

Н. П. ЮШКИН

**ОПЫТ
СРЕДНЕМАСШТАБНОЙ
ТОПОМИНЕРАЛОГИИ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОМИ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

Н. П. ЮШКИН

ОПЫТ СРЕДНЕМАСШТАБНОЙ ТОПОМИНЕРАЛОГИИ

ПАЙХОЙСКО-
ЮЖНОНОВОЗЕМЕЛЬСКАЯ
МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ
ПРОВИНЦИЯ

*Дорогому
Владимиру Павловичу
Тарасову
и его семье*

8.12.1980

Н. Юшкин



ЛЕНИНГРАД
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1980

Опыт среднемасштабной топоминералогии. Пайхойско-Южноновоземельская минералогическая провинция. Ю ш к и н Н.П. Л., „Наука”, 1980. 376 с.

В монографии на примере Пайхойско—Южноновоземельской провинции, характеризующейся широким развитием полигенной минерализации, разрабатывается метод среднемасштабного топоминералогического исследования, опирающийся на анализ минеральных ассоциаций, типоморфический анализ минералов и исследование минералов как источников генетической информации и индикаторов рудоносности. Минералы рассматриваются в единстве с конкретной геологической обстановкой и в строгом соответствии с их топографическим распределением в пределах провинции. В результате исследований формируется минералогический кадастр провинции, дается детальная характеристика важнейших минералов и анализируется изменчивость их состава и свойств в пространстве и времени. Раскрываются общие закономерности распределения минеральных парагенезисов, выясняются условия и эволюция минералообразования. Обсуждаются методические вопросы минералогической съемки и минералогических методов прогноза, поисков и оценки месторождений полезных ископаемых. Лит. - 325, назв., ил. - 98, табл. - 27.

О т в е т с т в е н н ы й р е д а к т о р
доктор геолого-минералогических наук М. В. Ф и ш м а н

Николай Павлович Юшкин
ОПЫТ СРЕДНЕМАСШТАБНОЙ ТОПОМИНЕРАЛОГИИ.
ПАЙХОЙСКО-ЮЖНОНОВОЗЕМЕЛЬСКАЯ
МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Утверждено к печати
Президиумом Коми филиала АН СССР

Редактор издательства Т.Н. Токарева
Художник Д.С. Данилов
Технический редактор В.В. Шиханова
Корректор Ф.Я. Петрова

ИБ № 8969

Подписано к печати 16.07.80. М- 29723. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Печ. л. 23,5 + 3 вкл. (2 1/8 печ. л.) = 25.62 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 24.84. Тираж 750. Изд. № 7575. Тип. зак. № 970. Цена 4 р.

Ленинградское отделение издательство „Наука”
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1

Ордена Трудового Красного Знамени Первая типография издательства „Наука”
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12

ю_20805-624—338-80.1904020000. © Издательство „Наука”, 1980 г.
055(02)-80.

ВВЕДЕНИЕ

Топоминералогическое направление является важнейшим разделом современной минералогии [273, 274]. Топоминералогия как бы смыкает минералогическую науку с геологической практикой, изучая закономерности происхождения и распределения минералов в геологических объектах различного масштаба и сосредоточивая внимание на минералах в их естественных взаимоотношениях и природном геологическом окружении. Эта связь и является основным стимулом их взаимообогащения и совершенствования. Именно в топоминералогических исследованиях и проходят наиболее эффективные испытания новейших методических достижений, проверяются основные положения минералогической теории. Топоминералогия, устанавливающая закономерности образования и распределения минералов в структуре геологических регионов, дает строго обоснованные прогнозы рудоносности, подготавливает основу для разработки надежных методов поисков и оценки месторождений полезных ископаемых. Топоминералогические исследования - основной источник материалов для развития общей и прикладной минералогии.

Становление топоминералогии как относительно самостоятельного, автономного минералогического направления связано с именем А.Е. Ферсмана. В 1922 г. вышла в свет его широко известная книга „Геохимия России" [238] , представляющая собой общий топоминералогический очерк нашей страны и, кроме того, включающая две специальные методические главы „Типы топоминералогических исследований" и „Новые задачи топоминералогических исследований". В этой книге главную цель топоминералогических исследований А.Е.Ферсман определил как „минералогические описания отдельных областей земной поверхности" (с.5).

Работами А.Е.Ферсмана топоминералогия была выведена на научный уровень, но зародилась она значительно раньше. Сам термин "топоминералогия" известен еще с конца XVIII-начала XIX в. В частности, он был использован в названии одной из ранних топоминералогических работ - трехтомника Леонгарда [323]. Детальный обзор ранних европейских топоминералогических работ с большим библиографическим списком сделан В.И.Вернадским [26].

Первые данные о минералогии России были обобщены еще М. В. Ломоносовым в „Минеральном каталоге" Кунсткамеры Академии

наук, опубликованном в 1745 г. [41, 116]. М.В.Ломоносов сам думал создать „Российскую минералогию“ [117] и работал над ее программой [118]. Огромный материал для топоминералогического описания России представили экспедиционные исследования целой плеяды натуралистов второй половины XVIII в.: И.Лемана, Э.Лаксмана, С.П.Крашенинникова, П.Рычкова, И.Гмелина, С.Гмелина, П.Палласа, И.Георги, И.И.Лепехина и др. Публикация „Опыта минералогического землеописания Государства Российского“ В.М.Севергина [188], особенно подчеркнула значительные успехи русской минералогии на рубеже XVIII-XIX вв. Подобными топоминералогическими обобщениями не обладали в то время даже высокоразвитые страны. Исключительно важное значение имели топоминералогические труды Н.И.Кокшарова [88], А.Иванова [73], П.Пилипенко [167] и др. Все, что было известно по минералогии России к началу XX в., В.И.Вернадский задумал обобщить в работе „Опыт описательной минералогии“, опубликованной в 1912-1922 гг. [27, 28], но не доведенной до конца. По широте охвата материалов это, пожалуй, наиболее фундаментальная топоминералогическая работа доферомановского периода.

Работы В.И.Вернадского и А.Е.Ферсмана стимулировали интенсивное развитие топоминералогических исследований в последние два десятилетия [34, 35, 62, 104, 43, 107, 108, 109, ПО, 111, 112, 189, 190, 56].

Топоминералогические исследования характеризуются широким разнообразием методических подходов, зависящих от масштабов, сложности и других особенностей изучаемых регионов и от задач каждого конкретного исследования. Кроме того, определенная методическая неоднородность связана и с субъективными факторами: строгостью отношения исследователей к вопросам методики, экспериментальными и техническими возможностями и др.

Современные топоминералогические работы по широте охвата объектов и глубине проработки материала образуют сложный ряд от указателей минералогической литературы по районам или географических указателей распространения минералов до капитальных монографий, концентрирующих все известные по данному региону минералогические сведения. Кроме того, они столь же разнообразны в методическом отношении. Для ориентировки в этом разнообразии и для методического упорядочения работ нами разработан ряд специальных классификаций [274].

Рациональная типизация топоминералогических исследований может быть построена на основе объектов исследования, т.е. тех геологических систем (в общем смысле этого термина), минералогическая конституция которых вскрывается данным исследованием. На этой основе мы выделяем пять классов топоминералогических исследований: 1) минералогия планет; 2) минералогия планетофер (геосфер); 3) региональная минералогия (минералогия геологических и географических регионов или собственно топоминералогия); 4) минералогия горных пород и минеральных месторождений; 5) специальные топоминералогические исследования.

По степени детальности исследований, их масштабу различаются следующие типы топоминералогических работ: а) мелкомасштабная топоминералогия (масштаб мельче 1:1000000); б) среднемасштабная топоминералогия (масштаб 1:1000000-1:200000); в) крупномасштабная топоминералогия (масштаб 1:100000-1:25000); г) детальная топоминералогия (масштаб крупнее 1:25000; существенно более крупные масштабы, около 1:500 и крупнее, используются, как правило, не столько в регионально—минералогических исследованиях, сколько при изучении отдельных минеральных тел или их частей).

К настоящему времени больше всего по объему, пожалуй, сделано в области мелкомасштабной топоминералогии, но все работы этого типа имеют специализированную металлогеническую направленность, поэтому трудно привести в качестве примера хотя бы одну работу.

Наиболее высоким качеством отличаются крупномасштабные и детальные топоминералогические работы, примерами которых могут служить минералогическое картирование Березовского района, выполненное Б. В. Чесноковым [256, 257], работа В.И.Смирнова и Н.И. Еремина [219] - по рудным телам колчеданных месторождений, Н. В. Евзиковой [58] - по касситеритовым месторождениям и др. Имеются и вполне удовлетворительные методические разработки по этому типу исследований [21].

Наименее удовлетворительное положение создается в области среднемасштабной топоминералогии. Работы среднего масштаба при относительно скромных затратах на их проведение могут раскрыть наиболее существенные топоминералогические закономерности и дать достаточно удовлетворительную характеристику региона, обеспечивающую получение необходимых практических следствий. Однако работы такого масштаба почти не ведутся, и наиболее актуальной задачей сейчас является проведение среднемасштабных топоминералогических исследований в ряде геологически различных регионов как с целью доказательства их эффективности, так и для обработки методики.

Рассмотрим комплекс задач, решение которых составляет сущность любого топоминералогического исследования. Исходя из этих задач планируется и проводится исследование, осуществляется обработка его материалов.

1. Комплексное изучение минералогии геологических объектов. Прежде всего имеется в виду получение максимально полного представления о минеральном составе геологических объектов, входящих в изучаемый минералогический регион, и составление полного минералогического кадастра.

2. Исследование пространственных и временных взаимосвязей между минералами. Решение этой задачи сводится к выделению пространственных и пространственно-временных ассоциаций минералов на основе глубокого изучения взаимоотношений между ними и восстановления полной кристаллизационной истории минеральных тел.

Главными методами на этом этапе исследований являются корреляционный, формационный, парагенетический и онтогенетический анализы. Благодаря работам Р.М.Константинова [89] большое значение в последнее время приобретают логико-информационные подходы к исследованию закономерных минеральных ассоциаций. При изучении закономерностей формирования и распределения минеральных сообществ обычно детально и всесторонне анализируются минеральные ассоциации локальных участков региона (месторождений, отдельных минеральных тел, разностей горных пород и т.п.), а увязка этих данных по всему региону дается либо схематически, либо вообще не проводится. Упускается, таким образом, важнейшая цель топоминералогического исследования - выяснение региональных закономерностей минералообразования.

3. Исследование структуры, состава и свойств минералов. Комплексное изучение всех встречающихся в районе минералов представляет собой весьма ответственную и наиболее трудоемкую часть топоминералогического исследования. Сложность здесь заключается в том, что получение полной и глубокой характеристики конституции и свойств минералов затрудняется неравномерностью изучения различных геологических объектов в регионе, часто ограниченным количеством материала на некоторых объектах, а также техническими и методическими трудностями.

Изучение конституции и свойств минералов не является самоцелью. Оно направлено на решение трех задач: а) использование минералов как источников генетической информации и индикаторов условий минералообразования; б) установление полезных свойств минералов как потенциальных полезных ископаемых; в) использование минералов как индикаторов рудоносности изучаемых регионов. Особенно важное значение придается изучению типоморфизма минералов. Методические подходы к расшифровке генетической информации на основе анализа типоморфных и индикаторных особенностей минералов разобраны нами в ряде работ [265, 271, 273].

4. Установление эволюции процессов минералообразования в связи с геологической эволюцией изучаемых регионов. Методические проблемы решения этой исключительно важной задачи намечались в работах Д.П.Григорьева, В.В.Буканова, Г.А.Марковой [47], Д.П.Григорьева и А.Г.Жабина [48], Б.В.Чеснокова [255], В.И.Поповой [171, 172] и довольно подробно рассматривались нами [265, 273], поэтому здесь мы наметим лишь общую схему. Она складывается из нескольких последовательных звеньев:

а) восстановления результатов минералогических процессов в их естественной последовательности с увязкой истории отдельных индивидов с историей развития агрегатов, месторождений, групп месторождений и т.д. до получения полной картины по региону;

б) восстановления процессов в последовательности составляющих их явлений (историко-генетическая реконструкция изучаемых объектов);

в) восстановления общей минералогической картины изученных объектов, увязанной с геологическими событиями;

г) установления общих эволюционных закономерностей минералообразования в изученном регионе.

5. Топоминералогическое прогнозирование. На основе вскрытых в процессе топоминералогического исследования закономерностей образования и пространственного распределения минералов открывается возможность минералогического прогнозирования по слабо изученным площадям и месторождениям: прогнозирование новых областей и зон развития той или иной минерализации, в том числе и полезных ископаемых, предсказание новых парагенезисов и возможностей открытия новых минералов и т.п. Вот эта прогнозная функция топоминералогии и составляет ее эвристическую сущность, оправдывает постановку работы и затраты на них.

6. Разработка строгих минералогических критериев прогноза, поисков и оценки минеральных месторождений. Минералогическая информация играет определяющую роль при решении многих рудносырьевых проблем, поскольку сами минералы и являются полезным ископаемым. Глубокое изучение структуры, свойств, состава, условий нахождения минералов раскрывает наиболее рациональные пути их использования. Можно привести немало примеров из практики любых рудных районов, когда выявление каких-то неизвестных ранее минералогических особенностей резко повышало технологическую ценность минералов и, наоборот, недоучет свойств минералов оборачивался огромными убытками. Ряд методических приемов в прогнозировании и поисках полезных ископаемых основывается на минералогических данных (использование минералов-индикаторов рудоносности, поиски по первичным и вторичным ореолам рассеяния минералов и т.д.).

Любая из рассмотренных выше минералогических задач требует, как это было показано, своего специфического методического подхода. Однако любое топоминералогическое исследование обязательно должно опираться на общий метод - минералогическое картирование, проводящееся на основе кондиционной геологической карты соответствующего масштаба. Без минералогической карты теряется смысл топоминералогического исследования, оно превращается в составление обычного кадастра минералов.

Минералогическое картирование находится пока в стадии методических поисков, отработки методики, ее опробования на разных объектах. Теоретические и методические основы минералогического картирования рассматриваются в работах Н. В.Петровской [282], Г.Н.Вертушкова [29], [30] и Б. В.Чеснокова [256, 257], в которых де-

ляется попытка решить и одну из наиболее трудных задач картирования - обосновать выбор наиболее информативных признаков минералов (или парагенезисов), используемых в качестве элемента минералогического картирования. В этих работах изыскиваются пути отражения на картах динамики минералообразования, опирающиеся на метод ориентированных графов (кстати, давно используемый в Минералогии, если иметь в виду различные эволюционные схемы, и, несомненно, весьма перспективный), отрабатывается методика площадной обработки минералогических данных с помощью тренд-анализа и т.д.

Минералогическое картирование региона вследствие крайней неравномерности распределения минералов не может ограничиться составлением одной какой-то карты. Очевидно, оно сводится к составлению комплекса карт, включающих, как минимум, следующие их виды: а) карта (или карты) минеральных ассоциаций, построенная на основе парагенетического анализа; б) поминеральные карты, отражающие региональное распространение минералов и изменчивость их типоморфных свойств; в) крупномасштабные карты отдельных участков региона, месторождений, минеральных тел; г) генеральная комплексная минералогическая карта, отражающая общие закономерности распределения минералов и эволюцию процессов минералообразования.

Систематическое топоминералогическое изучение нашей страны является, пожалуй, самой актуальной задачей современной минералогии. Оно не только приведет к новым открытиям, но и обеспечит наиболее существенный прогресс минералогической теории и практики. К сожалению, создавшееся сейчас положение в топоминералогическом изучении страны нельзя считать удовлетворительным, и это вызывает у минералогов серьезную озабоченность. Современное состояние топоминералогических исследований достаточно ясно осветил академик А.В.Сидоренко. Он пишет: „В последнее время стали сокращаться топоминералогические исследования, а ведь обобщение наших представлений о минералогии и минералогическом составе отдельных районов составляет одну из главных предпосылок для прогнозов и поисков месторождений полезных ископаемых" [192, с.30]. Эта же мысль подчеркнута и в другой работе А.В.Сидоренко [193]: „Достойно сожаления то, что металлогенические построения часто создаются без привлечения минералогических знаний, особенно топоминералогии или региональной минералогии. Изучение истории минерализации в определенных геоструктурных обстановках, особенно закономерной концентрации отдельных элементов в месторождениях полезных ископаемых, без широкого фронта минералогических исследований, бесплодно" [с.131].

В предлагаемой книге на примере Пайхойско-Южноновоамельской минералогической провинции показаны основные результаты осуществленного нами среднемасштабного топоминералогического исследования, при проведении которого в возможной степени использованы обобщавшиеся выше методические принципы. Изученный район, охва-

тывающий площадь Пайхойского и Вайгач-Южноновоземельского антиклинориев, очень интересен в минералогическом отношении, так как отличается широким развитием полигенных минеральных комплексов, включающих около 160 минералов, многие из которых имеют практическое значение. До наших работ минералогия этой очень крупной, занимающей более 55 тыс. км² провинции практически не изучалась, что, с одной стороны, лишало нас возможности опираться на опыт предыдущих исследований, но с другой - открывало оперативный простор для минералогических изысканий. Однако, к сожалению, из-за очень слабой предшествовавшей минералогической и геологической изученности провинции нам не удалось в одинаковой степени глубоко проработать все топоминералогические аспекты.

Минералогические исследования Пайхойско-Южноновоземельской провинции проводились в период с 1968 по 1977 г. Кроме автора в них принимал участие весь коллектив Лаборатории генетической и экспериментальной минералогии Института геологии Коми филиала АН СССР. Материалы сотрудников лаборатории: Г.Н.Боболовича, А.Ф.Кунца, А.Б.Макеева, Б.А.Осташенко, В.А.Петровского, Ю.Н.Ромашкина, В.И.Силаева и В.Д.Тихомировой в той или иной степени использованы в данной работе.

Неоценимую помощь в полевых минералогических исследованиях оказали активные участники многих экспедиций автора: А. М. Асхабов, В. П. Давыдов, В. Н. Каликов, Н. П. Калмыков, В. С. Осташенко, В. М. Полежаев, Л. М. Романцов, В. А. Сычева, В. В. Триппэль, А. М. Фишман, П. П. Юхтанов, А. А. Черных, Л. А. Юшкина и др. Успешной организации экспедиционных работ способствовала большая практическая помощь целого ряда товарищей, особенно И. С. Бредихина, И. Б. Грановича, М. В. Толкачева, В. П. Гриба, Н. Г. Миненко, С. П. Кострицкого, В. Л. Серебрянникова, Г. И. Москалева, А. Н. Ельцова, А. А. Смирнова, В. В. Гринберга, Ю. М. Макова, А. Н. Чилингарова и др.

