковых критериев, получивших локальное распространение.

Таким образом, к группе локальных прямых поисковых критериев могут быть отнесены породы формаций лиственитов — березитов, аргиллитов, гумбенитов, а также альбит-карбонатные и хлорит-серицит-карбонатные метасоматиты и в особенности щелочные породы поздней стадии, наиболее тесно пространственно и, вероятно, генетически связанные с оруденением. Все эти породы могут быть использованы при поисках соответственно золоторудных, ртутных, вольфрамовых, урановых, колчеданно-полиметаллических и других месторождений. Региональными косвенными поисковыми критериями при поисках ртутных, золоторудных, свинцово-цинковых и флюоритовых месторождений можно считать «биметасоматические» листвениты и «метасоматические микрокварциты», получившие широкое распространение в целом ряде районов Алтае-Саянской области, но не обнаруживающие прямых генетических связей с наложенным на них оруденением. Что касается метаморфогенных кварцево-карбонатных пород и силлицитов, то они, несмотря на наблюдаемое в ряде случаев совмещение с ртутным, свинцово-цинковым и флюоритовым оруденением, не могут быть рекомендованы при поисковых работах даже в качестве косвенных поисковых критериев.

При использовании гидротермально измененных пород для поисков рудных месторождений необходимо учитывать также структурные и литологические факторы их локализации, данные по первичным ореолам рассеяния и пр. Только комплексное использование указанных факторов может привести к успешному выявлению перспективных площадей для постановки поисковых и разведочных работ на гидротермальные рудные месторождения упомянутых выше типов.



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящая работа представляет собой первую попытку комплексного изучения низкотемпературных окolorудных метасоматитов с использованием геологических, минералого-петрографических, физико-химических и математических методов исследования. С помощью геологических и минералого-петрографических методов на примерах Алтае-Саянской области изучены особенности проявления главнейших типов низкотемпературного метасоматоза по исходным породам различного состава, в результате чего детализирован минеральный состав метасоматитов, уточнен объем метасоматических формаций и установлены некоторые общие тенденции формирования наблюдаемой в них зональности. Некоторые типы метасоматитов описаны впервые. Использование термодинамических и экспериментальных методов исследования позволило провести количественную или качественную оценку влияния температуры, давления, активности главнейших компонентов раствора, его pH и других физико-химических параметров на образование основных формаций низкотемпературных метасоматитов. Применение математических методов дало возможность произвести расчеты тепловых полей в около-трещинных зонах (с количественной оценкой главнейших видов тепловой энергии) и показать их влияние на развитие низкотемпературных метасоматических процессов. С помощью этих же методов выведены и решены уравнения метасоматической зональности, устанавливающие количественные зависимости между мощностями метасоматических зон, активностью компонентов в растворе и другими параметрами. Рассмотрены возможности использования метасоматитов в качестве поисковых критериев при поисках ртутных колчеданно-полиметаллических и других месторождений.

Результаты проведенных исследований легли в основу следующих выводов:

1. В Алтае-Саянской области и сопредельных районах достаточно широко распространены почти все известные в настоящее время низкотемпературные метасоматиты, которые группируются в пять метасоматических формаций: листовитов — березитов, аргиллизитов, гумбеитов, хлорит-серицит-карбонатных и альбит-карбонатных метасоматитов. Образование этих пород представляет собой довольно сложный и не во всех случаях одностадийный процесс, особенности развития и конечный результат которого контролируется не менее чем тремя факторами: физико-химическими параметрами растворов, составом исходных пород и способом миграции компонентов. Физико-химические параметры растворов являются определяющим фактором при образовании формаций метасоматитов, минералогические особенности исходных пород оказывают значительное влияние на состав метасоматитов в рамках формаций, а способ миграции компонентов отражается на строении метасоматических колонок.

2. В случае проявления процесса листовитизации — березитизации ультраосновные породы преобразуются в конечном счете в листовиты, со-

стоящие из кварца, магнезита — брейнерита и фуксита, основные породы — в кварцево-доломито-серицитовые метасоматиты, средние и кислые — в березиты, сложенные кварцем и серицитом с небольшим количеством доломита или кальцита, а калишпат-кварцевые породы и известняки испытывают перекристаллизацию без изменения состава. Не менее существенные различия наблюдаются в минеральном составе внешних зон колонок. Термодинамические и экспериментальные исследования показали, что метасоматические колонки лиственитов — березитов представляют собой продукт одностадийного взаимодействия слабокислых или близких к нейтральным растворов ( $\text{pH} \approx 6-7$ ) с породами различного состава, для полной реализации которого необходимы три основных условия: относительно высокая активность углекислоты в растворах ( $\Sigma \text{CO}_2 > 10^{-3,8}$ ), последовательное возрастание их щелочности по мере приближения к неизменным породам и сравнительно низкая температура, не превышающая при умеренных парциальных давлениях углекислоты  $250-300^\circ \text{C}$ . Невыполнение первого и третьего взаимосвязанных условий влечет за собой реализацию бескарбонатного варианта метасоматических колонок.

3. Развитие процесса аргиллизации по породам кислого состава превращает их в максимально измененных внутренних зонах в мономинеральные кварцевые или кварцево-каолиновые метасоматиты, в то время как основные породы преобразуются в подобных условиях в анкерит (сидерит)-каолиновые образования, содержащие не более  $10-15\%$  кварца, а известняки испытывают перекристаллизацию или, реже, окварцевание. Различия в минеральном составе внешних зон колонок выражаются в количественных соотношениях слагающих их кварца, карбоната и глинистых минералов, а также в составе последних. Как и листвениты — березиты, аргиллизированные породы являются продуктом одностадийного взаимодействия калиево-углекислых растворов с алюмосиликатными породами, которые, однако, характеризовались более высокой исходной кислотностью ( $\text{pH} \approx 4-5$ ). При умеренных  $P_{\text{CO}_2}$  температура процесса аргиллизации не выходила за рамки  $200-300^\circ \text{C}$ . В противном случае железистые карбонаты, находящиеся в ассоциации с кварцем, должны были бы заместиться, как установлено, не миннезотантом, а каолинит — пиррофиллитом.

4. В результате альбит-карбонатных преобразований кислые породы замещаются во внутренних зонах метасоматитами, состоящими из кварца и альбита с небольшим количеством анкерита или кальцита, в то время как в основных породах, измененных в подобных условиях, резко возрастает количество анкерита и соответственно уменьшается кварц. Известняки при этом испытывают перекристаллизацию. Во внешних зонах колонок, образовавшихся по основным породам, появляется, кроме того, значительное количество хлорита. Растворы, обусловившие образование этих колонок, характеризовались, с одной стороны, довольно высокой активностью натрия и углекислоты, а с другой — относительно низкой первичной кислотностью. По мере удаления от подводящих каналов  $\text{pH}$  раствора возрастала до величин  $\geq 8$  во внешней зоне. В случае преобладания активности калия над натрием подобные растворы вызывают гумбейтизацию алюмосиликатных пород. Поскольку эти породы содержат значительное количество анкерита в ассоциации с кварцем, температура их образования не превышала, согласно проведенным экспериментам,  $250-300^\circ \text{C}$ .

5. Влияние состава исходных пород на процессы минералообразования в колонках формации хлорит-серицит-карбонатных метасоматитов выражается в изменении количественных соотношений слагающих их кварца, серицита и карбоната, вплоть до образования по кислым породам мономинеральных кварцевых зон во внутренних частях колонок, а также в колебаниях железистости хлоритов. Известняки в подобных условиях доломитизируются. Образование таких колонок обусловлено одноактным

взаимодействием умеренно кислых ( $pH \approx 6$ ) кальцево-магнезиальных растворов ( $K^+/Mg^{2+} = 10^{-3} - 10^{+3}$ ) с алюмосиликатными породами. Этот процесс, как и рассмотренные ранее, проходил на фоне ионизирующей кислотности растворов в направлении от внутренних зон к внешним, но при более высокой температуре, достигавшей, по данным, полученным при изучении газовой-жидких включений,  $350 - 400^\circ C$ .

Таким образом, проведенные исследования показали, что независимо от типа метасоматоза при образовании одностадийных колонок возрастание основности исходных пород влечет за собой увеличение в составе метасоматитов карбонатов при соответственном уменьшении кварца и алюмосиликатов, а также приводит к закономерным изменениям магнезиальности хлоритов и карбонатов.

6. Помимо одностадийных метасоматических колонок, в большинстве случаев характеризующихся возрастанием числа твердых фаз в зонах по мере приближения к неизменным породам, увеличением в том же направлении щелочности условий минералообразования и другими признаками, свойственными диффузионным колонкам, нередко наблюдаются более сложные по строению метасоматические образования. Наиболее яркая черта, отличающая их от одностадийных колонок, заключается в наличии в их внутренних частях минеральных ассоциаций, образующихся в более щелочных условиях по сравнению с минералами соседних с ними внешних зон, а также нередко наблюдаемом некотором возрастании числа минералов во внутренних зонах по отношению к внешним, чего, конечно, не должно быть в случае реализации равновесной метасоматической колонки в ее идеальном виде. Формирование таких пород обусловлено, по-видимому, проявлением не менее чем двухстадийного процесса, причем, как показывают петрографические наблюдения, вначале сформировались диффузионным путем простая одностадийная колонка, на которую впоследствии наложился более поздний по времени и более щелочный по условиям образования минеральные ассоциации, в большинстве случаев непосредственно сопровождающие оруденение.