Основной объем аналитических и других экспериментальных работ выполнен в Институте геологии Коми филиала АН СССР Э. Г. Бабушкиной, Е. Б. Бушуевой, Т. И. Ивановой, В. И. Иловайским, В. Н. Каликовым, В. В. Марковой, Г. А. Марковой, Г. Л. Мысковой, В. С. Осташенко, Л. П. Павловым, В. М. Полежаевым, Т. Н. Поповой, А. С. Савельевым, В. М. Складневой, Л. А. Хорошиловой, В. Н. Филипповым, К. А. Чупровой, Л. А. Юшкиной, Г. Е. Юшковой и др. Большую помощь в исследовании минералов оказали сотрудники других научных учреждений: Н. И. Еремин и Н. Е. Сергеева (МГУ), Н. В. Тронева (ИГЕМ), О. А. Красильщикова (ИГФМ АН УССР), Н. В. Волкова (ЛОМО), Н. С. Рудашевский (Гипроникель).

Необходимо отметить две особенности, оказавшие положительное влияние на проведение минералогических исследований Пайхойско-Новоземельской провинции. Во-первых, период наших работ совпал с периодом детального геологического изучения значительной части провинции, проводимого Воркутинской комплексной геологической экспедицией Ухтинского геолуправления (ВКГРЭ), Полярнодуральским производственным геологоразведочным объединением, НПО Севморгео

и СПО Северкварцсамоцветы. Тесные контакты с сотрудниками этих организаций в первую очередь с Ю. В. Жуковым, О. В. Забориным, Л. А. Костюковой, А. С. Микляевым, М. А. Масловым, Д. Д. Мазуром, В. И. Бондаревым, А. З. Бурским, В. В. Букановым, А. В. Чернявским и др. способствовали оптимальному планированию и целенаправленному проведению исследований. Во-вторых, в этом же районе Институтом геологии Коми филиала АН СССР проводились тесно скоординированные с минералогическими структурно-тектонические (Н. И. Тимонин), петрографические (М. В. Фишман), стратиграфические (В. А. Чермных, Н. В. Калашников), литологические (А. И. Елисеев), геохимические (Я. Э. Юдович) исследования, позволявшие комплексно и оперативно решать возникающие проблемы.

Все исследования в целом или отдельные проблемы плодотворно обсуждались с Д. П. Григорьевым, Ю. М. Дымковым, А. Г. Жабиным, А. Е. Карякиным, А. М. Маревичевым, А. Н. Платоновым, В. Н. Сергеевым, А. Т. Соловьевым, Й. Станеком, А. Н. Таращаном, В. Г. Черным.

В технической подготовке и оформлении книги большую помощь оказали Л. Н. Божеско, Е. З. Маркелова, Г. Л. Мыскова, Ю. Н. Ромашкин.

Автор выражает сердечную благодарность всем, кто способствовал выполнению этой сложной и трудоемкой работы.

Ниже приводится список принятых сокращений названий минералов:

Aik	— айкинит	Diasp	- диаспор
Akt	- актинолит	Dju	— джулукулит
Alb	— альбит	Dol	- доломит
Alm	- альмандин	En	- энаргит
Alun	- алуноген	Ep	— эпидот
Amph	- амфибол	Eps	- эпсомит
An	— анортит	Feld(Fs)	— полевой шпат
Anal	— анальцим	Fesi	- ферросилит
And	- андезин	Fl	- флюорит
Anh	- ангидрит	G	— гипс
Ank	- анкерит	Gal	— галенит
Ant	- антофилит	Ger	- герсдорфит
Antg	- антигорит	Germ	- германит
Antr	- антраксолит	Glau	— глауконит
Antz	- анатаз	G-r	— гранаты
Ap	- апатит	Gt	- гётит
Apoph	- апофиллит	Hal	- галотрихит
Apyr	- арсенопирит	Hem	- гематит
Arg	— аргиродит	Hgt	- гидрогётит
Asb	- асбест	Hmica	- гидрослюда
Aug	— авгит	Hor	— роговая обманка
Aurip	- аурипигмент	Hyp	- гиперстен
Ax	— аксинит	Id	- идаит
Az	- азурит	Ilm	— ильменит
Bar	— барит	Jar	- ярозит
Barr	- баррандит	Kaol	- каолинит
Bi	— биотит	Klch	- клинохлор
Bor	- борнит	Kor	- корунд
Br	- брукит	Kpx	- клинопироксен
Broch	- брошантит	Ky	- кианит
Brv	- бравоит	L	- свинец
Cale	- кальцит	Lab	- Лабрадор
Car	- карбонат	Laum	- ломонит
Cass	- касситерит	Laus	- лаусенит
Ch	— халцедон	Lus	— люционит
Chalc	— халькопирит	Mal	- малахит
Chlt	- хлорит	Marc	- марказит
Chr	- хромит	Mel	— мелантерит
Chry	- хризотил	Mica.	- слюда
Chs	- халькозин	Mikr	- микроклин
Cis	- целестин	Mill	- миллерит
Cob	- кобальтин	Mois	— муассанит
Coes	- коесит	Mol	— молибденит
Col	- колусит	Mon	- монацит
Cop	- медь	Mont	- монтмориллонит
Cor	- корунд	Mt	— магнетит
Cov	- ковеллин	Musk	- мусковит
Cran	— крандаллит		
Crs	- церуссит		
Cup	— куприт		
Dat	- датолит		

Nick	- никелин	Serp	- серпентин
Ol	- оливин	Sid	- сидерит-
Olig	- олигоклаз	Sill	- силлиманит
Op	- опал	Sk	- скаполит
Orp	- ортопироксен	Sm	- смитсонит
Ork	- ортоклаз	Sp	- шпинель
Ort	- ортит	Sph	- сфалерит
Pen	- пеннин	St	- ставролит
Pent	- пентландит	Sul	- сульфид
Pl	- плагиоклаз	Sulv	- сульванит
Pph	- пирофиллит	Tenn	- теннантит
Pren	- пренит	Tet	- тетраэдрит
Prl	- пиролозит	Thorn	- томсонит
Prp	- пироп	Thu	- тюрингит
Psil	- псиломелан	Tit	- титанит
Px	- пироксен	Tmt	- титаномагнетит
Pyr	- пириг	Top	- топаз
Pyrr	- пирротин	Trem	- тремолит
Q	- кварц	Turn	- турмалин
Real	- реальгар	Vasger	- ванадиево-мышьяковий германит
Ren	- реньерит	Ves	- везувиан
Rht	- родохрозит	Vn	- ванадиевая охра
Rn	- родонит	Wav	- вавеллит
Roz	- роценит	Z	- цинк
Rut	- рутил	Zeol	- цеолит
Saus	- соссюрит	Zir	- циркон
Scor	- скородит	Zois	- цоизит
Ser	- серицит		

Г л а в а I. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Пайхойско-Южноновоземельская провинция, на примере которой был предпринят опыт среднемасштабной топоминералогии, к началу наших исследований представлялась настоящим „белым пятном" в минералогической литературе. Можно назвать лишь несколько небольших статей, посвященных специальным минералогическим вопросам. Это статья Ф.Л.Смирнова и К. М.Премыслера [220] о пайхойском сульваните, статья Э.М.Кан [78] о люминесценции сфалерита из вайгачских месторождений. И, пожалуй, все. Правда, в 1935 г. профессором П. П. Сушинским было проведено описание ряда главных минералов из полиметаллических и медных месторождений Вайгача и Амдерминского флюоритового месторождения и сделана попытка установления главнейших закономерностей эволюции минерапообразования. К сожалению, эта работа так и не была опубликована. Сведения о распространенности минералов с их фрагментарной характеристикой содержатся также в работах металлогенического характера, в частности в трудах К. К. Демокидова [53], П. В. Виттенбурга [32], А.А.Чернова [250] и др.

По состоянию минералогических исследований, конечно, нельзя судить об общем уровне геологической изученности провинции, поэтому здесь целесообразно напомнить о главных событиях, определивших современные представления о ней. В истории геологического изучения Пайхойско-Южноновоземельской провинции можно выделить четыре периода неравноценных по времени и насыщенности событиями.

Ранний период изучения провинции - это вся история до начала XVIII в., которую мы знаем очень слабо. Первые геологические сведения об отдельных районах Пайхойско-Южноновоземельской провинции начали поступать в научный мир начиная с XVIII в., хотя слухи о горных богатствах Вайгача, Новой Земли и Югорской Земли, приносимые ватагами поморских смердов и новгородскими ушкуйниками, ходили на Руси и даже в Европе начиная с XI в. [9].

Пожалуй, первой попыткой поисков на Новой Земле была экспедиция пустозерского воеводы Романа Неплюева в 1651-1653 гг., посланная за государственный счет для поисков серебряной и медной руды и жемчуга. В экспедицию входило 83 человека, в числе их опытные рудознатцы. Результаты экспедиции неизвестны. Примерно к этому времени относится минералогическое „открытие" голландского

китобойца Снобеггера, который в 1675 г. наткнулся на блестящие камни, видимо на пирит. Он принял их за серебряную руду и решил, что ему привалило счастье, забросил промысел, нагружил свой корабль породой и привез на родину, чтобы потерпеть глубокое разочарование. Да и потом, до середины XIX в., о геологии Новой Земли сообщались самые общие и отрывочные сведения в работах В. Крестинина, Ф. Литке и П. Пахтусова. Так, В. Крестинин [94, 95], со слов архангельских кормщиков Ф. Розмыслова и Я. Юшкова, приводит данные о горном хрустале Малых Кармакул, угле губы Безымянной, угле и нефти Гусиной Земли.

Первые сведения о минеральных месторождениях Вайгача также относятся к ХУП в., хотя среди русских поморов еще и раньше ходили слухи о богатых свинцовых рудах, о сурьме, которую выплавляли на одном из маленьких вайгачских островков новгородцы. В 1666 г. ненец Тысыня Хавлай сообщил пустозерскому стрелцу Федьке Маргынову о находке им свинцовой руды. На следующий год последовал правительственный указ: „...той руды сыскать пудов пять или шесть и место описать“. В 1667 г. были посланы „по рудному делу пустозерцы в Югорский шар“, но судьба этой экспедиции неизвестна. Участник голландской экспедиции 1692 г. амстердамский бургомистр Витсен в своей книге „Северовосточная Татария“, изданной в 1705 г., пишет о серном колчедане, который ненцы употребляли в качестве кремня для огнив.

Югорское побережье и Пай-Хой в этот период не привлекали внимание рудознатцев или были им недоступны.

Второй период, охватывающий XIX и начало XX в. (до 1917 г.), - это период первых профессиональных геологических исследований, однако еще не систематических. В 1838 г. появилось первое геологическое описание западного берега Южного острова Новой Земли, сделанное К. Е. Бэром [24] по материалам, собранным совместно с А. Леманом в составе экспедиции А. Цивольки. Позднее новые геологические данные по Южному острову принесли исследование Г. Гефера [44, 316], работавшего в 1872 г. в экспедиции Вильчека, и особенно работы экспедиции А. Е. Норденшельда [142]. Детальный геологический очерк был составлен А. Вихманом [337], который обработал и систематизировал данные почти ежегодных голландских экспедиций 1878-1883 гг. Большие исследования на западном побережье провели Н. Ф. Чернышев [253, 254] и А. А. Морозевич [139]. Южный остров на рубеже XIX и XX вв. изучали Г. В. Фильден [313], В. Н. Вебер [25] и другие исследователи. Большой вклад в познание геологии Новой Земли внес В. А. Русанов [181], который ежегодно с 1907 по 1911 г. выезжал сюда в составе различных экспедиций.

Все эти исследования осветили основные черты геологического строения Новой Земли, но на раскрытие ее минеральных ресурсов внимания обращалось мало. Переломным моментом в этом отношении был 1911 г., когда промышлявший здесь ненецкий охотник Павел Немчинов обратил внимание на медную зелень, которая покрывала обломки пород в осыпях по берегам губы Пропащей. Этой

находкой серьезно заинтересовался работавший здесь инженер-тонограф Свицин, который не только нашел здесь самородную медь и поверил в перспективность района, но и убедил в этом архангельских предпринимателей. Почти сразу же вслед за находкой было создано Новоземельское горнопромышленное акционерное общество, которое уже в следующем 1912 г. снарядило довольно крупную экспедицию для ревизии медных проявлений под руководством профессора Л.Л. Иванова и доктора Ф. В. Фойта. Экспедиция провела схематическую геологическую съемку полуострова и дала перспективную оценку медной минерализации. Опираясь на эти данные, акционерное общество даже выпустило акции на 3.5 млн.руб. и продолжило разведку летом 1913 г. Было пройдено большое количество канав, несколько шурфов, скважин и штольня. Главные результаты работ опубликованы [46, 74, 75, 330]. Первая мировая война, годы разрухи надолго прервали эти перспективные исследования.

На Вайгаче первые профессиональные геологические исследования были проведены А.Эрманом в 1830г. и А.Шренком в 1837 г., а в 1846 г. А.Кейзерлинг впервые показал геологическое строение Вайгача на своей геологической карте Северо-Восточной России. В 1875 г. и 1878-1879 гг. геологические исследования на этом острове проводил А. Е. Норденшельд [142], в 1895 г. - Ф.Джексон, в 1914 г. - Н.А. Кулик.

Первые геологические данные о Пай-Хое были собраны и сообщены в середине XIX в. В.Ф.Зуевым [72], А.Г.Шренком [258], Э. Гофманом и М.Ковальским [87]. В.Ф.Зуев и А.Г.Шренк пришли к выводу, что Уральский и Пайхойский хребты представляют единую горную систему, что Урал не оканчивается внезапно, а принимает северо-западное направление и переходит в Пай-Хой, а затем продолжается на Вайгаче и Новой Земле. Эта концепция нашла отражение на геологической карте А. Кейзерлинга. В то же время Э.Гофман отстаивает мысль о Пай-Хое и Урале как о самостоятельных хребтах, опираясь на различие их геологического строения, главным образом на сравнительно ограниченное развитие на Пай-Хое метаморфических пород, весьма характерных для Урала.

Третий период, начавшийся после Великой Октябрьской социалистической революции, отличается качественно новым подходом к геологическим исследованиям. С одной стороны, они принимают систематический характер, а с другой - получают четкую руднопоисковую целенаправленность, ознаменовавшуюся зарождением горнорудной промышленности.

На Южном острове Новой Земли только в период с 1921 по 1930г. проводили регулярные геологические исследования Институт по изучению Севера [31, 61, 186], Геологический комитет [113], Норвежская экспедиция [317, 318, 308], Академия наук [105, 108], Плавморнин [85] и др.

Начиная с 1931 г. и до 1936 г. на Новой Земле проводилась геологическая съемка и работала большая комплексная Новоземельская экспедиция. В частности, в 1931-1932 гг. Новоземельской экспеди-

цией под руководством В. В. Чернышева были возобновлены работы на месторождении меди. Важным результатом экспедиции была подготовка интересной обобщающей монографии [252]. Общие геологические исследования в районе Костина Шара провел Б. А. Алферов [3].

На Вайгаче после революции также развернулись весьма интенсивные геологические исследования, начатые Н. А. Куликом и стимулированные открытием в 1925 г. экспедицией Академии наук СССР свинцово-цинкового оруденения в бухте Варнека [97], изучавшегося в 1927-1928 гг. А. К. Шенкманом. С 1930 г. для изучения рудных полезных ископаемых Вайгача была организована первая Вайгачская экспедиция под руководством П. В. Виттенбурга, которая сыграла огромную роль в раскрытии минеральных ресурсов Вайгача. С работой Вайгачской экспедиции прямо или косвенно были связаны исследования Н. Е. Ефремова, Е. М. Колова, С. Г. Климова, А. З. Лапа, А. В. Малаховского, А. А. Музылева, Н. А. Преображенского, П. П. Сушинского, А. Н. Флерова, В. Г. Хименкова, А. А. Чернова, А. И. Шафрана, П. А. Шрубко и др. Только за три года (с 1930 по 1932 гг.) этой экспедицией было обнаружено 518 рудопроявлений [32], на восьми из которых проводилась детальная разведка, а на свинцово-цинковом месторождении п-ва Раздельного был заложен рудник, начаты попутные эксплуатационные работы на цинковом месторождении Пайгото и Соболевском медном месторождении. В 1934 г. был создан Вайгачский горнорудный трест Главсевморпути, в ведение которого перешла и Вайгачская экспедиция.

На месторождении Раздельном было пройдено 5 шахт с потенциальной производительностью 150-200 тыс. т. руды в год. До 1935 г. (за 2 года) добыто 11 тыс. т. руды кондиционного содержания (цинк и свинец 30-35%), или 1 тыс. т. свинца и 2 тыс. т. цинка. В 1935 г. предполагалось довести добычу до 2.5 тыс. т. в год, однако в 1938 г. рудник был закрыт из-за притока воды [10, 32]. Оборудование демонтировано и перевезено в Амдерму. И видимо, не столько тяжелые горнотехнические условия, сколько открытие в 1932 г. весьма перспективного Амдерминского флюоритового месторождения [187] явилось основной причиной свертывания горнодобывающей промышленности на Вайгаче: для освоения двух горнорудных районов сил и средств было недостаточно. В 1933 г. пришлось перевести на консервацию Соболевское месторождение, а в 1934 г. передать в Амдерму буровые станки и компрессор с рудника Пайгото, началась переброска оборудования и с Раздельного. Таким образом, прорыв воды в выработки (до 150 м³/ч) только ускорил уже начавшийся процесс реконцентрации сил с Вайгача в Амдерму.

В 1940 г. Комитетом по делам геологии при СНК СССР было предложено Северному геологическому управлению организовать вторую Вайгачскую экспедицию для промышленной оценки месторождений. Осенью 1940 г. эта экспедиция, в которой принимали участие П. В. Виттенбург, А. И. Лебединцев, Н. Н. Ульянов, А. Г. Харченко и др., начала работу, однако ее работы были прерваны в 1941 г. в связи с начавшейся Великой Отечественной войной.

На Пай—Хое застой в геологических исследованиях, продолжавшийся с середины XIX в. до 30-х годов XX в., также сменился резким оживлением в связи с работой Вайгачской экспедиции.

В 1931 г. П. В. Виттенбургом изучалось материковое побережье Югорского Шара, где им было открыто халькопиритовое и халькопирит-сфалеритовое оруденение. В следующем, 1932 г. П.А.Шрубко открыл Амдерминское флюоритовое месторождение, ставшее в короткий срок и крупным горнопромышленным объектом, и базой геологических исследований на Пай-Хое. В 30-е годы изучением Амдермы занимались В.С.Белецкий, П. В. Виттенбург, Н. М. Зеленцов, Д. А. Краснов, Ф. А. Крашенников; Ф. С. Кочухай, А. З. Лапа, М.Ф.Лобанов, А.А.Музылев, Н.А.Преображенский, В.М.Пономарев, В. С. Сверчков, Н.И.Самсонов, П. П. Сущинский и др. Уже в 1933 г. началась детальная разведка Амдерминского флюоритового месторождения вместе с попутной добычей флюоритовых руд [10, 278].

В 30-е годы проводились интенсивные геологические и поисковые работы и в других районах Пай-Хоя. В 1932 г. И. К. Бередихин установил признаки полиметаллического оруденения на р. Каре. В 1934 г. здесь работали Д.И.Покровский и А.А.Музылев, изучавшие залежи пирита, марганцовую и медную минерализацию. В 1931 г. на р.Силоваяха Н.Н.Иорданский открыл угольное месторождение, а в 1933г. А.А.Черновым и его сотрудниками угленосная толща была уже прослежена от Воркуты до низовьев Коротаихи, что открыло путь решению энергетической проблемы Пай-Хоя.

Многочисленные геологические исследования сопровождались маршрутной геологической съемкой, по данным которой Н.А.Преображенский в 1935 г. составил общую схему геологического строения Пай-Хоя. На этой схеме он впервые в виде основной структурной единицы района выделил Пайхойский антиклинорий. Новое обобщение по геологии Пай-Хоя сделали через два года С.Н.Волков и Н.В. Япук [36].

В военные годы геологические исследования на Новой Земле, Вайгаче и Пай-Хое были практически прекращены, затормозилось и развитие Амдерминского рудного узла. Еще в 1940 г. в шахты начала поступать вода из подмерзлотного слоя, а поскольку откачка не была налажена, шахты залило водой. Добыча флюоритовой руды сократилась, а затем и вообще прекратилась. Всего на месторождении за время его разработки было добыто 405 тыс.т. руды, из которой получено 132.4 тыс.т флюорита [278].

Четвертый период изучения Пайхойско-Новоземельской провинции начался после Великой Отечественной войны. Он характеризуется существенной детализацией исследований и последовательным повышением уровня геологической изученности.

На Южном острове Новой Земли в послевоенные годы геологические исследования проводились сотрудниками Научно-исследовательского института геологии Арктики (НИИГА) Г.А.Ермолаевым, Г.А. Зуевым, Г.Д.Беляковым, Ю. С. Бушканец, Б.С.Романовичем, В.И. Бондаревым, С. В. Черкесовой и др. Эти работы продолжаются и сейчас под руководством В.И.Бондарева и А. З. Бурского.

На Вайгаче геологические исследования были возобновлены в 1950 г. партиями НИИГА (В.И.Бондарев, В.Н.Бычков, А.М.Иванова, С.М.Кац, Е.М.Квятковский, Н.А.Куштысев, С.В.Черкесова и др.). В 1960-1961 гг. Вайгач изучался Воркутинской комплексной геологоразведочной экспедицией Ухтинского ТГУ под руководством В.С.Енокяна и Я.Р.Пахло. В 1961 г. на вайгачских рудопроявлениях проводили работы К.М.Премыслер, Ю.Ф.Судариков, Ю.Д.Гушин, Л.В.Тараканов и др. В настоящее время детальные геологические исследования проводятся ПГРО „Северуралгеология“ под руководством М.А.Маслова.

На Пай-Хое в период 1947 г. по 1959 г. большую работу провел научно-исследовательский отдел Горно-геологического управления Главсевморпути, преобразованный затем в НИИГА. Его партиями была рекогносцировочно изучена вся площадь Пай-Хоя. Эти исследования ознаменовались составлением геологической карты и созданием серии крупных обобщающих работ структурного и литолого-фациального характера. С 1965 г. детальное изучение геологии Пай-Хоя проводится Воркутинской комплексной геологоразведочной экспедицией УТГУ, вошедшей позднее в состав ПГРО „Северуралгеология“.

Серьезным недостатком проводившихся в Пайхойско-Южноновоземельской провинции работ явилось значительное отставание минералогических и металлогенических исследований от общегеологических, т.е. отсутствие необходимой комплексности. Для восполнения этого пробела Институтом геологии Коми филиала АН СССР в 1968 г. были начаты под руководством автора систематические исследования по региональной минералогии и минералогии рудных формаций, продолжающиеся и в настоящее время.

Этими исследованиями с различной степенью детальности была охвачена вся площадь провинции, включая Южный остров Новой Земли и мелкие примыкающие к нему острова, о-в Вайгач, хребет Пай-Хой от югорского побережья до меридионального отрезка р.Кары. Геологические отряды Н.П.Юшкина, Б.А.Осташенко, А.Ф.Кунца, В.И.Силаева, В.Д.Тихомировой, Г.Н.Боболовича, А.Б.Макеева, Ю.Н.Ромашкина, К.П.Янулова работали в пределах провинции от одного до десяти экспедиционных сезонов. Кроме того, исследования по другим темам, но тесно связанные и скоординированные с исследованием рудных формаций, проводили отряды М.В.Фишмана, Н.И.Тимонина, В.А.Чермных, Н.В.Калашникова, А.И.Елисеева, Я.Э.Юдовича и др.

В процессе работ с той или иной степенью детальности была изучена минералогия всех геологических формаций, представленных в провинции, открыты новые многочисленные минералопроявления, выяснен общий минералогический облик провинции. Детально, на монографическом уровне, изучены главнейшие минералы. Положено начало минералогической литературе по провинции, библиография которой включает в себя уже более сотни названий и энергично пополняется [8, 13-15, 45, 49, 79-81, 98-103, 119-127, 136, 147-161, 176-178, 194-217, 223-231, 239-245, 249, 299, 262-298, 301-303, 338].

Нашими исследованиями минералогическая изученность провинции выведена на качественно новый уровень, позволивший подойти к созданию предлагаемой среднемасштабной топоминералогии.

Этот краткий исторический обзор, не претендующий на полноту, в котором мы даже не смогли, к сожалению, упомянуть имена всех исследователей, показывает, что Пайхойско-Южноновоземельская провинция постоянно привлекала к себе внимание и отдельных геологов, и крупных геологических организаций. Она пережила несколько периодов "геологического бума", период становления и неожиданной консервации горнорудной промышленности. Сейчас она представляет собой один из наиболее интересных минералогических регионов Европейского Северо-Востока.

Общий уровень геологической изученности провинции неодинаков для различных ее частей. В целом изученность провинции нельзя считать удовлетворяющей современным требованиям, однако она вполне достаточна, чтобы быть надежной основой среднемасштабной топоминералогии.

Глава П. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ

Пайхойско-Южноновоземельская минералогическая провинция выделяется в границах Пайхойского и Вайгач-Южноновоземельского антиклинориев, составляющих часть позднепалеозойско-мезозойской Уральско-Новоземельской складчатой системы (рис.1). Названные структуры, сочленяясь кулисообразно друг с другом по структурному шву - крутому надвигу с амплитудой почти 4 км, образуют единый крупный тектономорфически обособленный мегантиклинорий, отличающийся от Североновоземельской и Уральской областей как направлением структурных элементов, так и целым рядом существенных особенностей геологического строения и истории развития [17-19, 42, 52, 169, 227, 236, 297]. Этот мегантиклинорий является складчатой структурой, построенной субплатформенными палеозойскими толщами, интенсивно дислоцированными в результате раннекиммерийской активизации зоны глубинных разломов, разделяющих Баренцевскую эпибайкальскую и Западносибирскую эпигерцинскую плиты. -

Г е о л о г и ч е с к и й р а з р е з

Естественный разрез осадочных толщ провинции представлен породами верхнего протерозоя, палеозоя и мезо-кайнозоя. В ядрах Пайхойского и Вайгач-Новоземельского антиклинориев обнажаются интенсивно дислоцированные протерозойские породы, метаморфизованные в условиях зеленокаменной фации. Вероятно, самыми древними являются темно-серые карбонатные породы (доломиты, известняки) амдерминской свиты Пай-Хоя, содержащие поздне-ранневендские онколиты и катаграфии. Мощность толщи 2000-2500 м. Амдерминские известняки перекарываются бадамельской (морозовской) свитой, сопоставимой с маньинской свитой Урала, которая в основании, содержит прослой конгломератов мощностью около 10 м с галькой амдерминских известняков. Выше лежат пестроцветные кремнисто-глинистые известняки, доломиты, филлитовидные сланцы, иногда песчаники и гравелиты с пластовыми телами кварцевых порфиров и основных эффузивов. Верхняя часть свиты сложена кремнисто-хлоритовыми сланцами, песчаниками и гравелитами, также с телами кварцевых порфиров и диабазовых порфиритов. Мощность толщи 1500-2000 м.

Верхнепротерозойский разрез заканчивается соколинской свитой, сложенной серыми и зеленовато-серыми песчаниками и гравелитами, кремнисто-хлоритовыми сланцами, основными и кислыми эффузивами и их туфами. Мощность толщи **2400-2600** м. По представлениям Н.И.Тимонина [227], эта толща синхронна хайдышорской и лаптопайской свитам Полярного и Приполярного Урала, представляющим собой байкальские моласоиды. По возрасту с морозовской и соколинской свитами Пай-Хоя сопоставляется вулкано-терригенная толща севера Вайгача и Южного острова Новой Земли, состоящая, по данным В.И. Бондарева [42], из двух пачек: нижней - терригенной (глинистые, кремнисто-глинистые и глинисто-хлорито-серицитовые сланцы и рассланцованные алевролиты, реже известняки, доломитизированные известняки, мощность до 750 м), и верхней - вулканогенно-терригенной (туфогенные песчаники с линзами доломитов, кварцевые песчаники, туфы альбитофиров, порфириты, мощность 700 м).

Протерозойские отложения формируют нижний структурный этаж, сложенный геосинклинальными формациями байкалитид Тимано-Уральской геосинклинали со своеобразным субширотным планом деформаций. Доломитово-известняковая толща амдерминской свиты отражает доорогенный этап ее формирования, молассовые морозовская и соколинская свиты - орогенный.

Кембрийские отложения (?), представленные пачкой конгломератов мощностью 40 м и покрывающей их толщей гравелитов, песчаников и алевролитов мощностью 200 м с линзами известняков, в которых содержатся остатки позднекембрийских трилобитов, предположительно выделяются на севере Пай-Хоя (верхняя часть юноягинской свиты). Очевидно, на всей территории юга Новой Земли, Вайгача и Пай-Хоя в кембрии господствовал континентальный режим с очень слабым развитием процессов аккумуляции. В позднекембрийскую эпоху начинается трансгрессия, развивающаяся далее и в ордовике.

Ордовикские отложения, несогласно перекрывающие породы нижнего структурного этажа, распространены довольно широко в осевых зонах обоих антиклинориев и детально изучены В.И.Бондаревым с сотрудниками [19]. Выделяется два типа разрезов ордовика: карбонатно-сланцевый с остатками граптолитов и трилобитов на восточном склоне и в осевой зоне Пай-Хоя (мощность 1500 м) и терригенно-карбонатный с комплексами бентосной фауны на Вайгаче и Новой Земле (мощность более 2500 м). В общем ордовикские отложения неустойчивы по составу и мощности, для них характерна пестрота фаций, очевидно, отражающая глыбовое строение доордовикского фундамента.

Силурийские отложения согласно перекрывают ордовикские. Они представлены на Новой Земле и Вайгаче карбонатной толщей (ландовери - 600 м, венлок - 700 м, лудлоу - 600 м), в верхней части которой существенную роль играет примесь тонкого терригенного материала. На Пай-Хое кроме этого карбонатного типа разреза, характерного для юго-западного крыла антиклинория, на северо-востоке и востоке разрез силурийских отложений существенно терригенный с кремнисто-углисто-глинистыми породами.

Девонские отложения фациально очень пестры. Нижний девон, мощность которого на Новой Земле и Вайгаче около 1000 м, но резко уменьшается до 150 м на юго-западе Вайгача, представлен карбонатной толщей, местами рифогенной. В среднедевонских карбонатных отложениях начинает появляться терригенный песчаный материал, содержание которого увеличивается в северо-западном направлении. Терригенность этой части разреза связана с привнесом обломочного материала из области современного Баренцева моря, где происходил размыв скандинаво-североземельских каледонид.

Конец среднего девона характеризовался общим воздыманием территории, поэтому между отложениями среднего и позднего девона наблюдается стратиграфическое несогласие с варьирующей глубиной размыва — от сравнительно небольшой до практически полного выпадения всего среднего девона. Подошву верхнедевонской пачки на Новой Земле слагают конгломераты и песчаники, нередко с крупной диабазовой галькой, переслаивающиеся с телами основных эффузивов и их туфами, с пестрыми глинистыми сланцами; на юго-западе Вайгача они переходят в песчаники. Выше (верхи франа и фамен) разрез быстро сменяется карбонатным. На Пай-Хое в девоне, так же как и в карбоне, сохраняются те же два типа разрезов — карбонатный, аналогичный вайгач-новоземельскому, и терригенный (глинистые сланцы и кварцевые песчаники, в самой верхней части — кремнистые сланцы и сургучные яшмы).

Нижнекаменноугольные отложения почти повсеместно карбонатные, только в низах разреза на юго-востоке Пай-Хоя и на Новой Земле развиты пачки черных кремнисто-глинистых и углисто-глинистых сланцев с прослоями и стяжениями известняков. В районе Костина Шара обнажена сульфатная ангидритовая толща серпуховского возраста. Ограниченно распространенные среднекаменноугольные отложения представлены маломощной пачкой серых известняков. Осадконакопление в каменноугольное время, возможно, прерывалось, и эти перерывы фиксируются маломощными прослоями известняковых конгломератов. К концу карбона на территории провинции образовалась крупная куполообразная структура, выведенная над уровнем моря.

Пермские отложения трансгрессивно, с угловым несогласием, налегают на ниже-среднепалеозойские породы. Предпермский размыв довольно глубокий, и каменноугольные породы местами полностью размывы. Представлены пермские отложения терригенной толщей, сложенной глинистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами и песчаниками. В низах толщи присутствуют прослои карбонатных пород, вверху — угольные прослои. Нижние горизонты перми формировались в условиях начала позднепалеозойской трансгрессии, распространявшейся с запада на восток и быстро охватившей весь район. В мелководном море накапливался терригенный материал, поступавший, видимо, с Палеоурала. Позже фациальная обстановка становится весьма пестрой — морские фации неоднократно сменяются лагунами и континентальными.

Мезозой представлен только верхнемеловыми песчаниками и алевритами, встреченными на северо-восточном склоне Пай-Хоя.

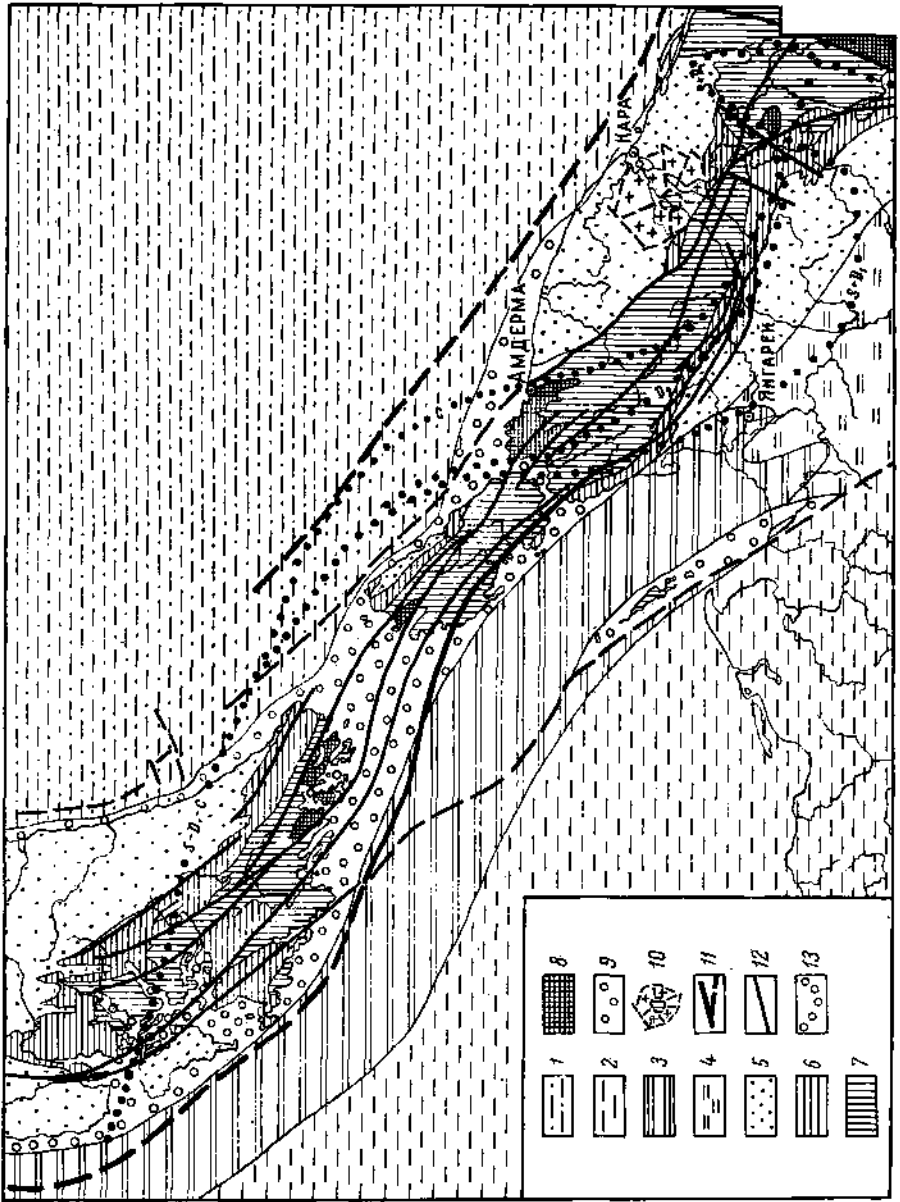
Разрез кайнозоя начинается палеогеновыми (?) туфобрекчиями и андезитовыми лавами, заполняющими Карскую кольцевую депрессию. В основном же он сформирован покровом рыхлых терригенных осадков неоген-четвертичного возраста.