7. Сопоставление минералого-петрографических, термодинамических и экспериментальных данных, полученных при изучении элементарных процессов, и анализ нескольких возможных моделей гидротермальных систем свидетельствуют о том, что, хотя гидротермальные растворы характеризуются многокомпонентным составом с самыми различными количественными соотношениями главных компонентов, взаимодействие таких растворов с вмещающими породами приводит к образованию ограниченного числа метасоматических формаций. В условиях повышенной кислотности раствора ( $pH < 4 - 5$ ) практически независимо от его состава алюмосиликатные породы замещаются при температурах, превышающих  $250 - 350^\circ C$ , минеральными ассоциациями, составляющими формацию вторичных кварцитов, которые при понижении температуры сменяются парагенезисами, слагающими формацию аргиллизитов. Понижение кислотности растворов (до  $pH \approx 6 - 8$ ), опять же практически независимо от их состава, влечет за собой в условиях относительно высоких температур ( $250 - 350^\circ C$ ) образование формаций кварцево-мусковитовых, реже кварцево-парагонитовых метасоматитов, а при более низких температурах — исключительно кварцево-мусковит-карбонатных метасоматитов формации лиственигов — березитов. Максимальное разнообразие минеральных ассоциаций возникает в щелочных условиях ( $pH > 8 - 9$ ). Здесь в зависимости от состава раствора при повышенных температурах возможно образование существенно хлоритовых, калишпатовых и альбитовых метасоматитов, выделяемых соответственно в три формации. Понижение температуры раствора приводит, в данном случае, не только к образованию карбонатсодержащих аналогов этих пород, но и к замещению фемических минералов полевыми шпатами совместно с карбонатом. Следовательно, главными факторами, регулирующими процесс образования низкотемпературных

метасоматитов, следует считать температуру раствора и его рН, в то время как влияние состава раствора ощутимо проявляется только в условиях повышенной щелочности среды минералообразования. Влияние давления относительно невелико и отражается только на положении температурных границ между формациями низко- и среднетемпературных метасоматитов.

8. На развитие процесса формирования тепловых полей вблизи трещинных систем оказывает влияние не менее трех видов тепловой энергии: 1) поступающей в околожильные зоны вследствие перепада температур теплоносителя и среды; 2) энергии экзотермических реакций и 3) энергии фильтрующихся растворов. Мощность зоны тепловых аномалий и их интенсивность находится в зависимости от величины перепада температур между теплоносителем и средой, их теплофизических свойств, времени поступления теплоносителя в трещинный канал, теплового эффекта реакций, фильтрационных свойств вмещающих пород и пр. Предпринята попытка количественной оценки этих факторов.

9. Полученные решения дифференциальных уравнений, описывающих диффузионные и диффузионно-инфильтрационные двухчленные метасоматические колонки, позволяют установить количественные зависимости между активностями компонентов в исходном растворе и на границах зон и соотношениями их мощностей, а также оценить влияние на развитие метасоматоза проницаемости пород, давления и других факторов. При наличии исходных данных эти решения дают возможность определить, какой из упомянутых способов миграции вещества является преобладающим в условиях конкретного метасоматического процесса.

10. Поискное значение описанных пород определяется двумя факторами: соотношениями площадей, занимаемых этими породами и сопровождающим их оруденением, и возрастными и генетическими связями между ними. Исходя из этого, рассмотренные метасоматиты можно разделить на две основные группы: 1) локальных прямых и 2) региональных косвенных поисковых критериев. К первой группе могут быть отнесены породы формации листовников-березитов, аргиллизитов, гумбенитов, а также альбит-карбонатные и хлорит-серпичит-карбонатные метасоматиты и в особенности щелочные породы поздней стадии, наиболее тесно пространственно и, вероятно, генетически связанные с оруденением. Все эти породы могут быть использованы при поисках золоторудных, ртутных, вольфрамовых, урановых, колчеданно-поллиметаллических и других месторождений. Региональными косвенными поисковыми критериями при поисках ртутных и золоторудных месторождений можно считать наличие «биметасоматических» листовников и «метасоматических микрокварцитов», получивших широкое распространение в ряде районов Алтае-Саянской области, но не обнаруживающих прямых генетических связей с наложенным на них оруденением. Что касается метаморфогенных кварцево-карбонатных пород и силликлитов, то они, несмотря на наблюдаемое совмещение с ртутным, свинцово-цинковым и флюоритовым оруденением, не могут быть рекомендованы при поисковых работах даже в качестве косвенных поисковых критериев.

## ЛИТЕРАТУРА

- Азизбеков Ш. А., Кашкай М. А. Листвениты Закавказья. Баку, Изд-во Азербайдж. фил. АН СССР, 1939, 72 с.
- Айлер Р. К. Коллоидная химия кремнезема и силикатов. М., Госстройиздат, 1959, 288 с.
- Александров П. В. Натровый метасоматоз в Криворожье. — В кн.: Геохимия щелочного метасоматоза. М., «Наука», 1963, с. 74—152.
- Андрусенко Н. И., Москалюк А. А. Опыты по гидротермальной обработке долеритов в связи с вопросами генезиса месторождений пеландского шпата. — «Геохимия», 1966, № 9, с. 1119—1123.
- Архангельская В. В. Геология свинцово-цинковых месторождений Клячкшского района (Восточное Забайкалье). М., Изд-во АН СССР, 1962, 212 с. (Труды ИГЕМ, вып. 93).
- Бабушкин В. И., Матвеев Г. М., Мчедлов-Петросян О. П. Термодинамика силикатов. М., Госстройиздат, 1965, 266 с.
- Балицкий В. С., Комова В. В. Влияние физико-химических факторов на интенсивность и скорость процесса замещения микроклина альбитом. — «Геохимия», 1971, № 3, с. 332—339.
- Барсанов Г. П., Флоренский А. А. Геология, петрография и полезные ископаемые бассейна р. Лопанс-Цхали в Юго-Осетии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936, 93 с.
- Бергер В. И. Особенности гидротермальных изменений вмещающих пород на Алданских месторождениях горного хрусталя. — В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966, с. 269—282.
- Берч Фр., Шерер Дж., Снайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. М., ИЛ, 1949, 303 с.
- Бетехтин А. Г. Шорджанский хромитопосный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис хромистого железняка вообще. — В кн.: Хромиты СССР. Т. 1. М., 1937, с. 7—156.
- Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1960, 320 с.
- Беус А. А., Севров Э. А., Сити А. В., Субботин Ю. Д. Альбитизировавшие и грейзитизированные графиты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962, 196 с.
- Боголенов В. Г. Вопросы методики исследования, классификации и терминологии при характеристике процессов и продуктов околорудных изменений. — В кн.: Материалы ко 2-й конференции по околорудному метасоматизму, Л., 1966, с. 35—38.
- Богомолов Г. В., Плотникова Г. И., Титова Е. А. Кремнезем в термальных и холодных водах. М., «Наука», 1967, 112 с.
- Бок П. И. Листвениты, их особенности, разновидности и условия образования. — «Изв. АНКаз. ССР. Сер. геол.», 1956, вып. 22, с. 3—23.
- Бородавская М. Б. О происхождении березитов и некоторых других метасоматических пород Березовского золоторудного месторождения на Среднем Урале. — «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1944, ч. 73, вып. 2—3, с. 123—142.
- Бородавский П. И., Бородавская М. Б. Березовское рудное поле. М., Металлургиздат, 1947, 265 с.
- Бородавский П. И., Панова В. В. Золотоносные листвениты Маралихинского месторождения в Южном Алтае. — «Труды ЦНИГРИ», 1959, вып. 25, с. 82—126.
- Бородавский П. И. О генезисе ртутных месторождений Курайской зоны в Горном Алтае. — «Труды ЦНИГРИ», 1959, вып. 31, с. 105—117.
- Бородавский П. И. Лиственитизация как генетический комплекс гидротермальных изменений. — В кн.: Труды международного геологического конгресса, XXI сессия. Госгеолгиздат, 1960, с. 118—128.
- Броневои В. А. Поведение Ti—Fe—Al и Si в термальных растворах вулканической области и вулканогенная гипотеза бокситообразования. — «Литология и полезные ископаемые», 1968, № 5, с. 128—136.

- Броневой В. А., Михайлов Б. М.** К геохимии алюминия в зоне гипергенеза. I. Растворы окислов и гидроксидов алюминия.— «Литология и полезные ископаемые», 1970, № 6, с. 62—74.
- Броневой В. А., Михайлов Б. М.** К геохимии алюминия в зоне гипергенеза. II. Поведение алюминия в смешанных растворах (алюминий и кремний).— «Литология и полезные ископаемые», 1971, № 2, с. 39—53.
- Бульничков А. Я.** Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы. Томск, изд. Томского университета, 1948, 298 с.
- Василевский М. М.** Пропилитизация и оруденение. Автореф. докт. дисс. Л., 1968, 38 с.
- Вейц Б. П.** Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Т. 1. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959, 340 с.
- Внар Ж., Собатье Г.** Реакции щелочных шпатов с гидротермальными кальциевыми растворами в интервале 300 и 600° С.— В кн.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965, с. 180—193.
- Винклер Г.** Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969, 247 с.
- Волостных Г. Т.** Формирование зональности аргиллизированных пород на примере редкометальных месторождений Восточного Забайкалья.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966, с. 313—321.
- Волостных Г. Т.** Аргиллизация и оруденение. М., «Недра», 1972, 240 с.
- Воробьев Ю. Ю.** Внутреннее строение рудоносной зоны Иртышского месторождения. Алма-Ата, Изд-во КазССР, 1960, 164 с. (Труды Алтайского горно-металлург. ин-та АН КазССР, т. VII).
- Вукалович М. П.** Термодинамические свойства воды и водяного пара. М., Машгиз, 1959, 245 с.
- Гаврикова С. П.** Геологические и физико-химические особенности образования листовитов Кентерлауского массива сев.-вост. Прибалхашье).— «Геология рудных месторожд.», 1970, № 5, с. 41—52.
- Гансев И. Г.** О возможной форме переноса кремнезема в гидротермальных растворах.— «Сов. геол.», 1963, № 12, с. 103—112.
- Гаррелс Р. М.** Минеральные равновесия при низких температурах и давлениях. М., ИЛ, 1962, 306 с.
- Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л.** Растворы, минералы, равновесия. М., «Мир», 1968, 368 с.
- Гогинвили В. Г.** Гидротермальные метасоматиты Храменского района (Южная Грузия) и некоторые вопросы рудообразования. Автореф. канд. дисс. Тбилиси, 1960, 19 с.
- Годлевский М. Н., Кравцов Г. Е., Сливко В. М.** Вопросы теплообмена интрузива и вмещающих пород и контактовый термометаморфизм улей вблизи трапшевых интрузивов.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 2, с. 6—25.
- Голубев В. С., Гарибяц А. А.** Гетерогенные процессы геохимической миграции. М., «Недра», 1968, 191 с.
- Голубев В. С.** Метасоматическая зональность с учетом изменения термодинамических условий миграции.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 5, с. 134—138.
- Гольдшидт В. М.** О метасоматических процессах в силикатных породах.— В кн.: Основные идеи геохимии. Л., ОНТИ, 1933, с. 17—32.
- Грубенман У., Ингли П.** Метаморфизм горных пород. М.—Л., Госгеолразведиздат, 1936, 373 с.
- Дударев А. Н., Шаранов В. П.** О механизме переноса в контактовых зонах интрузивов.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 4, с. 20—28.
- Елисеев Н. А.** Петрография Рудного Алтая и Калбы.— В кн.: Петрография СССР. М., Изд-во АН СССР, 1938, 248 с.
- Жариков В. А.** Геология и метасоматические явления скарново-поллиметаллических месторождений Западного Карамазара. М., Изд-во АН СССР, 1959, 371 с.
- Жариков В. А., Омеляненко Б. И.** Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями.— В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1965, с. 119—188.
- Жариков В. А.** Термодинамическая характеристика необратимых природных процессов.— «Геохимия», 1965, № 10, с. 1119—1123.
- Жариков В. А.** К развитию теории процессов скарнообразования.— «Геология рудных месторожд.», 1965, № 4, с. 3—16.
- Жариков В. А.** Некоторые закономерности метасоматических процессов.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966, с. 49—64.
- Жариков В. А.** Физико-химическая петрология скарновых месторождений. Автореф. докт. дисс. М., 1966, 89 с.
- Жариков В. А.** Скарновые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 220—300.
- Жариков М. Г.** Рудовмещающие породы Чонкойского месторождения.— «Узбекский геологический журнал», 1961, № 3, с. 26—33.
- Жариков М. Г.** О новом — листовитовом типе рудной минерализации в Южной Ферганае.— «Ученые записки Среднеазиатского НИИГМСА», 1961, вып. 6, с. 103—113.

- Заварницкий А. И.** Геологический очерк месторождений медных руд на Урале. Л., изд. геологического комитета, 1927, 151 с. (Труды геологического комитета, новая серия, вып. 173 (1)).
- Иванкин П. Ф.** Геология и вопросы генезиса полиметаллических месторождений Прииртышья. М., Госгеолтехиздат, 1957, 247 с.
- Иванкин П. Ф., Ишнин П. В., Кузубиный В. С.** Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961, 286 с.
- Иванов П. П.** Опыт экспериментального моделирования альбитизации слюдяных сланцев в гидротермальных условиях.— В кн.: Бюллетень научно-технической информации, № 2(30). ВИМС, отдел научно-технической информации. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 64—67.
- Иванов П. П.** О природе «альбитизирующих» растворов.— В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 92—104.
- Иванов П. П.** Проблемы экспериментального изучения минеральных равновесий метаморфических и метасоматических процессов. М., изд. Института физики твердого тела, 1970, 235 с.
- Иванова В. П.** Термограммы минералов.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. 2 серия», 1961, ч. 96, вып. 1, с. 50—90.
- Казизин Ю. В., Александров Г. В.** О метасоматической зональности при аргиллизации гранит-порфиров околорудных тел.— «Геология рудных месторожд.», 1959, № 5, с. 91—104.
- Казизин Ю. В.** Околорудная аргиллизация диоритов на молибденовом месторождении.— «Докл. АН СССР», 1960, т. 134, № 6, с. 1428—1432.
- Казизин Ю. В.** Минералого-геохимические особенности аргиллизации основных пород.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1962, ч. 91, вып. 4, с. 422—433.
- Казизин Ю. В.** Современное состояние и ближайшие задачи изучения околорудных метасоматитов.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966, с. 356—373.
- Казизин Ю. В.** Околорудные измененные породы Восточного Забайкалья и общие вопросы теории и практики изучения метасоматитов. Автореф. докт. дисс. М., 1966, 55 с.
- Казизин Ю. В., Рудник В. А.** Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., «Недра», 1968, 362 с.
- Карпов Н. К., Канник С. А., Памгура В. Д.** Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии. М., «Наука», 1968, 143 с.
- Канник С. А.** Физико-химические условия формирования некоторых минералов и минеральных ассоциаций при осадочном пороодообразовании.— В кн.: Физические и химические процессы и фации. М., «Наука», 1968, с. 100—109.
- Канкай М. А.** Лиственизация базитов и гипербазитов и классификация лиственитов.— В кн.: Труды международного геологического конгресса, XXII сессия М., Госгеолиздат, 1964, с. 198—214.
- Канкай М. А.** О метасоматической зональности и химизме лиственитов.— В кн.: Труды 3-го Всесоюзного петрографического совещания. М., «Наука», 1964, с. 198—214.
- Канкай М. А., Аллахвердиев Ш. П.** Листвениты, их классификация и генезис. Баку, Изд-во АН АзербССР, 1965, 153 с.
- Карпов А. К., Шильгин А. Е.** Изменения вмещающих пород Зырянского месторождения на Алтае.— «Изв. КазССР. Сер. геол.», 1957, вып. 3, с. 70—86.
- Кензин П. А.** Гидротермальные изменения вмещающих карбонатных пород свинцового месторождения Чаар-Кудук.— «Зап. Узбекск. отделен. Всесоюз. минерал. об-ва», 1958, вып. 12, с. 85—109.
- Князев П. И.** Измененные карбонатные породы.— В кн.: Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М., Госгеолтехиздат, 1954, с. 196—253.
- Кобранова В. Н.** Физические свойства горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1962, 490 с.
- Ковалев К. Р.** Магнезиальный метасоматоз на колчедано-полиметаллических месторождениях в Восточной Туве.— В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1968, с. 142—155.
- Коржиковский Д. С.** Понятие о геохимической подвижности компонентов.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1942, ч. 71, вып. 3—4, с. 81—95.
- Коржиковский Д. С.** Соотношение между минералогическим составом и величиной химических потенциалов компонентов.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1944, ч. 73, вып. 1, с. 62—74.
- Коржиковский Д. С.** Метасоматическая зональность при околорудном метаморфизме.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1946, ч. 75, вып. 4, с. 75—87.
- Коржиковский Д. С.** Вывод уравнения инфильтрационной метасоматической зональности.— «Докл. АН СССР», 1951, т. 77, № 2, с. 305—309.
- Коржиковский Д. С.** Вывод уравнения простой диффузионной метасоматической зональности.— «Докл. АН СССР», 1952, т. 84, № 4, с. 761—765.
- Коржиковский Д. С.** Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 333—456.