Этот краткий обзор показывает, что в палеозое существует несколько типов наследственно развивавшихся разрезов, что дает основание ряду исследователей [59] выделить здесь две крупные структурно-фациальные зоны с рядом подзон. Первая из них - это Карская зона, близкая по строению и истории развития Лемвинской зоне Урала, с тем же комплексом кремнисто-сланцевых фаций. Она охватывает центральную часть и северо-восточное крыло Пай-Хоя. Мощность осадочных толщ здесь относительно небольшая. Вторая структурная зона - Печорская. Она примыкает к Пай-Хою с юго-запада и распространяется на весь Вайгач и Новую Землю. Эта зона является аналогом и непосредственным продолжением на север Елецкой зоны, характеризуется большой мощностью осадков, сложена преимущественно доорогенными комплексами карбонатных отложений, отличается разнообразием остатков бентосной фауны, присутствием рифогенных образований. Эти две обширные палеогеографические области существовали на протяжении всего нижнего и среднего палеозоя, определяя характер накопившихся осадков. На рубеже среднего и позднего палеозоя зональность нивелируется. Более поздние отложения перми и триаса представляют собой единый комплекс молассовых формаций, соответствующий завершающему орогенному этапу развития структуры, начавшемуся с позднего карбона и завершившегося в раннемезозойское время.

Наиболее крупные переломные события геологической истории Пайхойско-Южноновоземельской провинции приходятся на предордовикское время, когда закончилось формирование байкалид и начал складываться новый структурный этаж, на начало франского века (предраннефранский перерыв в осадконакоплении), когда нарушились относительно стабильные, субплатформенные условия осадконакопления, и конец фамена-начало турне.

Резкий перелом геологической истории, который начался со второй половины карбона и стал началом возникновения пермско-триасового прогиба, завершился в поздне-послетриасовое время формированием структурного плана мегантиклинория.

Таким образом, верхний этаж, сложенный палеозойско-нижнемезозойскими осадочными терригенными и карбонатными толщами, отчетливо расчленяется на два структурных яруса, разделенные поверхностью несогласия в подошве франских отложений: ордовикско-среднедевонский, соответствующий каледонскому этапу развития структуры, и верхнедевонско-триасовый - варисцийскому этапу. В свою очередь в девонско-триасовом ярусе можно выделить два подъяруса, граница между которыми отбивается поверхностью несогласия в основании пермских отложений.



Магматическая деятельность в пределах Пайхойско-Южновоземельской провинции проявлялась в различных формах в длительный период времени - от позднего протерозоя до кайнозоя [133, 226, 239, 240, 241, 242, 243, 279, 290]. Установлено шесть основных этапов магматизма: рифейско-вендский, средне-позднеордовикский, позднедевонский, позднекаменноугольно-раннепермский, позднепермско-триасовый, мезозойско-кайнозойский. С ними связано формирование разнородных магматических комплексов (табл.1, см.вкл.). Магматические события, происходившие на Пайхойском антиклинории, как правило, хорошо коррелируются с событиями на Вайгач-Южновоземельском антиклинории, а также с магматизмом Урала и Северного острова Новой Земли [244, 245]. Это выражается и в отчетливой сопоставимости конкретных синхронных комплексов.

Рифейско-вендский (PR3) этап магматизма соответствует периоду формирования эпибайкальского фундамента. Он является одним из наиболее интенсивных магматических этапов, охвативших большую площадь. В этот этап сформировались мощные осадочно-эффузивные толщи, эффузивные компоненты которых на Пайхойском антиклинории образуют неконтрастную серию с постепенным переходом снизу вверх от основных пород через средние к кислым (соколинско-морозовский эффузивный комплекс). На Вайгач-Южновоземельском антиклинории насыщенность верхнепротерозойского разреза эффузивными образованиями значительно ниже, и они имеют главным образом основной состав: широко представлены туфы основных пород и туфы альбитофиров (русановский эффузивный комплекс). Интрузивными комагматами этих комплексов являются: тоинтинский комплекс пироксеновых порфиринов, комагматичный ранним компонентам соколинско-морозовского эффузивного комплекса; юшарский диоритовый комплекс, комагматичный верхам того же эффузивного комплекса, и рейнецкий габбро-диабазовый комплекс, комагматичный русановскому эффузивному комплексу.

Рис. 1. Схема тектонического строения Пайхойско-Южновоземельской провинции.

Платформенные структурные комплексы: 1 - эоцено-четвертичный (Сибирская платформа); 2 - среднеюрско-поздне меловой (Печорская плита). Структурные комплексы арктоуралид: 3 - палеоген-четвертичный (краевой прогиб); 4 - позднепермский; 5 - среднекаменноугольно-раннепермский; 6 - позднедевонско-раннекаменноугольный; 7 - среднекембрийско-среднедевонский; 8 - позднепротерозойский; 9 - каледониды и герциниды на дне моря. 10 - Карская депрессия (астроблема?); 11 - главные глубинные разломы; 12 - главные структурные разломы; 13 - границы Карской (к северо-востоку) и Печорской (к юго-западу) структурно-фациальных зон в $S + D_1, D_2$).

Средне-позднеордовикский (силурийский?) этап (O2 - O3 - S ?) характеризуется относительно слабой интенсивностью магматизма. На Пайхойском антиклинории в этот этап формировался своеобразный оюский базальтовый комплекс,¹ представленный субинтрузивно-эффузивными телами бедных и очень бедных щелочами основных пород натровой серии. Интрузивными образованиями этого этапа являются жильные и лайковые тела диабазов амдерминского комплекса. Следует отметить, что за пределами провинции, на Северном острове Новой Земли, в силурийских отложениях встречаются маломощные покровы спилитов, базальтовых порфиритов и диабазовых туфов (матшарский эффузивный комплекс). Этот факт свидетельствует не о локальном, а о региональном развитии данного этапа магматизма.

Позднедевонский этап (D3fr) магматизма обусловлен резким усилением контрастности тектонических движений в предфранское и раннефранское время и оживлением глубинных разломов, а также образованием многочисленных локальных расколов земной коры в процессе глыбовых подвижек после замыкания Грампианской каледонской геосинклинали. Этот этап является одним из наиболее интенсивных этапов, сформировавших в пределах района широко представленную серию субинтрузивно-эффузивных трапповых комплексов, весьма интересных особенно с той точки зрения, что с ними пространственно и, видимо, генетически связаны разнообразные проявления кобальт—медно-никелевой и медной минерализации. На Пайхойском антиклинории развиты только интрузивные образования позднедевонского этапа (центральнопайхойский комплекс), представленные гравитационно-дифференцированными телами с ультраосновными разностями в подошве и кислыми в кровле, кристаллизационно—дифференцированными и недифференцированными пластовыми телами и сложнодифференцированными хонолитами [69, 153, 156, 157, 279].

Породы центральнопайхойского комплекса являются производными толеит-базальтовой магмы и сформировались при внедрении ее в нижние горизонты палеозоя по серии глубинных разломов. Характерные для пород района пониженная щелочность и глиноземистость, абсолютное преобладание пород основного состава при ограниченном развитии более кислых разностей, толеитовый тип-дифференциации, сопоставимость по химизму с породами трапповых провинций и условия формирования свидетельствуют о значительном сходстве пайхойской серии с формациями относительно устойчивых субплатформенных областей. Три главных признака базальтоидов Центрального Пай-Хоя - источник магмы, состав и структура силов, режим их формирования - совершенно идентичны типичным трапповым форма-

¹ Впервые исследован К.В.Давыдовым, А.С.Микляевым и Э.И.Давыдиной [50]; как самостоятельный этот комплекс выделен О.В.Забороным, который позднее относил к нему и девонские диабазы Вайгача и постдевонские диабазы р.Сопчи [65, 68]; мы относим к оюскому комплексу только средне- и верхнеордовикские образования.

циям. Отличается только генетическая природа вмещающей структуры Пайхойского антиклинария, рассматриваемого многими исследователями как миогеосинклиальный прогиб. Однако если учесть те особенности этой структурной зоны, которые сближают ее скорее с краевой частью платформы и послужили В. Н. Пучкову [174] основанием для выделения особого типа структур - батиклинали, на которые не раз обращал внимание Д. С. Штейнберг [259], считающий, что режим типа орогенного здесь неоднократно сменялся платформенным или близким к нему, то различия между формацией диабазов Центрального Пай-Хоя и формацией траппов становятся несущественными. Очевидно, породы можно относить к трапповой формации и ожидать от них типичной для трапповых формаций металлогенической специализации, что собственно и подтверждается данными геологических съемок и тематических исследований.

На Вайгач-Южноновоземельском антиклинории распространены как эффузивные (костиншарский комплекс), так и субинтрузивные (вайгачский комплекс) образования. Первые из них охарактеризованы в работе В. В. Чернышева и Р. В. Гецевой [252] и сводках В. И. Бондарева и др. [19], Б. С. Романовича и др. [42], вторые - в работе П. В. Виттенбурга [32].

В смежных областях известны проявления кислого магматизма, связанного с развитием позднедевонского этапа. Это едунейский кварц-диорит-плагиогранитовый комплекс [244] и митюшихинский гранит-гранодиоритовый комплекс [140]. Гранитоиды являются складчатými, формирование их связано с геоантиклинальным развитием определенных блоков Уральской геосинклинали. По Г. М. Заридзе [70], их можно классифицировать как комплексы гранитоидов телегеоантиклинального типа. С ними комагматичны гранитоиды кожжиского и лонготюганского комплексов Урала.

Напомним, что мощные толщи раннефранских базальтоидов широко развиты на Среднем и Северном Тимане. Они образуют поля в сотни квадратных километров. Базальтоиды этого возраста вскрыты скважинами также в западной части Большеземельской тундры. Это дает основание для выделения огромной провинции, характеризующейся накоплением мощных терригенно-эффузивных толщ [227].

Позднекаменноугольно-раннепермский этап (С₂ - Р) выделяется условно, так как на территории района, по геологическим данным, достоверно установленных образований этого возраста нет. Наиболее серьезным основанием для выделения данного этапа являются группировка большинства данных абсолютного возраста метаморфизованных пород в интервале 310-240 млн. лет и датировка многочисленных минералопоявлений; именно этим этапом. Это свидетельствует о прорыве на рубеже карбона-перми мощного теплового потока по зонам глубинных разломов, что наводит на мысль о возможном, если не широком, то локальном (в зонах разломов), проявлении магматизма. С этим этапом мы связываем формирование петуховского интрузивного субщелочного комплекса, включающего небольшое секущее тело мощностью около 12-15 м на о-ве Цветном в Петуховском Шаре, приуроченное к зоне разлома. Тело

имеет сложное строение: у контактов оно сложено мелкокристаллическими диабазами, в центральной части - шширами аьбитизированного габбро, габбро-монзонитов, габбро-сиенитов. Абсолютный возраст пород сильно варьирует, наиболее „свежие" разности имеют возраст 300-260 млн.лет, который мы и принимаем с известной долей условности за истинный.

Позднепермско-триасовый (P2 - T1) этап магматизма проявился наиболее интенсивно на Пай-Хое, где сформировались коротаихинский эффузивный базальтоидный и сопчинский субинтрузивный диабазовый комплексы. По северо-восточному крылу антиклинория, в зоне Байдарацкого глубинного разлома, локально проявлялся щелочной гранитоидный магматизм - торасовейский сиенитовый комплекс [242, 243], который характерен и для Северного острова Новой Земли (сульменевский комплекс). Впрочем, на Северном острове известен еще более молодой, поздне триасово-раннеюрский комплекс гранитоидов - сарычевский, представленный аляскитами, аляскит-порфирами, гранитами и гранит-порфирами с абсолютным возрастом 200-180 млн.лет.

Мезозойско(?) - кайнозойский (Cг - Pг) этап магматизма характеризуется формированием своеобразной Карской кольцевой депрессии на Пай-Хое, выполненной эффузивными образованиями карского андезитового комплекса. Генезис Карской депрессии трактуется по-разному: как гигантский вулкан [60, 234], вулкано-тектоническая депрессия [131, 134] или как астроблема [129, 132]. В пределах депрессии, по ее периферии, обнажаются туфобрекчии и кайнотипные лавы андезитового и андезит-дацитового состава. Возраст лав калий-аргоновым методом датируется в 57+3 млн.лет [239]. По представлениям М. А. Маслова [132], в результате падения гигантского метеорита произошло частичное переплавление пород в образовавшемся кратере и выброс переплавленных и дробленых пород вверх с последующим падением их в заполненный расплавом кратер. Так сформировались лаво- и туфобрекчии. Расплав выжимался в перекрывающую его обломочную массу и частично изливался, образуя потоки. М. А. Масловым по геологическим данным возраст кратера определяется как верхнемеловой. Сторонники вулкано-плутонического генезиса структуры возраст магматизма считают неогеновым.

Этот краткий обзор свидетельствует о том, что и развитие, и продукты ранних этапов пайхойско-новоземельского магматизма практически неотличимы от уральских (имеется в виду западная зона Урала). Однако с уменьшением возраста в пайхойско-новоземельском магматизме все отчетливее проявляются специфические черты. Прежде всего - это широкое развитие позднедевонского траппового магматизма, не характерного для Урала, и, кроме того, появление здесь необычных для Урала молодых этапов магматизма, вплоть до молодого (кайнозойского) платформенного магматизма.

Тектоно-магматическая история формирования Пайхойского и Вайгач-Южноновоземельского антиклинориев определяет особенности развития гидротермальных процессов: с каждым этапом магматизма

связан определенный, характеризующийся своей спецификой этап гидротермального минералообразования. Наиболее интенсивная гидротермальная деятельность характерна для позднедевонского этапа магматизма, когда в ореолах диабазовых интрузий образовались серии высокотемпературных кварцевых жил с боросиликатами и сульфидами, а также для позднекаменноугольно-раннепермского этапа, сформировавшего разнообразные типы метасоматических гидротермалитов. Особенностью наиболее позднего мезозойско-кайнозойского этапа является гидротермальная цеолитовая минерализация. Специфику гидротермального минералообразования, связанного с более древними, додевонскими комплексами, определить трудно, так как гидротермальные изменения в значительной степени сnivelированы позднейшим метаморфизмом. Локализация зон гидротермального минералообразования контролируется магматическими и структурными факторами, в первую очередь зонами региональных разломов.

Ст р у к т у р а

Современный структурный план мегантиклинория (рис.1), формирование которого завершилось складкообразующими процессами конца триаса-начала юры, образован кулисообразной системой двух крупных антиклинориев, осложненных линейной согласной и куполообразной поперечной складчатостью, а также синскладчатыми и постскладчатыми разрывными нарушениями. Мегантиклинорий отчетливо линейен и имеет хорошо выдержанную юго-восток-северо-западную ориентировку. Общая длина мегаструктуры около 750 км, максимальная ширина 90 км. Составляющие ее антиклинории тектономорфически выражены довольно четко.

В а й г а ч - Ю ж н о н о в о з е м е л ь с к и й а н т и к л и н о р и и протяженностью более 450 км при ширине до 90 км занимает южную часть Новой Земли, о-в Вайгач и юго-западную часть Югорского полуострова [227, 297]. Он протягивается от среднего течения р.Рогачева на Новой Земле до широты р.Талоты на Пай-Хое. Ось антиклинория, имеющая в северной части, в районе пролива Костин Шар, северо-северо-западное направление, плавно разворачивается на северо-восток, а затем на Югорском материковом побережье опять поворачивает на северо-северо-запад, имея, таким образом, в плане нерезко выраженный S - образный рисунок. Наиболее приподнятой частью антиклинория является район пролива Карские Ворота, на обоих берегах которого обнажаются самые древние верхнепротерозойские отложения. Северо-западное замыкание антиклинория отличается сложным строением и представляет собой веерообразную систему мелких острых складок, „ныряющих" в Кармакульский поперечный синклиний. На юго-востоке антиклинории замыкается в узкую сильно вытянутую Хабаровскую антиклиналь, несколько осложненную дополнительной складчатостью и постепенно трансформирующуюся в структурную ступень на юго-западном крыле смежного Пайхойского антиклинория.

Пайхойский антиклинорий протягивается на 260 км вдоль оси Югорского полуострова в виде невысокого хребта Пай-Хой, на севере срезается береговой линией Карского моря и еще на 100 км прослеживается по фрагментам на северо-восточном побережье о-ва Вайгач. Ширина структуры варьирует от 40 до 70 км. Северо-западное замыкание скрыто под дном Карского моря: антиклинорий „срезается” морем как раз в срединной, наиболее приподнятой части, где на поверхность выходят породы байкальского фундамента. На юго-востоке примерно с меридиана р. Силоваяха происходит как бы расщепление антиклинория - пайхойские структуры веерообразно расходятся, облекая довольно крупное брахиантиклинальное поднятие горы Большой Едуней с верхним протерозоем в его ядре и серию мелких брахиантиклиналей зоны сочленения Пай-Хой и Урала.

Вайгач-Новоземельский и Пайхойский антиклинорий сочленяются друг с другом по крупноамплитудному (2-2.5 км) надвигу, фрагменты которого прослеживаются на Карском побережье о-ва Вайгач и на Югорском полуострове. Они довольно сходны между собой по морфологическим и структурным особенностям [227, 297]. В ядрах обоих антиклинориев обнажаются верхнепротерозойские отложения фундамента, крылья сложены палеозойскими породами до пермских включительно. Оба антиклинория характеризуются асимметричным строением, выражающемся в заметном сдвиге главных осевых Поднятий к северо-восточным крыльям и в разном характере линейной складчатости на противоположных крыльях.

Юго-восточные крылья антиклинориев осложнены кулисообразной системой гребневидных антиклинальных складок. Зеркало складчатости полого погружается на юго-запад. В ядрах антиклиналей обнажаются все более молодые отложения. Пологим погружением зеркала объясняется большая ширина силурийско-каменноугольного обрамления на юго-западном крыле. Северо-восточные крылья также осложнены складчатостью высших порядков, но они построены несколько проще.

В осевых зонах антиклинориев, особенно Пайхойского, линейные складки, как правило, пологие, симметричные, к крыльям становятся круче, асимметричнее, постепенно запрокидываются на северо-восточном крыле на северо-восток, на юго-западном - на юго-запад. Наклон осевых плоскостей достигает 60°. Антиклинорий, таким образом, в разрезе имеет при отмеченной выше асимметрии как бы веерообразную форму. На юго-восток, к зоне сочленения с системой Урала, интенсивность складчатости заметно усиливается, появляются складки все более мелких порядков, развивается дисгармоничная складчатость. В Вайгач-Южноновоземельском антиклинорий, наоборот, характер складчатости усложняется к северо-западу. Здесь линейность структур особенно резко усложняется субширотной зональностью, которая, впрочем, намечается и в других частях мегаструктуры, отражая субширотное направление складчатости нижнего структурного этажа. Результатом такого структурного наложения являются крупные куполовидные поднятия с почти горизонтальным залега-

нием пород в кровле и крутыми крыльями, сливающиеся в субширотные валы. Наиболее резко субширотно ориентированные поднятия выражены к югу от губы Тайной, в междуречье рек Юнау и Сахалина, в районе залива Рейнеке.

Складчатые структуры разбиты многочисленными дизъюнктивными нарушениями типа согласных надвигов, взбросо—надвигов, реже сбросов. Направление наиболее крупных нарушений совпадает с направлением осей складок. Прослеживаются они иногда на десятки и даже сотни километров.

Важным структурным элементом Вайгач-Южноновоземельского антиклинория является зона очень крупного, так называемого Главного новоземельского разлома, которая, протягиваясь с Югорского полуострова через Вайгач и Новую Землю, захватывает юго-западное крыло антиклинория. Этот разлом прослеживается почти на 900 км. Он имеет глубинное заложение, на что указывает связь с ним гидротермальной рудной минерализации и магматических тел (сие-нит-монцитов и диабазов на Южном острове, гранитов - на Северном). Под проливом Карские Ворота и на о-ве Вайгач к зоне разлома приурочены две параллельные полосы дайковых тел габбро-диабазов. На Югорском полуострове этот разлом становится граничным для Пайхойского антиклинория, очерчивая его юго-западное крыло примерно на границе каменноугольных и пермских отложений. По геофизическим данным, примерно до широты горы Бол. Падёя в зоне разлома фиксируются трассирующиеся с Вайгача габбро-диабазовые дайки. Далее на юго-восток еще на 100 км, до р. Сибирчатаяха, этот разлом проявляется флексуобразной ступенью шириной от 2 до 10 км в девонских и каменноугольных отложениях (Оюский уступ).

К числу крупных структур относится и уже упоминавшийся надвиг, по которому структуры Пайхойского антиклинория надвинуты на Вайгач-Южноновоземельский антиклинорий.

Оба крыла Пайхойского антиклинория, особенно юго-западное, также разбиты крупными надвигами, падающими на северо-восток и протягивающимися по оси антиклинория. Протяженность некоторых из них более 100 км, амплитуда смещения превышает 1000 м. В области перехода пайхойских структур в уральские дизъюнктивная нарушения резко усиливается, пликативные структуры разбиваются на чешуйчатые блоки, наряду с продольными нарушениями здесь появляются довольно крупные поперечные нарушения. Так же как и на Вайгач—Южноновоземельском, вдоль Пайхойского антиклинория проходит крупная транспайхойская зона разломов глубокого заложения, контролирующая гидротермальную минерализацию; она трассируется вдоль северо-восточного крыла.

Кроме субсогласных глубинных разломов Е. А. Подбеловой и В. А. Козицким (Западный геофизический трест) по геофизическим данным выделяется ряд так называемых трансформных разломов, характерной особенностью которых является пересечение нескольких складча-

тых систем или структур первого порядка. Один из таких разломов начинается в Баренцевом море, пересекает о-в Вайгач западнее губы Лямчина и уходит в Карское море. На его пересечении с Главным новоземельским разломом угадывается трещинное интрузивное тело среднеосновного состава. Второй трансформный разлом северо-восточного простирания проходит через пролив Югорский шар; на его пересечении с субсогласным глубинным разломом, ограничивающим Пайхойский антиклинорий с северо-востока, фиксируется интрузивный массив, отвечающий по магнитным свойствам породам среднеосновного состава. Третий трансформный разлом пересекает Пайхойский антиклинорий по линии устья р. Хэйяги-гора Тэндериз. Близ горы Тэндериз в области пересечения с субсогласным глубинным разломом выделяется крупная, не вскрытая эрозией дифференцированная интрузия или кольцевая вулкано-тектоническая депрессия типа Карской. Далее к северо-востоку в зоне этого разлома в районе среднего течения р. Силоваяха, по данным гравиметрии, предполагаются два изометричных гранитоидных массива размером 25 и 10 км в поперечнике. Таким образом, пересечения трансформных глубинных разломов с субширотными контролируют магматизм.

Геофизическими работами, как сообщает Е.А. Подбелова, обнаружен еще ряд не выходящих на поверхность массивов магматических пород. Два интрузивных массива диаметром около 15 км, имеющие пестрый петрографический состав (от гранитоидного до основного и даже ультраосновного) и связанные с нижним структурным этажом, выделяются на глубине 3,2 км в Карском синклинии. В Коротайхинском синклинии предполагается крупнейший (40х80 км) массив интрузивных пород среднеосновного состава. Кроме того, в шельфовой части Коротайхинского синклинии отмечены магнитные тела, залегающие на глубинах 13-14 км и, очевидно, связанные с погребенным под варисцидами фундаментом.

Постскладчатые разрывные нарушения мезозойско-кайнозойского возраста, секущие складчатость, не играют существенной роли в формировании структурного рисунка антиклинория, хотя связанные с ними трещинные зоны могут иметь определенное рудоконтролирующее значение. Очевидно, они в какой-то мере контролируют рельефообразование: к ним приурочены проливы и наиболее глубоко врезающиеся в острова субширотные губы. Наличие крупного поперечного нарушения или системы нарушений, по данным морских сейсмо-разведочных работ, предполагается в районе пролива Карские Ворота.

Своеобразным структурным элементом провинции является Карская кольцевая депрессия диаметром 50 км, заполненная туфовидными брекчиями, несогласно лежащими на раздробленном палеозойском ложе. Туфобрекчии прорываются жилами стекловатых лавовых пород. Мощность брекчий 300-500 м. Они перекрываются горизонтально залегающими мел-палеогеновыми морскими осадками мощностью до 250 м. Палеозойские породы дна депрессии не только раздроблены,

но местами переплавлены в мелкопузырчатые флюидальные стекла. В центре депрессии имеется центральное поднятие с выведенными на поверхность ордовикскими отложениями, включающими дифференцированные габбро-диабазовые силлы с пикритами в подошве. Взрывной генезис депрессии несомненен; предполагается, что она является астроблемой [132].

Структурный план Пайхойско-Южноновоземельской провинции определяет основные закономерности размещения полигенных минеральных комплексов.

Глава III. МИНЕРАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И АССОЦИИ МИНЕРАЛОВ

В формировании минералогического облика Пайхойско-Южноново-земельской провинции принимают участие генетически разнородные минеральные комплексы, среди которых определяющая роль принадлежит седиментогенным, магматогенным, метаморфогенным и гидротермальным комплексам (рис.2, см. вкл.). Степень изученности различных комплексов минералов далеко не равнозначна. Наиболее хорошо изучены гидротермальные комплексы минералов, несколько слабее - магматогенные, все другие комплексы изучены весьма слабо, поэтому при их характеристике мы отметим лишь самые общие черты, перечислим наиболее актуальные проблемы их дальнейшего изучения и приведем полученные нами новые данные, если они имеются.

С е д и м е н т о г е н н ы е к о м п л е к с ы

Минеральный состав осадочных пород провинций практически не изучен. Осадочная минералогия до сих пор остается настоящим „белым пятном". Исключение составляют ордовикские отложения Центрального Пай-Хоя, минералогия которых довольно детально исследовалась В.И.Силаевым [199-201, 204, 205, 207, 211, 214].

П р о т е р о з о й . В составе верхнепротерозойских отложений отчетливо выделяются две генетически различные группы пород: осадочные доорогенные и вулканогенно-осадочные орогенные. Карбонатные породы первой, более древней (амдерминская свита PR_3), группы сформированы аллотигенно-аутигенным комплексом минералов (Dol, Calc, Q до 12%); породы второй группы имеют сложный состав, в котором принимают участие осадочные карбонаты, терригенный и вулканогенный материал. Вверх по разрезу преобладающими становятся терригенные и вулканогенные комплексы. Терригенный материал полимиктовый или кварцевый. В глинистых и хлоритовых сланцах обычны горизонты пиритовых конкреций и метакристаллы перекристаллизованного пирита. В качестве примера приведен состав сланца в PR_3 Новой Земли: Q + Chlt +

$Px + Chr + Ep + Pyr$ (терригенный комплекс, как видно, не очень разнообразен).¹

Актуальными задачами являются определение минерального состава пород, изучение минералогии терригенного и вулканогенного материала с целью выявления генетических факторов и динамики формирования состава пород для установления источников материала, изучение закономерностей постседиментационного минералообразования.

Нижний палеозой (ордовик). С начала палеозоя, как уже указывалось, относительно автономно развивались две структурно-фациальные зоны: Карская преимущественно с кремнисто-сланцевыми фациями и Печорская главным образом с карбонатным разрезом. Эта зональность отчетливо отразилась в дифференциации ордовикских толщ по минеральному составу.

Нижнеордовикские отложения Карской зоны, начинающиеся пачкой базальных конгломератов, представлены полимиктовыми терригенными минеральными комплексами, данные о которых весьма ограничены. Минералогия средне- и верхнеордовикских сланцевых отложений изучалась В.И.Силаевым и детально охарактеризована в его работах [199, 200, 201, 211]. Минеральный состав основных разностей пород по свитам (снизу вверх) следующий (цифры в скобках - среднее содержание в процентах, если нет иной размерности).

Хэнгурская свита:

а) глинисто-кремнистые сланцы - Q^* + Ank (1.38) + Calc (0.43) + Chlt + Mica + Alb + An + Ilm + Ep + Zois + Chr + Zir + Sul;

б) известково-кремнистые алевролиты и известково-глинисто-кремнистые сланцы - Calc (29.15) + Ank (1.48) + Q + Chlt + Ser + Alb + Rut + Ilm + Tit + Ep + Zois + Gr + Zir + Sul.

Тальбейтовиская свита:

а) кремнистые породы - Q + Ank (1.69) + Calc (0.22) - Chlt + Mica + Alb + Ilm + Ep + Gr + Sul;

б) известково-кремнистые алевролиты, алевромергели и кремнисто-алевролитовые известняки - Calc (29-80) + Ank (0.67) + Q + Chlt + Mica + Alb + Rut + Tit + Zois + Gr + Zir + Ky + Bar + Sul;

в) известково-глинисто-кремнистые и другие сланцы - Chlt + Mica + Q + Calc (13) + Ank (3.37) + Alb + Rut + Ilm + Tit + Ep + Gr + Zir + Ky + Bar + Sul.

Сончинская свита:

а) кремнистые породы - Q + Chlt + Mica + Alb + Calc

¹ Здесь и далее подчеркнуты индексы минералов, являющихся главными в ассоциациях.

(3,52) + Ank (2,37) + Px + Amph + Sul;

б) глинисто-кремнистые мергели, алевромергели и кремнисто-алевролитовые известняки - Calc (45-85) + Ank (0-14) + Q + Mica + Chlt + Alb + Rut + Ep + Tit + Chr + Zir + Ky + Px + Sul;

в) глинисто-кремнистые и известково-глинисто-кремнистые сланцы - Calc (32) + Ank (4) + Q + Mica + Chlt + Alb + Rut + Ilm + Tit + Ep + Zois + Gr + Zir + Amph + Sul;

г) известковые сланцы - Calc (80) + Q + Mica + Alb + Chlt + Ep + Gr + Zir + Turm + Bar + Sul.

Как видно, минеральные комплексы отличаются друг от друга не столько минеральным составом, сколько соотношением карбонатной и алюмосиликатной составляющих.

Минеральный состав пород определяется, по В. И. Силаеву [212], сосуществованием трех минеральных ассоциаций: седиментационная аллохтонная ассоциация - Q + Pl + Chlt + Mica (диоктаэдрич.) + Rut + Ilm + Tit + Ep + Gr + Zir + Turm + Px + Amph + Zois + Ky + Bar (почти все минералы преобразовались при диагенезе и эпигенезе); седиментационная автохтонная ассоциация - Calc; диагенетическая ассоциация - Ank + Sul (Pyr, Chalc).

Отмечены определенные закономерности изменения содержания минералов по разрезу: Rut и Ilm вниз по разрезу лейкоксенизируются, для верхов разреза (солчинская свита) характерны Px и Amph.

Представление о минеральном составе ордовика Печорской зоны дает разрез района пролива Югорский Шар. Некоторые минералогические данные по этому разрезу приводятся Э. М. Красиковым [92]. Разрез представлен конгломератами, песчаниками, алевролитами и сланцами, составляющими в общем около 30% разреза, и карбонатными породами (70%).

Минеральный состав: конгломераты, песчаники, алевролиты - цемент глинисто-карбонатный и карбонатно-глинистый, кластический материал: Q (40 до 80) + And-Olig (35) + Ort (5) + Kpx + Musk (5) + Tit + Zir + Hem + Hor + Ep + Zois + Turm + Gr + Rut (обращает на себя внимание постоянное присутствие в весовых количествах Ep, Turm, Gr, Zir, Rut); гидрослюдистые, гидрослюдисто-кремнистые, кремнистые сланцы - Ser + Chlt + Kaol + Mont + Q + Pl + Calc + Dol + Pyr; известняки, доломиты и известково-доломитовые породы - Calc + Dol (состав тяжелой фракции тот же, в основном Turm, Zir, Ep, Gr, Hor, Px, Tit).

Состав кварцитовидных песчаников нижнего ордовика зоны сочленения Урала и Пай-Хоя: Q + Chlt + Alb + Ser + Turm + Zir + Tit + Ep + Zois + Car + Sul.

Наиболее актуальными минералогическими проблемами ордовика являются изучение минерального состава отложений Печорской зоны

и выяснение пространственных закономерностей изменения содержания минералов.

Средний палеозой. Так же как и в ордовике, в среднем палеозое формировались два типа разрезов.

В Карской структурно-фациальной зоне силур представлен кремнисто-углисто-глинистыми и известково-глинистыми сланцами с прослоями и конкрециями известняка. Часто встречаются конкреции пирита. Для нижнего девона характерен также сланцевый разрез. Средний девон представлен кварцевыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев и доломитизированных известняков (падейская свита). Состав падейской свиты среднего девона: $Q(88) + Ser + Ap$. На юго-западе провинции в хлорит-серицитовых сланцах этой свиты широко развит конкреционный горизонт состава: $Var + Pyr + Calc + Dol + Q + Chlt + Zois$. Встречаются горизонты конкреционного пирита.

В верхнем девоне и нижнем карбоне формировались глинистые и кремнистые сланцы, сургучные яшмы, кремнистые известняки. В сланцах наблюдаются горизонты конкреционных фосфоритов. Комплексы терригенных минералов по всему разрезу преобладают над седиментогенными автохтонными. Состав терригенной части очень разнообразен, что видно на примере черных верхнедевонских сланцев Новой Земли: $Q + Amph + Ser + Gr + Ep + Pyr + Tit + Pph + Turm + Ilm + Antz + Rut + Zir + Tit + Hgt$.

В Печорской структурно-фациальной зоне преобладают автохтонные комплексы: $(Dol + Calc)$ с переменным соотношением главных минералов. Из минералов аллохтонных преобладает Q . Для низов франского яруса характерны вулканогенные комплексы минералов. В качестве примера можно привести минеральный состав девонской, преимущественно карбонатной толщи в районе р.Кары, в области развития фаций Печорской структурно-фациальной зоны:

- карбонатные породы $S-D_1 - Calc + Dol + Pyr + Q + Musk + Psil + Chlt$;
- сланцы преимущественно глинисто-кремнистые $D_1 - Q(75) + Ser(14\%) + Bi + Tit + Rut + Ap + Pyr$;
- доломиты и известняки $D_2e-Dol(90) + Calc(5-10) + Q$;
- терригенные горизонты $- Q + Ser + Chlt + Calc + Pyr + Zir + Ap + Rut + Ky + Ilm + Gr + St + Gt + Ep + Tit + Amph + Hgt + Mt + G$;
- карбонатные породы $D_{2gv} - Calc(95-100) + Dol(3) + Pyr + Hgt + Q + Alb + Musk$;
- карбонатные породы $D_{3fr} + Calc + Dol + Q + Pyr + Hmica$;
- карбонатные породы $D_{3fm} - Calc + Dol + Q$.

Наибольший интерес представляют очень слабо изученные каменноугольные отложения Карской зоны, вмещающие эпигенетическую минерализацию, природа которой объясняется в значительной степени мобилизацией вещества за счет преобразования черносланцевых

толщ. На Новой Земле (Алебастровые острова) обнажена сульфатная толща серпуховского возраста. Минеральный состав: Anh + Calc + DoI + Fl + Cls + Pyr + Ep + Px + Sph.

Верхний палеозой. В связи с нивелировкой структурно-фациальных зон разрез по площади мало дифференцирован. Средний карбон представлен главным образом карбонатами (Calc), пермь - полимиктовым терригенным материалом. Обломочную часть пермских песчаников, алевролитов, аргиллитов представляет следующая наиболее обычная ассоциация минералов: Q + Fs + Musk + Tit + Rut + Chr + Pyr; цемент - Hmica + Car.

Кайнозой. Минеральные комплексы четвертичных отложений весьма разнообразны. Наибольший интерес представляет состав тяжелых фракций аллювиально-делювиальных отложений, который в целом характеризуется широким комплексом минералов: Zir + Rut + Ilm + Tit + Ap + Antz + Br + Fl + Cor + Ky + Top + Bar + Pyr + Prp + Gal + Sill + Chr + Apyr + Chalc + Mt + Cass + Gr + Ep. Наиболее устойчивая ассоциация. Ep+Gr+Ilm.

На Новой Земле в шлифах обычно встречаются минералы, широко распространенные в гидротермальных проявлениях - Sph и Fl. Однако наблюдаются и экзотические акцессорные минералы. Основной источник минералов в аллювии - перемываемый четвертичный чехол.