- Коржинский Д. С.** Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957, 281 с.
- Коржинский Д. С.** Теория метасоматической зональности. М., «Наука», 1969, 111 с.
- Кормилицын В. С.** Околорудные гидротермально измененные породы свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья.— В кн.: Вопросы геологии и генезиса свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 551—577. (Труды ИГЕМ, вып. 83).
- Кришталь А. В.** Кварцево-карбонатные породы (листвениты) Чонкойского района и связь с ними ртутной минерализацией.— «Зап. Киргизск. отделения Всесоюз. минерал. об-ва», 1962, вып. 3, с. 31—39.
- Кротов Б. П.** Петрографическое исследование Южной части Мнасской дачи.— «Труды об-ва естествоиспытателей при императорском Казанском университете». 1915, т. VIII—XI, вып. 1, 416 с.
- Кузнецов В. А.** Ртутные месторождения Ойротии.— В кн.: Ойротия. М., Изд-во СОПС АН СССР, 1937, с. 109—122.
- Кузнецов В. А.** Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 202—228.
- Кузнецов В. А.** Закономерности образования и пространственного размещения ртутных месторождений в Алтае-Саянской области.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 302—314.
- Кузнецов В. А., Тыгчинский А. А., Щербань П. П.** Гетерогенность кварцево-карбонатных пород ливственитового облика и вопрос о связи с ними ртутного оруденения.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 10, с. 132—147.
- Кузнецов В. А.** Формационный метод в металлогенетических исследованиях.— В кн.: Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1966, с. 5—48.
- Кузнецов Е. А.** Геологическое описание Саймоповской долины. «Труды МГРИ им. С. Орджоникидзе», М., 1936, т. 2, с. 74—128.
- Кузнецов Ю. А.** О стратиграфии палеозоя Горной Шории.— «Вестник ЗСГРТ», 1933, № 5, с. 52—57.
- Лисицына Г. А., Омеляненко Б. Н., Раудонис П. А.** Низкотемпературные кварц-альбитовые изменения пород вблизи урановых рудных тел.— «Геология рудных месторожд.», 1963, № 1, с. 7—17.
- Лодочников В. П.** Серпентины и серпентиниты пльчирские и другие петрологические вопросы, с ними связанные. М.—Л., ОНТИ, 1936, 818 с. (Труды ЦНИГРИ, вып. 38).
- Лыков А. В.** Теория теплопроводности. М., Изд-во технико-теоретической литературы, 1952, 392 с.
- Малинин С. Д.** К методике экспериментирования с гидротермальными растворами, содержащими углекислоту.— В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., «Наука», 1962, с. 168—172.
- Малинин С. Д.** Физико-химическая характеристика углекислых гидротерм.— В кн.: Геохимические исследования в области повышенных температур и давлений. М., «Наука», 1965, с. 40—90.
- Маракушев А. А.** Петрология тасикого железорудного месторождения в архее Алданского щита.— «Труды Дальневосточного филиала АН СССР. Сер. геол.», 1958, т. 5, 121 с.
- Мейер Ч., Хемли Д.** Околорудные изменения вмещающих пород.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 148—211.
- Мельник Ю. П.** К методике расчетов метаморфических реакций.— «Геологический журнал», 1969, т. 29, вып. 4, с. 12—27.
- Мельник Ю. П., Ярошук М. А.** Термодинамические условия метаморфизма карбонатных пород железисто-кремнистых формаций Украинского щита.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1970, ч. 99, вып. 3, с. 3—16.
- Меняйлова Г. Н.** Гидротермальные изменения диабазов и ртутное рудообразование (Макротельское рудопроявление в Абхазии).— «Докл. АН СССР», 1967, т. 174, № 3, с. 683—687.
- Михайлов Н. П., Москалева Д. П.** О процессах ливственитизации серпентинитов Казахстана.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. М., Госгеолтехиздат, 1956, с. 168—180. (Материалы ВСЕГЕИ. Новая серия, вып. 19).
- Монич В. К.** К петрологии района Беркульского рудника в Кузнецком Алатау.— «Труды Томского государственного университета им. В. В. Куйбышева», сер. Г, т. 93, 1937, с. 3—63.
- Наковник Н. П.** Вертикальная зональность продуктов околорудного метасоматизма и место в ней формации вторичных кварцитов и пропилитов.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966, с. 15—17.
- Наковник Н. П.** Вторичные кварциты СССР. М., «Недра», 1968, 327 с.
- Наумов Г. Б.** К вопросу о карбонатной форме переноса урана в гидротермальных растворах.— «Геохимия», 1959, № 1, с. 6—20.



- Наумов Г. Б., Рыженко Б. П., Ходаковский П. Л. Справочник термодинамических величин. М., Атомиздат, 1971, 211 с.
- Нехорошев В. П. Основные черты геологии Горного Алтая.— В кн.: Ойротия. М. Изд-во АН СССР, 1938, с. 28—38.
- Николаев В. А., Долливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М., Геосолтехиздат, 1961, 338 с.
- Никольская Ж. Д. Новый для Горного Алтая тип вольфрамового оруденения.— «Сов. геол.», 1958, № 11, с. 106—111.
- Оболонский А. А. О структурном взаимоотношении рудных прожилков на одном из гидротермальных месторождений.— «Геол. и геофиз.», 1960, № 9, с. 44—53.
- Овчинников Л. И. Контактново-метасоматические месторождения среднего и северного Урала.— «Труды горно-геологического ин-та Уральского филиала АН СССР». Свердловск, 1960, вып. 39, 495 с.
- Овчинников Л. И., Моссалович А. М. Взаимодействие воды с калиевым полевым шпатом и биотитом в критической области.— В кн.: Исследования природного и технического минералообразования. М., «Наука», 1966, с. 200—206.
- Омельяненко Б. И. Некоторые особенности процессов низкотемпературных околорудных изменений и попытка их систематизации.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966, с. 318—321.
- Омельяненко Б. И. Околорудные изменения вмещающих пород на гидротермальных урановых месторождениях.— В кн.: Геология гидротермальных урановых месторождений. М., «Наука», 1966, с. 275—322.
- Омельяненко Б. И., Алексин Ю. В. О возможных пределах значения рН среды при образовании кальцита в гидротермальных условиях.— «Геология рудных месторожд.», 1966, № 6, с. 31—42.
- Омельяненко Б. И. К вопросу о формациях и фациях низкотемпературных околорудных метасоматитов.— В кн.: Труды международного геохимического конгресса. М., «Наука», 1971, с. 554—556.
- О'Нил Т. Д. Гидротермальное изменение полевых шпатов при температурах 250—400° С.— В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М., ИЛ, 1950, с. 84—97.
- Павленко А. С. Щелочно-метасоматические процессы приконтактного типа.— В кн.: Геохимия щелочного метасоматоза. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 7—74.
- Пампура В. Д. Геохимические особенности процессов околорудных изменений и их термодинамический анализ на примере Шахтаминского молибденового месторождения. Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1965, 22 с.
- Пампура В. Д., Гормашева Г. С. Зональность при околотрещинном метасоматозе близ кварцевых жил Шахтаминского молибденового месторождения.— В кн.: Геохимия рудных месторождений. М., «Наука», 1964, с. 81—104.
- Пампура В. Д., Кочергин В. И. Одномерная модель температурного поля при внедрении и остывании гидротерм в пределах жильных каналов.— В кн.: Вопросы геохимии изверженных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М., «Наука», 1965, с. 230—242.
- Пшуге Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958, 295 с.
- Погов А. А. К характеристике процесса взаимодействия полевых шпатов с водой в гидротермальных условиях.— В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 140—145.
- Понов А. А. Синтез мусковита и парагонита при температурах 350—500° С.— «Геохимия», 1967, № 10, с. 1064—1071.
- Ракцесев А. Д. Листвениты из районов Карабашских и Кузнецких месторождений.— «Сов. геол.», 1957, № 5, с. 130—141.
- Рехарский В. И. О зональности в строении ореола гидротермально измененных пород, вмещающих редкометалльные жилы.— «Геохимия», 1957, № 3, с. 257—265.
- Рехарский В. И. Геохимия молибдена в эндогенных процессах. Автореф. докт. дисс. М., 1969, 46 с.
- Розанова И. А. Околожильные изменения пород на Центральном месторождении и некоторые данные о распределении в этих породах золота.— «Труды ЦНИГРИ», 1965, вып. 63, с. 165—173.
- Руб М. Г. Грейзены Юго-Западного Приморья и их генезис. М., Изд-во АН СССР, 1957, 316 с.
- Рундвист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). М., «Недра», 1971, 328 с.
- Руснов В. Л. Некоторые геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. Автореф. канд. дисс. М., 1968, 26 с.
- Руснова О. В. Некоторые особенности аргиллизации пород на Балейском месторождении и связь ее с рудоотложением.— В кн.: Проблемы метасоматоза. М., «Недра», 1970, с. 181—188.
- Рыженко Б. И. Ионные равновесия в условиях гидротермальных процессов.— В кн.: Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур. М., «Наука», 1965, с. 96—120.
- Рыженко Б. И. Определение гидролиза силиката натрия и расчет констант диссоциа-