Приведем состав практически важных дельтовых и прибрежно-пляжных отложений, вмещающих яктареносный горизонт: Q + Feld + Ilm + Gr + Zir + Ep + Mt + Amph + Chr + Tit + Marc + Sid + Antz + Ap + Ky + Br + Gal. Это типичный пример, свидетельствующий о сложности состава современных рыхлых отложений.

Магматогенные комплексы

Общая характеристика магматических комплексов пород была дана гл. II. Поскольку результаты исследования минералогии основных магматических комплексов довольно широко нами публиковались, здесь приведем лишь самые общие минералогические данные, необходимые для понимания главнейших топоминералогических закономерностей.

Соколийско-морозовский и русановский эффузивные диабазовые комплексы (PR₃). Петрографический состав: пироксеновые (андезитовые, андезит-базальтовые), пироксен-плагноклазовые, диабазовые, базальтовые порфириды и их туфы, порфиритоиды по эффузивам андезит-дацитового состава, фельзитовые альбитофиры, кварцевые порфиры и их туфы. Минеральный состав эффузивов соколийско-морозовского и русановского комплексов: основные эффузивы юга Новой Земли - Px + OI + Pl + Bi + Mi + Tit;

кислые эффузивы Пай-Хоя - Pl (10-13) + Q (2-10), основная масса - Q + Ser + $Chlt$ + Alb + Tit + $Calc$ + Ank ; основные эффузивы Пай-Хоя (порфиры) - Alb (15-30) + Px (3-5), основная масса - Alb + Px + $Chlt$ + Ep + Akt + Q + Tit + Ap .

Тоинтинский и рейнекский интрузивные габбро-диабазовые комплексы (PR_3). Петрографический состав: пироксеновые порфиры, диабазовые порфиры, диабазы. Минеральный состав: $Pl(Olig - And)$ + Aug + Hyp + Akt + $Chlt$ + Car + Im + Tit + Pyx . Состав дифференцированного силла на о-ве Вайгач: Pl (45) + $Px_{мон}$ (15) + Px (5) + $Chlt$ (15) + $Ep-Zois$ (13-15) + Ser (1-2) + Akt (2-3) + $Trem$ (2-3) + $Calc$ (3-4); в миндалинах: $Ep-Chlt+Calc$, $Alb+Ep-Zois$.

Юшарский диоритовый комплекс (PR_3). Петрографический состав: кварцевые диориты, альбитофиры [242]. Минеральный состав не изучен.

Оуский эффузивный базальтовый комплекс (O_2-O_3). Петрографический состав: плагиоклазовые порфиры, пироксен-плагиоклазовые диабазовые порфиры, плагиоклазовые афириты, спилиты, палеобазальтовые лавы, лавобрекчия [50, 69].

Амдерминский интрузивный габбро-диабазовый комплекс (O_2-O_3). Петрографический состав: кварцевые габбро-диабазы, диабазы, кварцевые диабазы, диабазовые порфиры, спессартиты (?). Минеральный состав дайки из района Амдермы: Alb (по Px) + Pl (альбитизированный) (40-45) + $Chlt$ (30-40) + Hem (5-15) + Q + Im + Tit + Ap + Ser + Sul .

Центральнопайхойский интрузивный габбро-диабазовый комплекс (D_3fr). Этот комплекс вызывает повышенный интерес, так как с ним пространственно и генетически связано перспективное медно-никелевое оруденение [64-69, 147-161, 279-289]. Комплекс представлен исключительно субинтрузивными пластовыми телами, локализующимися в терригенно-карбонатных породах средне-верхнеордовикского возраста в осевой зоне антиклинория. Только в междуречье Хэй-Яги и Силувы закартировано около 300 диабазовых тел.

Наиболее обычный минеральный состав пород центральнопайхойского комплекса: Pl + Kpx + Orx + Ol + Q + Hor + Bi + Tit + Ap + Sul .

По особенностям строения, состава и характеру дифференциации интрузивные тела диабазов центральнопайхойского комплекса классифицируются на три основных типа.

Гравитационно-дифференцированные тела (тип I) характеризуются высокой степенью дифференциации с отчетливой стратификацией дифференциатов. По разрезу от подошвы к кровле тел выделяются следующие горизонты: а) нижняя эндоконтактная зона микродиа-

базов и диабазовых порфиритов; б) переходная зона мелкокристаллических диабазов; в) горизонт пикритовых диабазов; г) переходная зона средне- и мелкокристаллических меланократовых диабазов; д) центральная зона среднекристаллических диабазов диоритоподобного облика; е) зона средне- и крупнокристаллических диабазов неоднородной структуры; ж) зона крупнокристаллических габбро-диабазов с переменным соотношением величины зернистости, фемических и салических компонентов; з) зона шпировых обособлений диабаз-пегматитов со шширами диорит-пегматитов и гранофиров; и) зона среднекристаллических диабазов; к) верхняя эндоконтактовая зона микродиабазов.

Минеральный состав гравитационно-дифференцированных тел меняется по разрезу, но наиболее обычной является ассоциация: Kpx (37-78) + Orx + Ol (до 30) + Pl (15-60) + Hor + Q + Bi . Рудные минералы: $Pyrr$ (0,59-10,98, ср. 3,92) + $Chalc$ (0,09-5,28, ср. 1,33) + $Pent$ (0,06-2,19, ср. 0,04) + Ilm (1,58-7,56, ср. 3,52) + Pyr + Brv + Hem + Mt + Tit + Hgt .

Рудные минералы по разрезу распространены неравномерно. Ниже приводится наиболее обычное их содержание и последовательность кристаллизации:

горизонт (в) около 1% $Ilm \rightarrow Pyrr \rightarrow Pent \rightarrow Mt$;

горизонты (ж, з) -

Hem

$Tmt \rightarrow Ilm \rightarrow Pyrr \rightarrow Pent + Chalc \rightarrow Mt + Brv \rightarrow Pyr + Marc$;

широво-вкрапленное оруденение в горизонте (д) на участке Длинный -

$Tmt \rightarrow \begin{matrix} Mt \\ Ilm \end{matrix} \rightarrow Pyrr \rightarrow Pent + Chalc \rightarrow Brv \rightarrow Pyr + Marc + Hgt$.

Кристаллизационно-дифференцированные и недифференцированные тела (тип II) характеризуются относительно однородным строением или слабой дифференцированностью по составу и довольно отчетливой по структуре. Наиболее полные разрезы от контакта тела до его центра представлены следующей последовательной сменой пород (исключая экзоконтактовые разности): а) эндоконтактовая зона микродиабазов, тонкокристаллических диабазов, порфиритов; б) зона мелкокристаллических диабазов; в) зона среднекристаллических порфировидных и пойкилоофитовых диабазов; г) центральная зона крупнокристаллических кварцевых диабазов и габбро-диабазов со шширами диабаз-пегматитов.

Минеральный состав недифференцированных тел: Pl (40-60) + Kpx (20-60) + Orx + Q (7-10) + Ilm + Tmt + Hor + Sul + Bi + Tit + Ap + Zir . Содержание сульфидов редко превышает 5%, чаще всего оно колеблется в пределах 1,5-3%. Последовательность кристаллизации рудных минералов:

Hem

$Tmt \rightarrow Ilm \rightarrow Pyrr \rightarrow Pent + Chalc \rightarrow Brv \rightarrow Pyr + Marc$.

Сложнодифференцированные тела (тип III), например участок Первый, характеризуются разнообразием петрографического состава, обусловленного присутствием всех типов дифференциатов - от ультраосновных до кислых. Наиболее характерны пикритовые диабазы и плагиопироксениты, породы нормального ряда диабазов (щёлочномельная ветвь), лейкократовые субщелочно-натриевые диабазы. Довольно широко распространены своеобразные бесщелочные породы кварц-карбонат-эпидот-пренитового состава, возможно, являющиеся экзо-контактовыми образованиями.

Оруденение представлено шпирово-вкрапленным, инъекционно-вкрапленным и инъекционно-метасоматическим типами, а также жильным типом.

Минеральный состав руд: Pyrr (0,57-31,18, ср. 8,16) + Chalc (0,04-9,00, ср. 1,73) + Pent (0,09-4,17, ср. 0,54) + Ilm (0,11-4,58, ср. 1,54) + Tit (0,08-4,82, ср. 1,89) + Pyr + Brv + Marc + Mt + Hem + Nick + Cob + Ger + Mill + Bor + Hgt. Последовательность кристаллизации рудных минералов: Tmt → Ilm → Pyrr1 + Pent + Chalc → Mill (?) + Brv → платиновые минералы (?) + Pyr I → Pyrr II + Marc + Hgt.

В целом сульфидная минерализация, связанная с породами центральнопайхойского комплекса, характеризуется довольно устойчивым минеральным составом: главные минералы - Pyrr, Pent, Chalc, Ilm; второстепенные - Mt, Nick, Cob, Ger, Brv, Pyr, Marc, Hgt, Mill, Bor, CoP.

Костиншарский эффузивный диабазовый комплекс (D₃fr). Петрографический состав: диабазы и оливиновые диабазы, спилиты, миндалекаменные диабазы, порфириты, базальтовые порфириты, шаровые лавы, гиаლობაზალთы [252].

Каждый покров начинается у подошвы массивными оливиновыми диабазами, постепенно переходящими в пузыристые и, как правило, рассланцованные спилиты. Локализация оливиновых диабазов в подошвенных частях покровов наводит на мысль об их гравитационной дифференциации. На севере Новой Земли (Черный Камень) гравитационная дифференциация приводит к формированию в подошве покрова пород перидотитового облика. Положение порфиритов неясно - встречаются и в подошве покровов, и в их кровле. Возможно, они сформировались в результате кристаллизации отдельных порций базальтовой магмы. Верхние горизонты эффузивной пачки слагаются шаровыми лавами (местами) и туфогенным материалом (туфы и туфобрекчии). Приконтактовые изменения осадочных пород в подошве покровов довольно слабые и характеризуются ороговикованием терригенных осадков и мраморизацией известняков.

Составы пород: нормальные диабазы - Pl (30-55) + Aug (25-30) + Chlt + Tmt + Tit + Ep + Bi + Car + Sul; оливиновые диабазы - Pl (Lab с 45-55 до 62% An) + Px + Ol + Mt, изменения по Pl → Ep + Zois + Alb + Car +

+ Chlt + Ser, по P_x → Pen + Klch + Tit + Ep, по O₁ → Pen + Serp + Tit + Klch + Car + Q + Mt + Chalc; базальты - Pl (30) + Kpx (30) + Chlt + Serp + Mt + O₁ + стекло; спилиты - Pl (от 3 до 37 An) + Chlt + Calc + Alb, изменения по Pl → Pen + Ser + Zois + Pl + Q, в миацелинах Car + Q + Ch + Chlt + Ep + Pen + G + Pyr + Chalc + Chs (то же в жеодах - агаты); порфириды - Pl (№ 20-48) + And + Chlt.

Вайгачский интрузивный габбро-диабазовый комплекс (D₃). Петрографический состав: габбро-диабазы, диабазы. Минеральный состав: диабазы (Вайгач) - Pl (Olig - And) (40-60) + Px + Amph + Q + Ulm + Mt + Ap + Tit + Sph + Pyrr + Pyr, вторичные - Chlt + Ep; габбро-диабазы (Новая Земля) - Pl (35) + P_x (35) + Q (20) + Zir + Ap + Pyr, иногда O₁, вторичные - Tit + Chlt + Ep + Car + Amph + Serp + Pren.

Состав интрузивных и субинтрузивных пород вайгачского комплекса из р-на Костина Шара на Новой Земле: серпентинизированные оливиновые диабазы - Pl (30-50) + Px (30-45) + O₁ (10-20) + Ulm (10) + Pyr (5) + Ap + Zir; вторичные - Tit + Saus + Chlt + Serp + Pren; диабазы и альбитизированные диабазы - Pl (35-40) + Px (25-40) + Zir + Ap + Pyr, вторичные - Tit (7-10) + Chlt (10-25) + Saus (10-15) + Ep (1-3) + Car (10-40) + Serp (2) + Amph (20) + Pren (2), кварцевые диабазы Pl (35) + Px (35).

Ассоциация в породах того же комплекса на п-ве Русанова:

Pl (30-45) + Px (30-40) + Hor (10-15) + Bi (1-3) + Chlt (2) + Q (3) + Sul (7) + Ap.

Едунейский интрузивный кварцево-диорит-плагiogранитовый комплекс (D₂, D₃?). Петрографический состав: диориты, точнее породы довольно неустойчивого состава, охватывающего многие петрографические разности ряда кварцевых диорит-тоналит-гранодиоритов. Породы часто секутся жилами и прожилками апитов. Минеральный состав [7, 145, 242]: Pl (49-68) + Q (19-21) + Musk (0,1-3) + Ep (2-10) + Chlt (1, 2-7, 0) + Car (0,5-3), аксессуарные минералы - Pyrr + Pyr + Tit + Ap + Zir + Gal + Ort + Mol + Chalc', вторичные - Ep + Saus + Chlt + Sk + Zois + Ser.

Петуховский интрузивный габбро-сиенит-монцонитовый комплекс (C₂). Петрографический состав пород: габбро, сиенит-монцониты. Минеральный состав: Alb (48) + Chlt (10) + Hor (10) + Bi (8) + Mikr (4) + Ep (2) + Sul (7) + Ap (2) + Tit (1).

Коротайхинский эффузивный базальтовый комплекс (T₁). Петрографический состав: базальто-долериты, андезит-базальты, кайнотипные базальтовые порфириды [127]. Минеральный состав: Pl + Px + Q.

Сопчинский интрузивный диабазовый комплекс (P_2-T_1). Петрографический состав: микродиабазы, альбитизированные диабазы, плагипорфириты. Минеральный состав [69, 153, 157, 279]: Pl (55-80) + Kpx (35) + Alb + Mt + Ilm (до 4) + Q + Bi + Tit + Ap, вторичные - Chlt + Akt + Car, рудные - Pyrr + Pyr + Chalc.

Торасовейский интрузивный сиенитовый комплекс (P_2-T_1). Петрографический состав: сиениты, кварцевые лейкодиориты, керсантиты. Минеральный состав [242, 243]: Pl (And, Lab) (46-52) + K-Fs (21-22) + Bi (4-12) + Amph (7-10) + Px (2-9) + Q (3-5), акцессорные минералы - Mt + Gal + Ap + Zir + Apyr + Ilm + Rut + Tit + Pyr + Pyrr + Chalc + L + Mois + Sph + Mol + Ep. Обращают на себя внимание ассоциация Chalc + Sph + L + Gal, а также высокое содержание Mt, Tmt, Ap в керсантитах.

Карский эффузивный андезитовый комплекс (Pg_2). Петрографический состав: алогенные брекчии (эювиты), тагамиты (андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты, туфобрекчии). Минеральный состав [33, 132, 133]; эювиты - обломочные зерна Q → лешательерит + Feld → маскелит; цемент - Chlt + Mica + Glauc + стекла; тагамиты - Fs (вкрапленники) + стекло + обломки (Q + Pl + Calc + Px); в стеклах встречается Coes.

Метаморфогенные комплексы

Седиментогенные и магматогенные комплексы минералов в различной степени преобразованы последующими минералообразующими процессами, хотя в целом, например по сравнению с Уральской системой, метаморфизм не очень глубокий. Основными процессами, формирующими метаморфогенные комплексы минералов, являются контактовый метаморфизм, региональный метаморфизм, метаморфизм в зонах повышенной проницаемости (зонах разломов), импактный метаморфизм.

Контактовый метаморфизм. Контактво-метаморфические ореолы развиты вокруг интрузивных тел всех магматических комплексов, но их мощность и степень экзоконтактового метаморфизма весьма неравномерны. Наиболее интенсивные контактовые изменения характерны для центральнопайхойского комплекса. Они изучались В.И.Силаевым [194, 196-198, 202, 203, 206, 207, 209, 213] и нами [279, 291]. У подошвы и кровли силлов контактовые изменения выражаются формированием зон ороговикования вмещающих пород. В карбонатных породах экзоконтактовые зоны нередко имеют скарноподобный облик и представлены кальцифирами. Мощность зон ороговикования в экзоконтактах наиболее крупных силлов достигает первых десятков метров. Она закономерно уменьшается от

осевой части антиклинория к его крыльям, отражая уменьшение глубины формирования магматических тел. Соответственно увеличивается отношение $\frac{n_{\text{ДИАБ}}}{\Sigma n/2 \text{ рог}}$ от 2.12 до 11.11. Резкое увеличение этого

отношения при переходе от ордовикских отложений к силурийско-девонским, обусловленное резким уменьшением относительной мощности зон ороговования, отражает переход глубин формирования силлов от гипабиссальных к приповерхностным. Вообще же, как известно, наличие зон ороговования свидетельствует о кристаллизации магматических образований в интервале глубин 100-3000 м. В.И. Силаевым глубина формирования контактовых образований определяется в 1000-1600 м. Изохимические процессы формирования роговиков развивались при давлении нагрузки 300-500 бар; температура магмы в момент внедрения была 1000-1100°C, температура прогрева вмещающих пород - порядка 300-600°C.

Преобразование вмещающих пород заключается в их обесцвечивании (осветлении), спекании, перекристаллизации и преобразовании минерального состава.

В общем можно выделить две группы минеральных комплексов контактовых образований. Внешняя часть ореолов, соответствующая апьбит-эпидот-роговиковой фации, характеризуется следующими парагенезисами: $\text{Pren} + \text{Chlt} + \text{Calc} + \text{Q}$, $\text{Pren} + \text{Chlt} + \text{Musk} + \text{Q}$, $\text{Chlt} + \text{Gr} + \text{Calc} + \text{Q}$.

Вблизи контакта с диабазами развивается фация контактовых роговиков с наиболее обычными парагенезисами: $\text{Q} + \text{Ves} + \text{Gr} + \text{Calc} \pm \text{Pren}$, $\text{Q} + \text{Ves} + \text{Gr} + \text{Ep}(\text{Pren}) \pm \text{Calc}$, $\text{Px} + \text{Ves} + \text{Gr} + \text{Q} + \text{Pren} \pm \text{Calc}$, $\text{Px} + \text{Pren} + \text{Musk} + \text{Q}$, $\text{Px} + \text{Trem} + \text{Musk} + \text{Q}$.

В зависимости от содержания карбонатов, определяемого карбонатностью метаморфизуемых пород, контактовые образования подразделяются на роговики ($\text{Car} < 15\%$) и кальцифилы ($\text{Car} - 15-85\%$).