- ции кремниевой кислоты при повышенных температурах.— «Геохимия», 1967, № 2, с. 161—170.
- Рыженко Б. Н., Хитаров Н. П.** К вопросу о форме кремнезема в водных растворах.— «Геохимия», 1968, № 8, с. 957—962.
- Свиридов В. В.** Околорудные изменения на Урупских колчеданных месторождениях (Северный Кавказ).— В кн.: Материалы ко 2-й конференции по околорудному метасоматизму. Л., 1966, с. 118—120.
- Славская А. П.** Околорудные изменения в некоторых месторождениях Закарпатья. Киев, Изд-во АН УССР, 1957, 156 с.
- Смирнов В. П.** Геология ртутных месторождений Средней Азии. М.—Л., Госгеол-издат, 1947, 80 с.
- Смирнов С. С.** Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1961, 507 с.
- Соколов В. А.** О генетических типах гидротермальных метасоматических образований.— В кн.: Материалы ко 2-й конференции по околорудному метасоматизму. Л., 1966, с. 33—35.
- Соловьев Ю. С.** О листовниках Пышминско-Ключевского месторождения.— «Зан. Всесоюз. минерал. об-ва», 1947, ч. 76, вып. 3, с. 190—202.
- Соловьев Ю. С.** Декоративные листовники Урала.— «Труды Горно-геологического ин-та Уральского филиала АН СССР». Свердловск, 1960, вып. 35, с. 297—305.
- Сургай В. Г.** Околорудные изменения вмещающих пород как поисковые признаки сурьмяно-ртутной рудоносности Киргизии.— «Труды ин-та геологии АН КиргССР», Фрунзе, 1957, вып. IX, с. 95—107.
- Сыромятников В. Ф.** Новый аппарат (экзоклав) для изучения минералов при высокой температуре и большом давлении.— «Докл. АН СССР», 1950, т. 70, № 1, с. 87—89.
- Троценко В. П.** Околорудные изменения на некоторых ртутных месторождениях Юго-Восточного Алтая.— «Изв. Томского политехнического института», 1961, т. 120, с. 59—69.
- Тугаринов А. П.** Геохимические особенности щелочных метасоматитов в Центральной Азии.— В кн.: Геохимия щелочного метасоматоза. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 152—199.
- Тугаринов А. П., Наумов В. Б., Чкань-ень.** Экспериментальное воспроизведение щелочно-карбонатного метасоматоза.— «Геохимия», 1963, № 6, с. 570—581.
- Уайт Д. Э.** Месторождения ртути и цветных металлов, связанные с термальными минеральными источниками.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 479—529.
- Усов М. А.** Итоги исследований геологии Западно-Сибирского края за первую пятилетку.— «Вестник ЗСГРТ», 1933, № 3, с. 1—28.
- Федорчук В. П.** Околорудные изменения ртутно-сурьмяных месторождений. М., «Недра», 1969, 264 с.
- Флоренский В. П., Большинина Б. В., Лонаков А. Н.** Пересчет химических осадочных горных пород. М., «Высшая школа», 1964, 111 с.
- Фонарев В. П.** Термодинамические константы пиррофиллита.— «Геохимия», 1967, № 12, 1505—1508.
- Хемли Д., Мейер Ч.** Околорудные изменения вмещающих пород.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 148—211.
- Хисамутдинов М. Г.** Флюогитизация боковых пород в залебадах медно-колчеданных руд.— «Докл. АН СССР», 1949, т. 68, № 2, с. 381—383.
- Хисамутдинов М. Г.** Петрографо-минералогическое изучение рудных полей Зырянского рудного узла.— «Сборник научно-технической информации ВСЕГЕИ», 1955, № 1, с. 63—87.
- Хисамутдинов М. Г.** Этапы изменения вмещающих пород Зырянского месторождения.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Л., Госгеолтехиздат, 1956, с. 45—58 (материалы ВСЕГЕИ. Новая серия, вып. 19).
- Хисамутдинов М. Г.** О температуре и глубине образования полиметаллических руд Алтая.— «Сборник научно-технической информации ВСЕГЕИ», 1959, № 13, с. 117—124.
- Хитаров Н. П.** Химическая природа растворов, возникающих в результате взаимодействия воды с горными породами при повышенных температурах и давлениях.— «Геохимия», 1957, № 1, с. 28—39.
- Хитаров Н. П.** Четырехсотградусная изотерма системы  $H_2O-SiO_2$  в пределах давления до 4000 кг/см<sup>2</sup>.— «Геохимия», 1956, № 1, с. 62—67.
- Хитаров Н. П.** Вопросы формирования гидротермальных растворов.— В кн.: Вопросы формирования гидротермальных растворов. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 34—35 (Труды лаборатории вулканологии, вып. 19).
- Хитаров Н. П., Хундадзе А. Г., Сендеров Э. Э., Шибасва Н. П.** Влияние вулканогенных пород на состав гидротермальных растворов.— «Геохимия», 1970, № 6, с. 678—693.
- Хитаров Д. П.** Изучение свойства и других особенностей газовой-жидких включений в минералах на современном этапе.— В кн.: Минеральные микровключения. М., «Наука», 1965, с. 74—249.

- Ходаковский И. Л.** Характеристика гидротермальных растворов по данным изучения газово-жидких включений в минералах.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., «Наука», 1965, с. 174—204.
- Ходаковский И. Л., Рыженко Б. И., Наумов Г. Б.** Термодинамика водных растворов электролитов при повышенных температурах (температурная зависимость теплоемкости ионов в водных растворах).— «Геохимия», 1968, № 12, с. 1486—1504.
- Цветков А. П., Вальяшхина Е. П., Пилюн Г. ●.** Дифференциальный термический анализ карбонатных минералов. М., «Наука», 1964, 168 с.
- Чеквадзе В. Б.** Особенности проявления гипогенного выщелачивания в связи с колчедано-полиметаллическим оруденением на примере Ново-Березовского месторождения (Рудный Алтай).— В кн.: Материалы ко 2-й конференции по околорудному метасоматизму. Л., 1966, с. 128—131.
- Чураков А. П.** Современное состояние наших знаний о стратиграфии и тектонике древних отложений южной части Средней Сибири.— «Изв. АН СССР». Отделение математических и естественных наук», 1931, № 1—4, с. 34—62.
- Шарапов В. П.** Динамика температурного поля в процессах инфильтрационного метасоматоза.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 4, с. 140—144.
- Шарапов В. П., Меломед В. К.** Применение задачи Стефана к некоторым вопросам кристаллизации интрузивных тел и контактового метаморфизма.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 6, с. 16—25.
- Шак А. С.** Промышленная теплопередача. М., Металлургиздат, 1961, 523 с.
- Шипулин Ф. К.** Соотношение интрузий и оруденения в Зырянском районе на Рудном Алтае.— «Докл. АН СССР», 1959, т. 129, № 3, с. 582—586.
- Шлыгина А. Е.** Общие принципы классификации процессов и продуктов околорудного метасоматоза.— В кн.: Материалы ко 2-й конференции по околорудному метасоматизму. Л., 1966, с. 31—33.
- Щерба Г. Н.** Грейзеновые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 378—440.
- Щербань П. П.** Гидротермальная аргиллизация вмещающих пород Акташского месторождения.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 9, с. 48—60.
- Щербань П. П., Оболенский А. А.** Генетические типы окварцованных пород Юго-Восточного Алтая и их поисковое значение.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 6, с. 40—50.
- Эллис А. Д.** Химия некоторых исследованных гидротермальных систем.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 398—428.
- Яковлев К. П.** Краткий физико-технический справочник. М., Госэнергоиздат, 1962, 552 с.
- Alexander G. B., Heston W. M., Her R. K.** The solubility of Amorphous Silica in Water.— «J. Phys. Chem.», 1954, v. 58, pp. 453—455.
- Althaus E.** Der Stabilitätsbereich des Pyrophyllits unter dem Einfluss von Säuren II. Mitteilung: Pyrophyllit und Andalusitlagerstätten.— «Beitr. Miner. Petr.», 1966, Bd. 13, № 1, SS. 31—51.
- Akella J., Winkler H. G. F.** Orthorhombic Amphibole in Some Metamorphic Reactions.— «Beitr. Miner. Petr.», 1966, v. 12, № 1, pp.—13.
- Bastin E. S.** Contributions to a Knowledge of the Lead and Zinc Deposits of the Mississippi Valley Region.— «Spec. Pap. Geol. Soc. Amer.», Baltimore, 1939, № 24, X, 156p.
- Bell J.** The Genesis of the Lead Zinc Deposits at Pine Point Greit Slave Lake.— «Econ. Geol.», 1931, v. XXVI, № 6, pp. 611—624.
- Bonorino F. G.** Hydrothermal Alteration in the Front Range Mineral Belt, Colorado.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1959, v. 70, № 1, pp. 53—90.
- Brady A. P., Brown A. G., Huff H.** The Polymerization of Aqueous Potassium Silicate Solutions.— «J. Colloid Sci.», 1953, v. 8, № 2, pp. 252—277.
- Brintzinger H., Brintzinger W.** Zur Kenntnis der Molekular — dispers Gelösten Kieselsäuren und Titansäuren.— «Zeitschrift für Anorganische und Allgemeine Chemie», 1930, Bd. 196, H. 1, ss. 44—50.

- Bundy W. M., Murray H. H.** Argillization in the Cochiti Mining District, New Mexico.— «Clays and Clay Minerals», 6-th Nat. Conference. Pergamon Press, 1959, pp. 193 — 205.
- Carman P. C.** Constitution of Colloidal Silica.— «Transac. Faraday Soc.», 1940, № 233, c. XXXVI, part. 9, pp. 964—973.
- Currier L. W.** Structural Relations of Southern Appalachian Zinc Deposits.— «Econ. Geol.», 1935, v. XXX, № 3, pp. 260—286.
- Criss C. M., Cobble J. M.** The Thermodynamic Properties of high Temperature Aqueous Solutions. Capacities up to 200°. Entropies and Heat Capacities 200°.— «J. Amer. Chem. Soc.», 1964, v. 86, pp. 5390—5394.
- Eskola P.** Die metamorphen Gesteins. Berlin, 1939, 359 S.
- Fawcett J. J., Joder H. S. Jr.** Phase Relationship of Chlorites in the System  $Mg-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . Amer. Miner., 1966, v. 51, № 3—4, pp. 353—380.
- Fowler G. M., Lyden J. P.** The Ore Deposits of the Tri-State District.— «Trans. Amer. Inst. Min. Metall. Eng.», 1932, v. 102, pp. 206—239 (Discuss. pp. 239—244).
- Graf D. L., Goldsmith J. R.** Dolomite-magnesian Calcite Relations at Elevated Temperatures and  $CO_2$  Pressures.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1955, v. 7, № 3/4, pp. 109—129.
- Greenberg P. A., Sinclair D. J.** The Polymerization of Silicic Acid.— «J. Phys. Chem.», 1955, v. 59, № 5, pp. 435—441.
- Harker R. I., Tuttle O. F.** Studies in the System  $CaO-MgO-CO_2$  Part. 1. The Thermal Dissociation of Calcite, Dolomite and Magnesite. Part 2. Limits of Solid Solution along the Binary Ion  $CaCO_3-MgCO_3$ .— «Amer. J. Sci.», 1955, v. 253, № 4, 5, pp. 209—225, 274—283.
- Hemley J. J.** Some Mineralogical Equilibria on the System  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ .— «Amer. J. Sci.», 1959, v. 257, № 4, pp. 241—271.
- Hemley J. J., Meyer C., Richter D. H.** Some Alteration Reactions in the System  $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ .— «U.S. Geol. Surv. Prof. Paper», 1961, v. 424—D, pp. 338—340.
- Hewett D. F.** Dolomitization and Ore Depositions.— «Econ. Geol.», 1928, v. XXIII, Jan.—feb., № 8, pp. 824—864.
- Hsu L. C.** Selected Phase Relationships in the System  $Al-Mn-Fe-Si-O-H$ .— «J. Petrology», 1968, v. 9, № 1, pp. 40—83.
- Jander G., Jahr K. F.** Neuere Anschauungen über die Hydrolyse Anorganischer Salze und die Chemie der Hochmolekularen Hydrolyseprodukte (anachliesslich der Iso und Heteropolyverbindungen).— «Kolloid-Beihefte», 1934, Dez., SS. 1—57.
- Johannes W.** Bildung von Talk aus Quarz und Magnesit.— «Neues Jahrbuch für Mineralogie», 1966, Heft 10, SS. 305—309.
- Johannes W.** Experimentelle Magnesitbildung aus Dolomit+ $MgCl_2$ .— «Contr. Mineral Petrol.», 1966, v. 13, № 1, SS. 51—58.
- Johannes W.** Zur Bildung und Stabilität von Forsterit, Talk, Serpentin, Quarz und Magnesit im System  $MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$ ...— «Beitr. zur Mineral. und Petrologie», 1967, Bd. 15, № 3, SS. 233—251.
- Joseph A. F., Oakley H. B.** The Action of Silica on Electrolytes. Part II.— «J. Chem. Soc.», 1925, v. 127, pp. 2813—2818.
- Kennedy G.** A Portion of the System Silica—Water.— «Econ. Geol.», 1950, v. 45, № 7, pp. 629—654.
- Langmuir D. J.** Stability of Carbonates in the System  $MgO-CO_2-H_2O$ .— «J. Geology», 1965, v. 73, № 5, pp. 730—755.
- McKnight E. T.** Zinc and Lead Deposits of Northern Arkansas.— «U. S. Geol. Surv.», 1935, Bull — 853, 341 p.
- Metz P. W., Winkler H. G. F.** Experimentelle Gesteinsmetamorphose — VII. Die Bildung von Talk aus Kieselligen Dolomit.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1963, Bd. 27, № 5, SS. 431—459.
- Metz P., Trommsdorff V.** On Phase Equilibria in Metamorphosed Siliceous Dolomites.— «Beitr. zur Mineral. und Petrologie», 1968, Bd. 18, № 4, SS. 305—310.
- Morey G. W., Hesselgesser J. M.** The Solubility of Some Minerals in superheated Steam at High Pressures.— «Econ. Geol.», 1951, v. 46, № 8, pp. 824—835.

- Morey G. W., Fournier R. O., Rowe J. J.** The Solubility of Quartz in Water in the Temperature Interval from 25° to 300° C.— «*Geochim. et Cosmochim. Acta*», 1962, v. 26, № 10, pp. 1029—1045.
- Ocamoto Go, Okura Takeshi, Goto Ketsumi.** Properties of Silica in Water.— «*Geochim. et Cosmochim. Acta*», 1957, v. 12, № 1/2, pp. 123—133.
- Orville P. M.** Alkali Ion Exchange between Vapor and Feldspar Phases.— «*Amer. J. Sci.*», 1963, v. 261, pp. 201—237.
- Park C. F., Jr.** Dolomite and Jasperoid in the Metaline District, Northeastern Washington.— «*Econ. Geol.*», 1938, v. XXXIII, № 7, pp. 709—730.
- Pourbaix M.** Atlas d'équilibres électrochimique. Paris. 1963, 264 p.
- Robie R. A., Waldbaum D. R.** Thermodynamic Properties of Minerals and Related Substances at 298,15° K (25° C) and One Atmosphere (1,013 Bars) Pressure and at Higher Temperatures. U. S. Government Printing Office, Washington, 1968, 256 p.
- Roedder E.** Composition of Fluid Inclusions, in Data of Geochemistry.— «U. S.— «*Geol. Prof. Paper*», 1967, v. 440—JJ, 163 p.
- Roller P. S., Ervin G., Jr.** System CaO—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O at 30° assoc. of SiO<sub>3</sub> in dil. Alkaline siln.— «*J. Amer. Chem. Soc.*», 1940, v. 62, № 3, pp. 461—480.
- Rosenberg P. E., Burt D. M., Holland H. D.** Calcite — Dolomite Mag-nesite Stability Relation, in Solutions, the Effect of Ionic Strength. —«*Geochim. et Cosmochim. Acta*», 1967, v. 31, pp. 291—396.
- Rosenberg P. E., Holland H. D.** Calcite—Dolomite—Magnesite Stability Relations in Solutions of Elevated Temperatures.— «*J. Sci.*», 1964, v. 145, № 3633, pp. 700—701.
- Tooker E. W.** Altered Wallrocks in the Central Part of the Front Range Mineral Belt, Gilpin and Clear Creek Counties, Colorado, U. S. «*Geol. Surv. Prof. Paper.*», 1963, № 439, 102 p.
- Tornquist A.** Die Vererzung der Zink—Blei— Erzlagerstätten von Raibl (Cave del Pudil).— «*Jahrbuch, der Geol. Bundesanstalt*», 1931, Bd. LXXXI, H. 1 und 2, SS. 143—176.
- Turnock A. K., Eugster H. P.** Fe-rich Chlorites. Carnegie Inst, Washington Year Book, 1958, № 57, pp. 1326—1328.
- Uzdowski H. E.** Die Phasenbeziehungen der Systeme Ca<sup>++</sup> —Mg<sup>++</sup> —CO<sub>3</sub><sup>--</sup> —Cl<sub>2</sub><sup>--</sup> —SO<sub>4</sub><sup>--</sup> —H<sub>2</sub>O und Na<sub>2</sub><sup>++</sup>—Ca<sup>++</sup>—Mg<sup>++</sup>—CO<sub>3</sub><sup>--</sup> —SO<sub>4</sub><sup>--</sup> —H<sub>2</sub>O und Na<sub>2</sub><sup>++</sup> —Ca<sup>++</sup> —Mg<sup>++</sup> —CO<sub>3</sub><sup>--</sup> —SO<sub>4</sub><sup>--</sup> —H<sub>2</sub>O. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math. —Physik., II, 20, 1964, SS. 263—265.
- Van Lier J. A., de Bruyn P. L., Overbeek J. Th. G.** The Solubility of Quartz.— «*J. Phys. Chem.*», 1960, v. 64, № 11, pp. 1675—1682.
- Weeks W. K.** A Thermochemical Study of Equilibrium Relations during metamorphism of Silicious Carbonate Rocks.— «*J. Geology*», 1956, v. 64, № 3, pp. 245—270.

**Приложение 1**

**Термодинамические величины некоторых соединений и ионов, ккал/моль**

Формула вещества	$-\Delta H^{\circ}_{f,298}$	$-\Delta Z^{\circ}_{f,298}$	Литературный источник
1	2	3	4
$H_2O_{(ж)}$	68,315	56,688	Robie e. a., 1968
$H_2O_{(r)}$	57,796	54,635	Там же
$CO_{2(r)}^2$	94,051	94,257	»
$Al_2O_3 \cdot 3H_2O$	612,760	546,972	»
$Ca(OH)_2$	235,610	214,673	»
$Mg(OH)_2$	221,200	199,460	»
$CaMg(CO_3)_2$	557,613	518,734	»
$FeCO_3$	177,812	161,030	»
$MgCO_3$	266,081	246,112	»
$CaTiO_3$	396,900	376,517	»
$CaTiSiO_5$	622,050	588,846	»
$Fe_2SiO_4$	353,544	329,688	»
$Mg_3SiO_4$	520,370	491,938	»
$MgSiO_3$	370,140	349,394	»
$Ca_2Mg_5(Si_4O_{11})_2(OH)_2$	2952,935	2779,137	»
$CaMgSi_2O_6$	767,390	725,784	»
$CaAl_2Si_2O_8$	1009,300	955,626	»
$Al_2Si_2O_5(OH)_4$	979,465	902,868	»
$KAlSi_2O_6$	721,650	681,642	»
$KAlSiO_4$	503,926	476,230	»
$KAlSi_3O_8$	945,000	892,602	»
$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$	1421,180	1330,103	»
$NaAlSiO_4$	497,029	469,664	»
$NaAlSi_2O_6 \cdot H_2O$	786,341	734,262	»
$SiO_2$	217,65	204,644	Карпов и др., 1968
$Fe(OH)_2$	135,80	115,57	Там же
$CaMg_3(CO_3)_4$	—	1007,70	»
$MgCO_3 \cdot 3H_2O$	—	412,66	»
$MgCO_3 \cdot 5H_2O$	—	525,87	»
$3MgCO_3 \cdot Mg(OH)_2 \cdot 3H_2O$	—	1100,1	»
$MgCO_3 \cdot Mg(OH)_2 \cdot 3H_2O$	—	612,48	»
$CaCO_3$	288,44	269,68	Наумов и др., 1971