Для роговиковых контактово-метаморфических ореолов характерны колонки двух типов:

Диа- баз	Пироксая-прени- тые роговики - $\text{Px} + \text{Pren} +$ $+ \text{Musk} + \text{Q}$	Прениковые ро- говики - $\text{Pren} +$ $+ \text{Chlt} + \text{Q} +$ Calc	Исходная поро- да - $\text{Chlt} +$ $+ \text{Hmica} +$ $\text{Q} + \text{Calc}$
Диа- баз	Пироксеновые ро- говики - $\text{Px} +$ $+ \text{Amph} + \text{Musk} +$ $+ \text{Q}$, $\text{Px} + \text{Musk} +$ $+ \text{Q} + \text{Dol}$	Амфиболовые ро- говики - $\text{Amph} +$ $+ \text{Musk} + \text{Q} +$ $+ \text{Dol}$	Исходная поро- да - $\text{Hmica} +$ $+ \text{Calc} + \text{Q}$

Кальцифировые ореолы также представлены двумя типами колонок, причем первый тип наиболее обычный:

Диа- баз	Пироксеновые кальцифиды - $Px + Gr +$ $+ Pren + Calc,$ $Px + Pren +$ $+ Calc + Q, Px +$ $+ Gr + Ves + Q$	Везувиан-гра- натовые каль- цифиды - $Ves +$ $+ Pren + Calc +$ $Q, Ves + Gr +$ $+ Pren + Calc +$ $+ Pren, Ves +$ $+ Gr + Pren + Q$	Пренитовые кальцифиды - $Pren +$ $+ Chlt +$ $Calc + Q$	Исходная порода - $Chlt +$ $+ Hmica +$ $+ Calc + Q$
Диа- баз	Пироксеновые кальцифиды - $Px + Gr + Ves +$ $+ Pren + Calc +$ $+ Q$	Везувиан-гра- натовые каль- цифиды - $Gr +$ $+ Ves + Pren +$ $+ Calc + Q$	Пренитовые кальцифиды - $Pren +$ $+ Calc + Q +$ $Chlt$	Исходная по- рода - $Calc +$ $+ Q + Chlt +$ $Hmica$

Увеличение числа сосуществующих минералов в колонке последнего типа происходит за счет неполного замещения первичного карбоната и кварца.

Минеральный состав контактово-метасоматических пород определяется сосуществованием двух минеральных ассоциаций: унаследованных от исходных пород минералов - $Q + (Olig-Alb) + Calc + Ank + Ser + Chlt + Pyr + Rut$ и др.; собственно метаморфогенных минералов - $Pren + Ep + Gr + Ves + Amph + Px$.

Кроме того, для экзоконтактовых роговиков и кальцифидов характерна наложенная сульфидная минерализация [157, 279, 291], разрыв во времени формирования которой с процессами контактово-преобразования был, очевидно, невелик. Минеральный состав: $Pyr + Chalc + Pent + Brv$, вторичные - $Pyr + Marc + Hgt$. Для карбонатных пород характерна также ассоциация с акцитом: $Ax + Q + Calc + Akt$.

Контактные изменения вокруг магматических тел других интрузивных комплексов основного состава имеют ту же направленность, но степень преобразования минерального состава вмещающих пород, как правило, значительно ниже (очевидно вследствие малоглубинности формирования). Обычно она ограничивается либо спеканием и перекристаллизацией пород, либо формированием пренитовых роговиков и кальцифидов. Только в ореолах тел вайгачского интрузивного комплекса, несогласно залегающих в ордовикских известняках, развиваются столь же интенсивные, как и вокруг тел центральнопайхойского комплекса, контактные изменения с образованием кальцифидов состава: $Calc (50-80) + Ves (30) + Ep (5-10) + Px (10) + Gr + Tit + Alb + Chlt + Dat + Ax + Q$; ассоциация рудных минералов - $Pyr + Chalc + Sph + Gal$, вторичные - $Bor + Cov + Chs + Mal + Hgt$.

Бликий характер контактовых изменений, очевидно, свидетельствует об одинаковой природе источников магмы центральнопайхойского и вайгачского комплексов и близких условиях их формирования.

В ореолах интрузивных тел ваайгачского комплекса, залегающих в терригенных отложениях на Новой Земле, образуются микрокварциты, по алевролитам - роговики. Минеральный состав: микрокварциты - Q (60-75) + Pl (20) + Car (5) + Sul (1-10) + $Chlt$ + Ser + Ap + Tit , роговики - Q + $Chlt$ + Ser .

Региональный метаморфизм. Степень регионального метаморфизма осадочных и магматических комплексов пород не очень высокая. Более интенсивно метаморфизованы породы нижнего байкальского этажа - до ступени зеленых сланцев. Для них характерны окварцевание, серицитизация, хлоритизация, карбонатизация. Наиболее обычные минеральные ассоциации для сланцев: Ser + Q + Alb , $Chlt$ + Q + Alb , Car + Q + Alb , Alb + Car + $Chlt$.

Минеральный состав: ортосланцев - Alb (15-50) + Q (1-40) + $Chlt$ (15-40) + Ser (5-10) + Car (5-10) + Akt (1-5) + Pyr (1-3) + Hem (1-2) + Sph (1-3), парасланцев - ΣAlb + Q (40-45) + $Chlt$ (15-50) + Ser (3-15) + Ep (3) + Car (3) + Hem (до 15), мраморовидных известняков бедамельской свиты - $Calc$ (45-80) + Q (5-10) + Alb (1-10) + $Chlt$ (1-2).

Для пород верхнего структурного этажа характерна главным образом перекристаллизация без изменения минерального состава, но с перераспределением вещества (альпийский тип минералообразования). По шимонам и пестроцветным породам верхней толщи D_3 и по пестроцветным сланцам турне юго-восточной части Пай-Хоя формируются метаморфогенные марганцевые месторождения и проявления с метаморфогенной ассоциацией минералов: Prl + $Psil$ + Rht + Q + Hem . Наиболее четко метаморфогенные комплексы минералов выделяются в магматических породах, которые даже в условиях верхнего структурного этажа заметно метаморфизованы.

Метаморфизм основных эффузивов соколинско-морозовского и рейнского комплексов генерирует следующие минеральные комплексы: по Px + Ol → $Chlt$ + Ser + Car + Q , по Pl → $Chlt$ + Car + $Saus$; наиболее обычная ассоциация - Q + Ank + $Calc$ + Ep + $Chlt$ + Alb + Akt + Pyr . По кислым эффузивам образуются: Ser + $Calc$ + $Chlt$ + Q . Для альбитофиров, например, характерна метаморфогенная ассоциация: Alb + Q + $Chlt$ + Ser + Car + Tit + Sul . По диабазам амдерминского габбро-диабазового комплекса образуется следующая ассоциация минералов: $Chlt$ + $Calc$ + Ser + Tit + Hgt . В результате метаморфизма пород центральнопайхойского комплекса развивается такая ассоциация минералов: $Chlt$ + Ser + Alb + $Serp$ + Ep + $Saus$ + $Zois$ + Akt + Car + $Zeol$.

Метаморфический комплекс минералов недифференцированных интрузий следующий: Ep + $Saus$ + $Chlt$ + $Amph$ + Tit . Особый интерес представляет метаморфическое изменение пород костиншарского комплекса, поскольку с ним связано формирование месторождений самородной меди. В общем для этих пород характерны хлоритизация, карбонатизация, эпидотизация вплоть до образования эпи-

дозитов (пропацитов). Метаморфогенная ассоциация: $Ep + Zois + Alb + Car + Chlt + Ser + Pen + Klch + Tit + Serp + Mt + Hgt$.

Минеральные метаморфогенные комплексы пород костиншарского эффузивного комплекса: по $O_1 \rightarrow Antg + Chry + Chlt$, по $Px \rightarrow Serp$. В зонах медной минерализации: $Cor + Chs + Chalc$.

По кислым породам того же позднедевонского возраста развивается несколько иной комплекс метаморфогенных минералов: $Ep + Q + Saus + Chlt + Sk + Zois + Ser$.

По породам вайгачского комплекса на п-ве Русанова развиваются: по $PI \rightarrow Alb + Pren + Car + Ep + Zois + Chlt$, по $Px \rightarrow Akt + Trem + Hor + Chlt + Ep + Zois$.

Молодые породы, в частности сиениты торасовейского комплекса, метаморфизму не подвержены. Все их первичные минералы хорошо сохранены.

Метаморфизм в зонах повышенной проницаемости. В линейных зонах повышенной проницаемости, связанных с глубинными разломами, в результате аномальных потоков тепла интенсивно развиваются процессы перекристаллизации пород, особенно карбонатных. Главные минеральные ассоциации метасоматов: $Q + Fl + Sul$, $Q + Ser + Calc + Dol + Fl + Sul$, $Q + Calc + Sul$, $Calc + Sul$, $Bar + Q + Calc + Sul$, $Fl + Dol + Q$, $Calc + Q + Cls + Sul$. Эти ассоциации будут рассмотрены при характеристике гидротермальных комплексов.

Импактный метаморфизм. Проявления ударно-взрывного метаморфизма широко представлены в Карской кольцевой структуре [33, 132]. Они выражаются:

а) в деформационном изменении минералов — планарные структуры в кварце, плагиоклазе, дезинтеграция кальцита и т.п.;

б) в разрушении минералов с образованием стекол — по кварцу лешательерит, диалектовое стекло по полевоому шпату — маскелит;

в) в формировании высокобарических полиморфов минералов — Соез и др.;

г) минералы обломков, цементируемых стеклом: $Q + Feld + Chlt + Hmica + Clau + Sul + Calc$.

Гидротермальные комплексы

Гидротермальные комплексы в пределах Пайхойско-Южновоземельской провинции пользуются широким распространением, отличаются большим разнообразием и являются наиболее важными и перспективными с экономической точки зрения. Здесь представлен широкий генетический спектр гидротермальных комплексов: от высокотемпературных, сформированных в самые ранние стадии отделения от базальтоидной магмы сульфидного раствора-расплава (таким

типом является инъекционно-вкрапленная кварц-амфибол-пирротин-халькопиритовая минерализация в базитах центральнопайхойского комплекса) до довольно низкотемпературной, гидrogenной (например, кальцит-серная минерализация).

Почти всеми исследователями отмечается, во-первых, устойчивость минерального состава однотипных минеральных комплексов, во-вторых, строгая пространственная смена одних минеральных комплексов другими, их зональное распределение [130, 266, 291, 297].

Устойчивость и генетическая определенность минеральных ассоциаций в комплексах позволяют с уверенностью выделять минеральные формации, под которыми мы понимаем выделяющиеся в естественных границах геологических тел сообщества минералов, находящихся в состоянии закономерных структурных и пространственно-временных взаимоотношений. В понятие минеральной формации вкладывается, таким образом, минералого-парагенетический смысл [63, 273, 89]: минеральная формация - это совокупность последовательно сформировавшихся в результате непрерывно эволюционирующего геологического процесса минеральных парагенезисов. Как частный случай минеральная формация может быть представлена одной парагенетической минеральной ассоциацией. К минеральным формациям применимы современный методический аппарат анализа рудных формаций в строгом неформальном их определении [89, 96], особенно глубоко разработанный Р.М.Константиновым [96], а также парагенетический анализ.

Закономерное пространственное распределение минеральных комплексов, а следовательно, и минеральных формаций в провинции позволяет выделить естественные формационные ряды, являющиеся в то же время и рядами хронологическими [291, 297].

Основные типы гидротермальных минеральных формаций перечислены в табл.2, см.вкл.Обращает на себя внимание глубокое сходство минеральных формаций Пайхойского и Вайгач-Южновоземельского антиклинориев, свидетельствующее о едином минералогическом облике провинции. На закономерностях их распределения и формирования мы остановимся в заключительных главах, здесь же рассмотрим вещественный состав минеральных формаций.

Кварц-амфибол-пирротин-халькопиритовая формация. Минеральные ассоциации, формирующие эту формацию, образовались на самых ранних этапах высокоминерализованных гидротермальных растворов, отделявшихся в процессе кристаллизации сульфидоносной толеитовой магмы. Это по сути дела жильная фация магматогенных сульфидных медно-никелевых проявлений. Представлена она кварц-пирротин-халькопиритовыми и кварц-амфибол-пирротин-халькопиритовыми прожилками и жилами (рис. 3). Ассоциация сульфидных минералов (Pyrr + Chalc) является более поздней по сравнению с силикатной. Проявления этой формации известны только на Центральном Пай-Хое в пределах сульфидоносных интрузий центральнопайхойского комплекса или в их контактовых ореолах.

Кварц-амфиболит-асбестовая формация. Прожилковая амфиболит-асбестовая минерализация довольно широко распространена в метаморфизованных разностях основных пород (особенно в телах диабазов и порфириров центральнопайхойского, тоинтинского, костиншарского комплексов). В прожилках альпийского типа выделяются две парагенетические ассоциации: ранняя - $Q + Amph$ (в зальбандах) и поздняя - $Calc$. Иногда развивается сульфидная ассоциация ($Pyr + Pyrr + Chalc$), предшествующая кальциту.

Кварц-кальцит-аксинитовая (датолитовая) формация. На Пай-Хое аксинитовая минерализация связана с диабазовыми телами центральнопайхойского комплекса [292]. Аксинит встречается в кварц-карбонатных жилах, залегающих в диабазах, контактовых роговиках или кальцифирах. На значительном удалении от диабазов (сотни метров) аксинит в жилах не обнаружен. Большая часть экзоконтактных рудопроявлений наблюдается в ореолах тех интрузивов, которые залегают в карбонатных породах и формируют кальцифировые экзоконтактные зоны. Мощность жил от тонких (волосяных) до 1 м и более (рис.4). В контактах некоторых диабазовых тел известны согласные с простираем вмещающих пород жильные зоны общей мощностью от 3 до 12 м, приуроченные к тектоническим зонам дробления (например, участок Зеленый). В контактовых зонах аксинит ассоциирует с минералами кальцифиров ($Car, Gr, Tit, Pren, Rut, Thom$), но кристаллизовался он позже их. Ассоциация парагенных аксиниту минералов в последовательности их кристаллизации: $AxI \rightarrow QI \rightarrow AxII \rightarrow QII \rightarrow Calc$.

Аксинит-датолитовая минерализация встречена на о-ве Вайгач в контактовых кальцифировых ореолах основных интрузий вайгачского комплекса [1]. Минеральный состав здесь сложнее и представлен тремя парагенетическими ассоциациями минералов: минералы кальцифиров - $Ep + Px + Ves + Calc + Gr + Tit + Alb + Chlt + Q + Pyg$, боросиликатная ассоциация - $Ax \rightarrow Q \rightarrow Dat \rightarrow Calc$, поздняя сульфидная ассоциация - $Q + Pyg + Chalc + Calc$.

Кварц-пиритовая формация. Многочисленные жильные проявления кварц-пиритовой формации встречаются на северо-западе Пай-Хоя, крайнем северо-западе Вайгача и юге Новой Земли, локализуясь в породах нижнего структурного этажа. И хотя эти проявления по масштабам незначительны, они занимают строго определенное место в рудной зональности провинции. Проявления кварц-пиритовой формации представлены двумя морфологическими типами: жилами выполнения с сульфидами, образующимися путем выполнения трещин, и прожилково-вкрапленной минерализацией в зонах тектонических нарушений.

Кварц-кальцит-пиритовые жилы встречаются, как правило, в черных и темно-зеленых сланцах, которые сами сильно пиритизированы. Нередко сближенные жилы образуют жильные зоны общей мощ-



Рис. 3. Халькопирит в кварц-амфиболовой прожилке. Увел. 100.

а - в светлом поле; б - в темном поле.

ностью до 10 м, переходящие местами в зоны брекчий, сцементированных кальцитом. Наиболее крупные жильные поля характерны для мыса Ясару-Сале, мыса Воронова, района гор Высокой и Анго, побережья губы Долгой на о-ве Вайгач. Ассоциация минералов - $Q + Pyr$.

Пиритовая минерализация, локализованная в зонах дробления и трещинных зонах, встречается на п-ве Янго, на побережье губы Долгой. Здесь в карбонатных породах развито несколько зон дробления мощностью 2-10 м, сцементированных мелкозернистым кальцитом. Ассоциация минералов - $Q + Calc + Pyr$, единичные зерна $Chalc + Gal$.

Кварц-гематитовая формация. Гематитовые проявления наиболее широко развиты на юге Новой Земли и на севере Вайгача преимущественно в терригенном ордовике вблизи магматических тел основного состава. Отмечены следующие типы кварц-гематитовой минерализации: вкрапленный (гематитсодержащие прослои в кварцитах нижнего ордовика на мысе Баранова), гнездово-прожилковый (южное побережье бухты Ермолаева и зал.



Рис. 3 (продолжение).

Рейнеке), жильный (п-ова Русанова и Обручева, о-в Белокоза).
 Минеральный состав: $Q + Hem + Calc + Pyr + Chalc$.

Сульфидная ассоциация часто является более ранней, чем кварц-гематитовая; в некоторых случаях, наоборот, наложенной.

Формация самородной меди. Эта формация представлена известным месторождением п-ва Медного на Новой Земле [46, 75, 221, 252, 350, 53, 114, 297.] и многочисленными медепроявлениями в междуречье Юнау-Саханина, открытыми М. В. Фишманом, Н. И. Тимониным и автором данной работы.

Месторождение п-ва Медного приурочено к оливиновым диабазам (костяншарский комплекс, $D_3 fr$) северо-восточного крыла антиклинальной складки. Вкрапленность самородной меди везде локализуется в своеобразных интенсивно эпидотизированных оливиновых диабазах с пойкилитовой структурой и пятнистой текстурой, наследуемой от субстрата (пятнистые эпидозиты). Эти породы носят местное название „пропащиты“. Ассоциация минералов в них: $Cor + Ep + Q + Alb + Px + Fs$.