1	2	3	4
$\text{CaSiO}_3$	390,83	370.4	Карпов и др., 1968
$\text{Ca}_2\text{SiO}_4$	551,70	524.3	Там же
$\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	1415,20	1324,3	»
$\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5 \cdot (\text{OH})_4$	1042,87	964.61	»
$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	1160,10	1075,6	»
$\text{CaAl}_4\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	—	1392.50	»
$\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	—	1190,5	»
$\text{Mg}_5\text{Al}_2\text{Si}_5\text{O}_{16}(\text{OH})_8$	—	1955.2	»
$\text{Na}_{0,33}\text{Al}_{2,33}\text{Si}_{3,67}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	—	1276,6	»
$\text{CaF}_2$	293,58	281.07	Наумов и др., 1971
$\text{TiO}_2$	225,75	212.55	Там же
$\text{SiF}_{4(\text{r})}$	385,98	375.85	»
$\text{TiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	—	253	Гаррелс и др., 1968
$\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	—	1264.14	Фопарев, 1967
$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	—	883.64	Рассчитана автором по данным Хемли (Hemley, 1959)
$\text{NaAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{16}(\text{OH})_2$	—	1320,70	»
$\text{H}_4\text{SiO}_4$	359,46	312.64	Карпов и др., 1968
$\text{Al}^{3+}$	125,40	115.0	Там же
$\text{AlO}_2^-$	218,60	200.7	»
$\text{Fe}^{2+}$	21,00	20.30	»
$\text{Ca}^{2+}$	129,77	132,18	Гаррелс и др., 1968
$\text{CO}_3^{2-}$	161,63	126.22	Карпов и др., 1968
$\text{K}^+$	60,34	67.46	Там же
$\text{Mg}^{2+}$	111,520	108,76	»
$\text{Na}^+$	57,50	62.58	»
$\text{F}^-$	79,79	66,92	Наумов и др., 1971
$\text{SiF}_6^{2-}$	572,56	527,5	»
$\text{TiO}^{2+}$	—	138	Гаррелс и др., 1968
$\text{HTiO}_3^-$	—	228.5*	»
$\text{Ca}^{2+}$	—	132,180*	Robie e. a., 1968
$\text{CO}_3^{2-}$	—	126,170*	Там же
$\text{K}^+$	—	67,700*	»
$\text{Mg}^{2+}$	—	108,900*	»
$\text{Na}^+$	—	62,539*	»

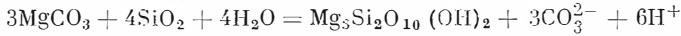
\* Термодинамические константы, использованные для расчета реакций в стандартных условиях.

ПРИМЕРЫ РАСЧЕТА РЕАКЦИЙ

Используются результаты расчета реакций трех типов: с участием растворенных компонентов, с участием газовых фаз и твердофазные.

**Реакции с участием растворенных компонентов.** Как известно, стандартная свободная энергия всех трех упомянутых типов реакций представляет собой разность сумм свободных энергий продуктов реакции и исходных веществ:  $\Delta Z_{298}(\text{реакции}) = \Delta Z_{298}(\text{продуктов реакции}) - \Delta Z_{298}(\text{исходных веществ})$ .

Используя величины свободных энергий соединений и ионов, содержащихся в приложении, можно рассчитать  $\Delta Z_{298}$ , например, реакции (2.1):



$$\Delta Z = (-1324,3) + 3(-126,16) - 3(2246,11) - 4(-204,64) - 4(56,69) = 1702,81 + 1783,5 = +80,84 \text{ ккал/моль.}$$

Величины свободных энергий реакций и констант их равновесия находятся в следующей зависимости:

$$\Delta Z_{298} = -RT \cdot \ln K,$$

где  $K$  — константа равновесия реакции;  $T$  — абсолютная температура;  $R$  — газовая постоянная. Откуда для стандартных условий

$$\Delta Z_{298} = -1,364 \lg K; 80,84 = -1,364 \lg K; K = 10^{-59,26}.$$

Поскольку активности твердых фаз и воды равны единице, а активности растворенных компонентов в сильно разбавленных растворах приближаются к их концентрации, константа равновесия реакции (2.1) в стандартных условиях составляет:

$$K = [\text{CO}_3^{2-}]^3 \cdot [\text{H}^+]^6;$$

$$K = 10^{-19,72} = [\text{CO}_3^{2-}]^3 \cdot [\text{H}^+]^6.$$

Используя это выражение, можно получить величины равновесных активностей  $\text{CO}_3^{2-}$  при заданных значениях pH. При этом, однако, необходимо учитывать, что соотношения форм уголекислоты в растворе находятся в следующей зависимости от температуры раствора и его pH (Наумов, 1959, и др.):

$$\{\Sigma\text{CO}_2\} = [\text{H}_2\text{CO}_3] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}];$$

$$\frac{[\text{H}^+] \cdot [\text{HCO}_3^-]}{[\text{H}_2\text{CO}_3]} = K_1; \quad \frac{[\text{H}^+] \cdot [\text{CO}_3^{2-}]}{[\text{HCO}_3^-]} = K_2,$$

где  $K_1$  и  $K_2$  — первая и вторая константы диссоциации  $\text{H}_2\text{CO}_3$  при заданной температуре.

Поскольку во всех рассмотренных реакциях данного типа уголекислота выражена в виде  $\text{CO}_3^{2-}$ , необходимо найти зависимость между активностями этого иона и активностью суммарной уголекислоты в растворе, а также его pH:

$$[\text{CO}_3^{2-}] = \frac{\{\Sigma\text{CO}_2\} \cdot K_1 K_2}{K_1 K_2 + K_2 [\text{H}^+] + [\text{H}^+]^2}.$$

При расчетах удобно пользоваться заранее табулированными значениями величины  $\frac{K_1 K_2}{K_1 K_2 + K_1 [\text{H}^+] + [\text{H}^+]^2}$ , обозначенным, вслед за Г. Б. Наумовым, индексом «А». Они представлены в табл. I.

Теперь, используя константу равновесия реакции (2.1) и данные, приведенные в табл. I, можно рассчитать равновесные значения  $\{\Sigma\text{CO}_2\}$  для стандартных условий при заданных величинах pH. Например, при pH=6.

$$\{\Sigma\text{CO}_2\} = \frac{10^{-19,75}}{10^{-4,7} \cdot 10^{-12}} = 10^{-3,05}.$$

Отстроив, таким образом, линию равновесия реакции (2.1) и других реакций системы и исключив метастабильные равновесия, получаем диаграмму в ее законченном виде (см. рис. 23).

Аналогичным образом проводились расчеты реакций с участием ортокремниевой кислоты. Реальные активности этого компонента в растворе при заданных значениях его температуры и pH рассчитывались по экспериментальным данным



Таблица I

Величины — lg «A» в стандартных и гидротермальных условиях

T, °C	pH							
	3	4	5	6	7	8	9	10
25	10,7	8,7	6,7	4,7	3,4	2,3	1,3	0,5
100	10,5	8,5	6,5	4,6	3,2	2,1	1,1	0,4
200	11,9	9,9	7,9	5,9	4,0	2,7	1,6	0,7
300	14,1	12,1	10,1	8,1	6,2	4,3	2,7	1,6

Б. Н. Рыженко (1967) с помощью следующего выражения:

$$H_4SiO_4 = \frac{[H^+]^4}{[H^+]^4 + K_1[H^+]^3 + K_1K_2[H^+]^2 + K_1K_2K_3[H^+] + K_1K_2K_3K_4}$$

В табл. II приведены значения коэффициента «B», с помощью которого устанавливается зависимость между

$$[\Sigma SiO_2] = [H_4SiO_4] + [H_3SiO_4^-] + [H_2SiO_4^{2-}] + [HSiO_4^{3-}] + [SiO_4^{4-}]$$

и недиссоциированной  $H_4SiO_4$

$$B[\Sigma SiO_2] = [H_4SiO_4]$$

Для расчета реакций в гидротермальных условиях необходимо располагать значениями свободных энергий исходных веществ и продуктов реакций при соответствующих температурах. При наличии необходимых исходных данных они рассчитывались по следующему уравнению (Николаев и др., 1964):

$$\Delta Z_T = \Delta Z_{298} - [\Delta S (T - 298) + \Delta a A_Z + \Delta b B_Z + \Delta c C_Z],$$

где  $\Delta Z_T$  — свободная энергия при температуре  $T^\circ K$ ;  $\Delta S$  — стандартное приращение энтропии;  $\Delta a$ ,  $\Delta b$ ,  $\Delta c$  — вычисляются по уравнению теплоемкости реагирующих фаз;  $A_Z$ ,  $B_Z$ ,  $C_Z$  — взяты из справочников.

Приращение энтропии  $\Delta S$  в стандартных условиях находится как разность энтропий соединения и составляющих его элементов и, например, для талька составляет:

$$\Delta S_{298} = 62,33 - (3,7 \cdot 81 + 4,4 \cdot 51 + 6 \cdot 49,00 + 31,19) = -304,33 \text{ кал/моль} \cdot ^\circ C$$

Величины  $\Delta a$ ,  $\Delta b$ ,  $\Delta c$  талька, например при  $100^\circ C$ , соответственно составляют:

$$C_{pMg} = 3(4,97 + 1,52 \cdot 10^{-3}T - 0,04 \cdot 10^5 T^{-2});$$

$$C_{pSi} = 4(5,70 + 1,02 \cdot 10^{-3}T - 1,06 \cdot 10^5 T^{-2});$$

$$C_{pO_2} = 6(7,16 + 1,00 \cdot 10^{-8}T - 0,40 \cdot 10^5 T^{-2});$$

$$C_{pH_2} = 6,52 + 0,78 \cdot 10^{-3}T - 0,12 \cdot 10^5 T^{-2};$$

$$C_{pMg_3Si_4O_{10}(OH)_2} = 84,58 + 41,68 \cdot 10^{-3}T - 17,96 \cdot 10^5 T^{-2},$$

откуда

$$\Delta a = 3 \cdot 4,97 + 4 \cdot 5,70 + 6 \cdot 7,16 + 6,52 - 84,58 = 4,61;$$

$$\Delta b = (3 \cdot 1,52 + 4 \cdot 1,02 + 6 \cdot 1,00 + 0,78 - 41,68) 10^{-3} = -26,26 \cdot 10^{-3};$$

$$\Delta c = (3 \cdot 0,04 + 4 \cdot 1,06 + 6 \cdot 0,40 + 0,12 - 17,96) 10^5 = -11,08 \cdot 10^5$$

Таблица II

Величины — lg «B» в стандартных и гидротермальных условиях

T, °C	pH					
	6	7	8	9	10	11
25	—	0,0004	0,006	0,05	0,36	1,21
100	0,0004	0,006	0,05	0,44	1,27	3,70
200	0,0004	0,014	0,10	0,68	2,16	—
300	0,0004	0,006	0,05	0,36	1,18	—

Выражения  $\Delta a_{Az}$ ,  $\Delta b_{Bz}$ ,  $\Delta c_{Cz}$  для 100° С составляют:

$$\Delta a_{Az} = 4,61 \cdot 8,73 = 40,25;$$

$$\Delta b_{Bz} = -26,26 \cdot 2,81 = -73,79;$$

$$\Delta c_{Cz} = -11,08 \cdot 8,48 = -93,96.$$

Используя полученные величины, можно рассчитать  $\Delta Z_{100}$  талька, которая составляет

$$\Delta Z_{100} = -1\,324\,300 - [-304,33(373 - 298) + 40,24 - 73,39 - 93,96] = -1\,301\,350 \text{ ккал/моль} = 1301,35 \text{ ккал/моль}.$$

Полученные аналогичным образом  $\Delta Z_{100}$  SiO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O и MgCO<sub>3</sub> соответственно составляют -201,36, -53,73 и 241,06 ккал/моль.

Поскольку коэффициенты уравнений теплоемкости для большинства ионов отсутствуют, величины их свободных энергий при повышенных температурах заимствовались из работы И. Л. Ходаковского и др. (1968) или рассчитывались по предложенному в его работе уравнению  $C_{P_2}^- = \epsilon T$ , где  $\epsilon$  — постоянная, характерная для данного вещества.

В частности, необходимая для расчета рассматриваемой реакции величина свободной энергии CO<sub>2</sub><sup>2-</sup> при 100° С составляет -116,49 ккал/моль.

Перейдем к расчету  $\Delta Z_{100}$  реакции и ее константы равновесия.

$$\Delta Z_{100} = -1301,35 - 3 \cdot 116,49 + 3 \cdot 241,06 + 4 \cdot 201,36 + 4 \cdot 53,73 = 92,72 \text{ ккал/моль},$$

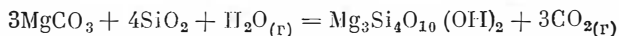
откуда  $K_{100} = 10^{-54,35}$ .

Используя полученную константу равновесия и данные табл. I, получаем равновесные значения [ΣCO<sub>2</sub>] при заданных значениях pH, которые, например, для pH=6 составляют:

$$[\Sigma \text{CO}_2] = \frac{10^{-18,12}}{10^{-4,6} \cdot 10^{12}} = 10^{-1,52}.$$

Эти данные позволяют отстроить линию равновесия реакции (2.1), а также других реакций при повышенных температурах и, исключив метастабильные равновесия, получить диаграмму в законченном виде (см. рис. 24).

**Реакции с участием газовых фаз.** Если в реакциях участвуют только твердые и газообразные фазы, то условия их равновесия определяются парциальными давлениями этих газов. Например, константа равновесия реакции (2.16):



может быть выражена в следующем виде:

$$K = \frac{[\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2] [P_{\text{CO}_2}]^3}{[\text{MgCO}_3]^3 [\text{SiO}_2]^4 [P_{\text{H}_2\text{O}}]}.$$

Поскольку активности твердых веществ равны единице, то

$$K = \frac{[P_{\text{CO}_2}]^3}{P_{\text{H}_2\text{O}}}.$$

Свободная энергия реакции, например при 127° С, рассчитанная по данным справочника Роби и др. (Robie e. a., 1968), составляет

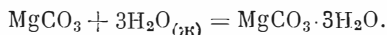
$$\Delta Z_{127} = -1293,41 + 3(-94,31) - 3(-239,29) - 4(-199,67) - (-53,51) = -6,30 \text{ ккал/моль},$$

откуда

$$K = 10^{+3,40} = \frac{[P_{\text{CO}_2}]^3}{P_{\text{H}_2\text{O}}}.$$

Используя это выражение, легко рассчитать равновесные значения воды и углекислоты реакции при заданной температуре. Например, при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 10^{-0,4}$ ,  $P_{\text{CO}_2} = 10^{+1,0}$  и т. д. Эти данные позволяют получить линии равновесия реакций с участием газовых фаз и отстроить соответствующую диаграмму в координатах  $P_{\text{CO}_2} - P_{\text{H}_2\text{O}}$  (см. рис. 27).

**Твердофазные реакции.** Расчет твердофазных реакций при заданной температуре предельно прост и сводится к определению величин их свободных энергий. Для реакции (2.26)



$$\Delta Z_{25} = -412,66 - (-246,112) - 3(-56,688) = +3,516 \text{ ккал/моль}.$$

Положительное значение  $\Delta Z_{25}$  свидетельствует о том, что MgCO<sub>3</sub>·3H<sub>2</sub>O неустойчив при заданной температуре.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение		3
Глава 1.	<b>Основные черты геологического строения Алтае-Саянской области</b>	5
Глава 2.	<b>Лиственнитизированные и лиственнитоподобные породы</b>	7
	Лиственнитизированные — березитизированные породы гидротермального генезиса	11
	Лиственнитизированные породы ультраосновного состава	12
	Лиственнитизированные — березитизированные породы основного состава	15
	Березитизированные породы среднего состава	17
	Березитизированные породы кислого состава	19
	Некоторые особенности преобразования известняков в условиях лиственнитизации — березитизации силикатных пород	20
	Некоторые особенности преобразования пегматоидных кварцево-кальциевых пород в условиях лиственнитизации — березитизации	21
	«Биметасоматические» лиственнитизированные породы	24
	Лиственнитоподобные метаморфогенные породы	27
	Физико-химические особенности образования лиственнитизированных пород	30
Глава 3.	<b>Окварцованные породы</b>	38
	Окварцованные породы гидротермального генезиса	39
	«Метасоматические микрокварциты»	42
	Сипгенетические с вмещающими породами кремнистые образования	44
	Физико-химические особенности образования окварцованных пород	45
Глава 4.	<b>Аргиллизированные породы</b>	52
	Аргиллизированные кварцево-полевошпатово-хлоритовые песчаники	53
	Аргиллизированные породы основного состава	57
	Некоторые особенности преобразования известняков в условиях аргиллизации алюмосиликатных пород	63
	Физико-химические особенности образования аргиллизированных пород	67
Глава 5.	<b>Доломитизированные породы</b>	78
	Доломитизированные известняки	78
	Физико-химические особенности образования доломитизированных пород	83
		94
Глава 6.	<b>Хлоритизированные породы</b>	95
	Хлоритизированные породы кислого состава	99
	Хлоритизированные породы основного состава	102
	Хлоритизированные известковистые алевролиты и песчаники	106
	Некоторые особенности преобразования известняков в условиях хлоритизации алюмосиликатных пород	106
	Физико-химические особенности образования хлоритизированных пород	109
Глава 7.	<b>Гумбеитизированные и альбит-карбонатные породы</b>	120
	Гумбеитизированные роговики	121
	Альбит-карбонатные породы	124
	Альбит-карбонатные изменения пород основного состава	125
	Альбит-карбонатные изменения пород кислого состава	128
	Физико-химические особенности образования гумбеитов и альбит-карбонатных пород	130
Глава 8.	<b>Некоторые закономерности взаимодействия низко- и средне-температурных гидротермальных растворов с вмещающими породами</b>	140
Глава 9.	<b>Опыт классификации низкотемпературных окологрудных метасоматитов</b>	151

Глава 10. Расчет тепловых полей в околотрецичных зонах . . . . .	156
Расчет тепловой энергии, поступающей в околотрецичные зоны вследствие перепада температур между гидротермальными растворами и вмещающими породами . . . . .	156
Расчет тепловой энергии, выделяющейся при протекании экзотермических реакций в зонах околотрецичного метасоматоза . . . . .	161
Расчет тепловой энергии, поступающей в околотрецичные зоны при фильтрации сквозь них гидротермальных растворов . . . . .	165
Глава 11. Вывод и численное решение уравнений метасоматической зональности . . . . .	167
Вывод и решение уравнения диффузионной метасоматической зональности для двухчленной колонки . . . . .	167
Вывод и решение уравнения диффузионно-инфильтрационной метасоматической зональности для двухчленной колонки . . . . .	170
Глава 12. Гидротермально измененные породы как поисковый критерий при поисках гидротермальных рудных месторождений . . . . .	175
Заключение . . . . .	181
Литература . . . . .	185
Приложения . . . . .	194

**Игорь Павлович Щербань**

**УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ  
ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ  
(на примере Алтае-Саянской области)**

Ответственный редактор  
*Валерий Алексеевич Кузнецов*

Редактор *Я. М. Мочалов*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*  
Корректоры *И. Г. Примогенова, Н. В. Клопотная*

---

Сдано в набор 18 июля 1974 г. Подписано в печать 31 января 1975 г. МП 01516. Формат 70×108<sup>1/16</sup>. Бумага машинописанная. 12,5 печ. л., 17,5 усл.-печ. л.+2 вкл., 19,1 уч.-изд. л. Тираж 1100 экз. Заказ № 159. Цена 1 р. 91 к.

---

Издательство «Наука». Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, ул. Советская, 18. 4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, ул. Станиславского, 25.