Наблюдаются переходные разности между оливиновым диабазом и „пропащитом“, в которых эпидот не образует еще сплошной мас-

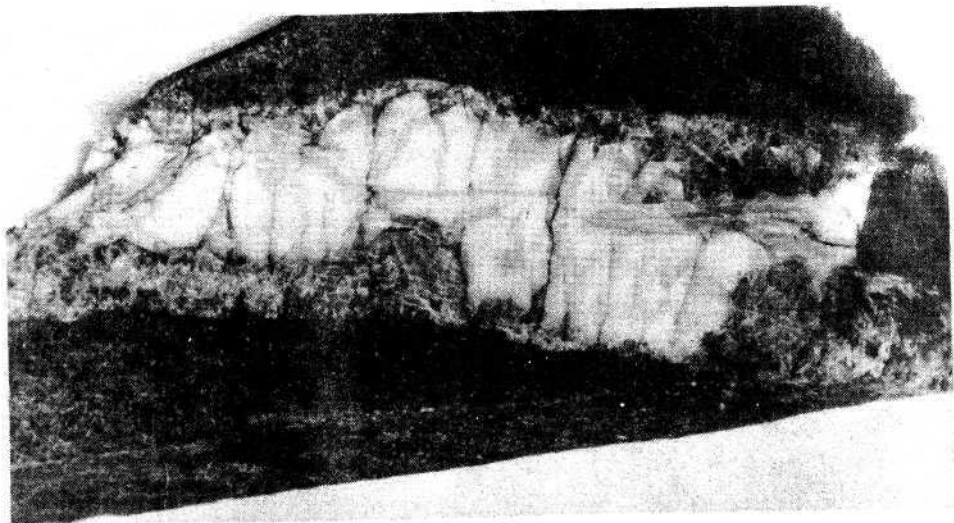


Рис. 4. Кварц-кальцит-аксинитовая жила. Центральный Пай-Хой. Natur. вел.

сы, а встречается в виде густой сети переплетающихся волосяных прожилков. Реже минерализация самородной меди связана с зеленовато-серыми эпидозитами с офитовой структурой, образующимися за счет плотных порфиров. Минеральная ассоциация: $\text{Cop} + \text{Er} + \text{Q} + \text{Calc} + \text{Chlt} + \text{Alb} + \text{Akt}$.

Эпидозиты образуют линзообразные или неправильной, но несколько удлиненной формы тела. Намечается приуроченность медьсодержащих пропачитовых линз к границе между плотными и трещиноватыми миндалекаменными диабазами. В общем все эти многочисленные эпидозитовые линзы объединяются в две субпараллельные зоны мощностью 2-3 м (верхняя) и 0.5 м (нижняя) с расстоянием между ними около 20 м. Причем зоны состоят из кулис, представленных системой более мелких линз (рис.5).

Самородная медь образует или рассеянную вкрапленность (серые эпидозиты), или тонкие (несколько миллиметров) прожилки, гнезда, неправильной формы выделения, дендриты. Гнезда часто приурочены к полостям бывших миндалин. Ассоциация минералов в них: $\text{Cop} + \text{Calc} + \text{Q} + \text{Pen} + \text{Er}$. Медь приурочена к периферии гнезд. Встречаются прожилки состава $\text{Q} + \text{Cop} + \text{G}$ (очень редок). Как вторичные минералы по самородной меди развиваются $\text{Cup} + \text{Mal} + \text{Broch}$.

Другие проявления самородной меди в районе имеют близкий характер, причем самородная медь чаще всего обнаруживается в верхних горизонтах базальтовых покровов (агломератовых лавах и пористых шлакоподобных породах) или встречается в прожилках и жилах состава $\text{Q} + \text{Calc} + \text{Er} + \text{Cop}$.

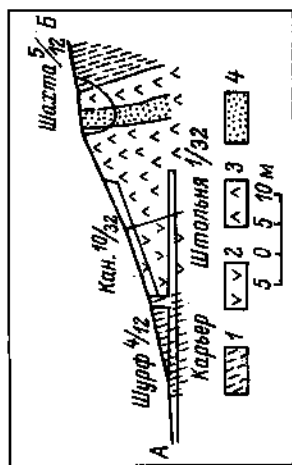
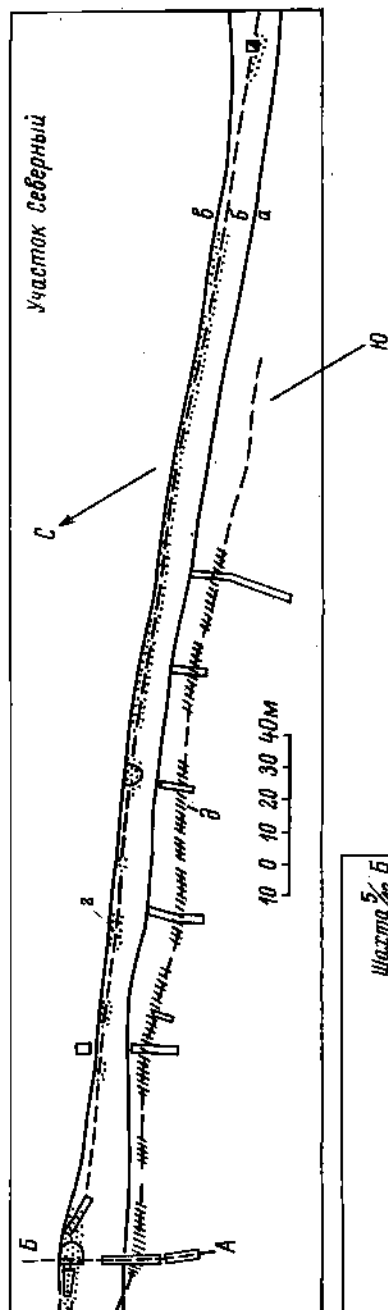


Рис. 5. Схема геологического строения и разрез участка Северного (месторождение Д-ва Медного, по материалам Чернышева и Гелевой [252]).

а - диабаз с офилитовой структурой; б - диабаз с пойкилитовой структурой; в - спилит; г - пролазит медьсодержащий; д - эпидиозит серый, медьсодержащий. На разрезе: 1 - спилит; 2 - диабаз оливиновый с офилитовой структурой; 3 - диабаз оливиновый с пойкилитовой структурой; 4 - пролазит медьсодержащий.

К В А Р Ц - к а л ь ц и т - х а л ь к о з и н о в а я ф о р м а ц и я . Халькозиновая минерализация на Новой Земле локализуется в полосе базальтовых покровов костиншарского комплекса от зал. Рогачева на севере до губы Пропащей и далее до бассейна р. Саханина на юге. Зоны с халькозином, являющиеся зонами дробления и гидротермальной переработки (карбонатизация) эффузивных пород (чаще всего пористых спилитов из верхних горизонтов покровов и агломератовых лав), вытянуты согласно с простираем вмещающих пород в северо-западном направлении. Они протягиваются на несколько километров, слагая почти непрерывное поле халькозиновой минерализации [297], и представляют собой либо брекчии, сцементированные кальцитом с незначительным количеством кварца и хлорита и рудными минералами, либо интенсивно трещиноватые зоны, состоящие из большого количества тонких переплетающихся трещинок, выполненных кальцитом и рудными минералами. Минеральный состав зон: $Chs + Bor + Q + Calc + Ep + Amph + Chlt + Op$, иногда Coq, Rut, Fl . С борнитом халькозином нередко образует субграфические структуры. Ассоциация гипергенных минералов: $Gov + Broch + Az$.

К в а р ц - х а л ь к о п и р и т о в а я ф о р м а ц и я . Эта минеральная формация представлена многочисленными проявлениями на Новой Земле, Вайгаче и Пай-Хое и является одной из наиболее типичных для провинции.

На Новой Земле проявления кварц-халькопиритовой формации приурочены к той же полосе базальтовых покровов костиншарского комплекса, что и описанные выше меденосные формации, причем наиболее интенсивно они развиты на участке между п-вом Медным и губой Тайной и в районе губы Поморки и мыса Горбатого. Халькопиритовая минерализация представлена либо вкрапленностью в измененных эффузивных породах (а иногда и во вмещающих терригенных породах), либо кварцевыми и кварц-карбонатными жилами и линзами с халькопиритом. Эти морфологические типы связаны и пространственно, и генетически. Жильная минерализация, например, всегда сопровождается вкрапленной во вмещающих породах. Халькопиритосодержащие прожилки и жилы кварцевого, кварц-эпидотового, кварц-кальцитового, кальцитового состава мощностью от нескольких сантиметров до 15 см нередко образуют широкие штокверковые зоны северо-западного простираения, приуроченные к наиболее передробленным и метаморфизованным (хлоритизированным) диабазам и трещинам отдельности в эффузивах. Минеральный состав: $Chalc + Pyr + Chs + Gal(?) + Q + Calc + Ep + Chlt$.

Северо-западный меденосный район Вайгача охватывает зону Главного вайгачского разлома примерно от широты Лапина Носа до п-ва Дыроватого. Типичными представителями проявлений этой кварц-халькопиритовой зоны являются Соболевское, Седовское, Утиное и другие месторождения.

Соболевское месторождение локализовано в жильном поле северо-северо-западного-юго-юго-восточного простираения, приуроченном к

зоне смятия и дробления среднеордовикских известняков и известковистых песчаников. Поле гетерогенно как по возрасту, так и по составу. Среди в основном безрудных жил кварц-карбонатного состава выделяется серия из пяти параллельных существенно кварцевых сульфидсодержащих жил, приуроченных к шарниру небольшой складки. Три жилы выходят на поверхность, две вскрыты буровыми скважинами. По относительному возрасту эти жилы являются наиболее поздними

Халькопиритсодержащие жилы имеют кальцит-кварцевый состав с резким преобладанием кварца, более позднего по отношению к кальциту. Сульфидная минерализация связана с кварцевыми зонами жил, где сульфиды образуют мономинеральные полосчатые зоны, гнезда, равномерную вкрапленность. Минеральный состав: $Chalc + Pyr + Calc + Q$, аксессуарные - $Gal, Sph, Bar, Br, Ap, St$.

Аналогичные геологические черты характерны и для других рудопроявлений кварц-халькопиритовой формации этого района, которые представляют единую систему кварц-сульфидных жил, наложенную на более раннее поле жил кварц-карбонатного состава. Интенсивность халькопиритовой минерализации усиливается на северо-запад.

На Пай-Хое многочисленные проявления кварц-халькопиритовой формации локализируются в наиболее глубоко эродированных участках ядра антиклинория и по геологическим особенностям могут быть подразделены на два типа: а) пирит-халькопиритовая минерализация вкрапленного типа в магматических породах; б) кварц-кальцит-пирит-халькопиритовая минерализация прожилково-вкрапленного типа в осадочных породах.

Вкрапленная пирит-халькопиритовая минерализация характерна для гидротермально измененных кальцитизированных, иногда несколько эпидотизированных плагиоклазовых и базальтовых порфиритов верхнепротерозойско-кембрийских комплексов, в меньшей степени для альбитофиров и липаритовых порфиров. Минерализация носит явно наложенный характер, она как правило убогая, с очень низким содержанием халькопирита. Такие проявления известны в районах метеостанции Югорский Шар и горы Нярейпэ, у оз.Тоинто, в бассейне р.Яр-кучеяга.

Прожилково-вкрапленная кварц-кальцит-пирит-халькопиритовая минерализация, связанная с осадочными протерозойскими и кембрийскими породами, развита значительно шире и представлена более богатыми проявлениями. Примерами проявлений этого типа являются группа рудопроявлений на р.Желтой и в районе озера Тоинто, рудопроявление горы Морейпэ, Северное рудопроявление и др. Все они приурочены к тектоническим зонам дробления и расщепления северо-западного-юго-восточного простирания, причем преимущественно к таким зонам, которые заложены вблизи контакта ордовика и доордовика. Сульфидная минерализация (рис.6) локализуется как в верхнепротерозойских сланцах, так и в терригенных породах ордовика. Особенно интересны рудопроявления, локализованные в ордо-

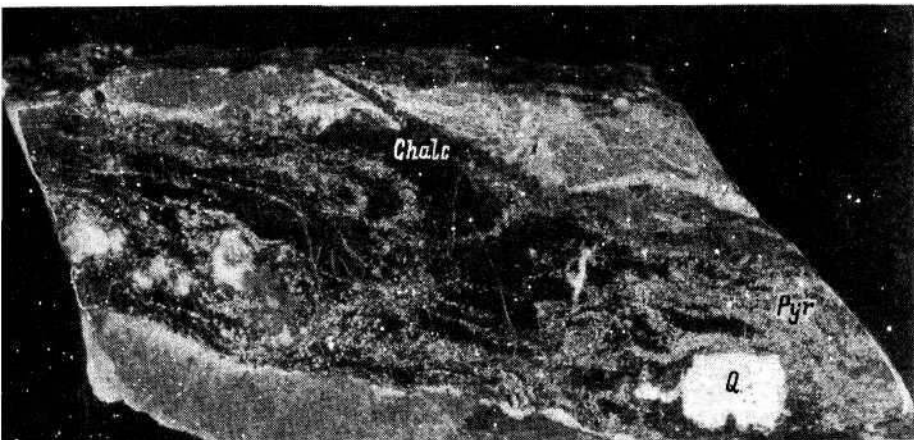


Рис. 6. Кварц-халькопиритовая жилка с псевдофлюидальной текстурой в песчанике. Natur, вел. Район оз.Тоинто.

викских сланцах и песчаниках, например в районе р.Желтой и на горе Морейлэ. Минеральные ассоциации: ранняя - $Q + \text{Chalc}$ (95%) → → поздняя - $Q + \text{Pyr} + \text{Calc}$. Обычно встречаются следующие минералы, относящиеся к дорудной терригенной ассоциации: $\text{Gr} + \text{Ol} + \text{Ap} + \text{Br} + \text{Tit} + \text{St} + \text{Ort} + \text{Sp} + \text{Sill} + \text{Mt} + \text{Chr}$.

Кварц-доломит-пирит-борнит-халькопиритовая формация. Примером этой формации, близкой по геологическим особенностям к описанной выше кварц-халькопиритовой, но отличающейся иным окисным состоянием меди и более разнообразным комплексом минералов является проявление горы Медной на севере Вайгача [32, 215, 297].

Район месторождения сложен карбонатными породами среднего ордовика, образующими пологопадающую на северо-восток толщу, осложненную разломами северо-западного направления. По простираению ее наблюдается ряд флексуообразных перегибов, разбитых сериями почти параллельных вертикальных кварц-кальцит-доломитовых прожилок. Иногда породы во флексурах брекчированы. Брекчии сцементированы кварц-карбонатным материалом с рудной минерализацией. Месторождение горы Медной приурочено к одной из таких флексур.

Рудомещающим является пласт так называемых „рудных“ доломитов мощностью 40-60 м, прослеживающийся на несколько километров. „Рудные“ доломиты - это серые мелко- и среднекристаллические породы с пятнистой текстурой, обусловленной наличием округлых выделений доломита. В „рудных“ доломитах часто наблюдаются горизонты полосчатой породы, в которых чередуются полосы серого и белого перекристаллизованного доломита с большим количеством мелких каверн и пор. Полосчатость, кавернозность и доломитизация являются дорудными, но эпигенетическими. Это, вероятно, следы

древнего водоносного горизонта. „Рудные“ полосчатые доломиты в пределах залежи сильно передроблены и перекристаллизованы. Халькопирит и другие рудные минералы цементируют доломитовые обломки, выполняют вместе с вторичным доломитом и кварцем каверны, трещинки, образуют густую сеть коротких неправильной формы прожилков и гнезд. Минеральный состав руд довольно сложный: главные минералы — Dol (I и II) + Q (I и II) + Pyr + Bor + Chalc + Sph, акцессорные минералы — Chs + Gal + Tenn + Ren + Lus + Germ + Vaser + Id. Характерны структуры распада борнит-халькопирит.

Кварц-халькопирит-сфалеритовая формация. На Новой Земле и Вайгаче по периферии районов развития кварц-халькопиритовой формации известны жильные халькопирит-сфалеритовые проявления. Это, например, карбонатно-кварцевые жилы мыса Ясару-Сале, устья р.Хэжэха, побережья губы Осьминина, мыса Лапи Нос, низовьев р.Сурияха и другие вайгачские проявления. В них по сути дела телескопированы две стадии минерализации: ранняя пирит-халькопиритовая и более поздняя сфалеритовая. Парагенетические ассоциации минералов: ранняя — Q + Pyr + Chalc, поздняя — Q + Sph + Gal + Calc.

На Пай-Хое жильные проявления кварц-халькопирит-сфалеритовой формации характерны для тех же районов, что и кварц-халькопиритовых (на северо-западе Пай-Хоя), но локализируются несколько ближе к внешней границе антиклинория. Наиболее типичным их примером является серия жил, обнажающихся на морском побережье к востоку от мыса Яра-Сале. Жилы залегают в эффузивно-терригенных породах (туфопесчаниках) соколинской свиты и приурочены к довольно мощным брекчированным зонам. В густой сети кварц-кальцитовых прожилков выделяются мощные (до 0,7-1 м и даже до 2 м) кальцитовые жилы с гнездами, а иногда с зонами сфалерита шириной до 20 см в зальбандах и с обильной вкрапленностью халькопирита и пирита. В наиболее передробленных участках жилы переходят в брекчию. Минеральный состав: Q + Calc + Pyr + Chalc + Sph. Последовательность кристаллизации сульфидов: Pyr → Sph → Chalc (время кристаллизации двух последних минералов перекрывается, иногда наблюдаются даже обратные возрастные соотношения, а между пиритом и сфалеритом, возможно, есть перерыв).

Карбонатно-сфалеритовая и карбонатно-сфалерит-галенитовая формация. Сфалеритовая и сфалерит-галенитовая телетермальная минерализация наиболее типична для Вайгача (здесь это главный минеральный тип), довольно широко представлена на Пай-Хое, отдельные ее проявления известны на Новой Земле.

Более сотни сфалеритовых и сфалерит-галенитовых проявлений сконцентрированы в полосе между низовьями р.Сурияха на Вайгаче и мысом Белый Нос на Югорском полуострове. Эта полоса совпадает с зоной вайгачских разломов. Здесь наряду с мелкими известны

сравнительно крупные месторождения, некоторые из них, например Раздельное, даже разрабатывались [32, 297]. В последовательности с северо-запада на юго-восток можно назвать следующие наиболее интересные проявления: Цинковый Нос, Талата-Сале, Пайгото, Красное, Раздельное.

Рудопоявление Талата-Сале, являющееся примером существенно сфалеритового проявления, находится на мысе Спрудже. Верхнеордовикские доломиты дислоцированы здесь в антиклинальную складку, разбитую серией диагональных (СЗ-ЮВ) трещинных зон и зон дробления. На их пересечении с кавернозными доломитами формируется рудная брекчия, представляющая собой обломки черных доломитов разной формы и размеров, сцементированных белым вторичным доломитом и сфалеритом. В пределах полуострова выделяется по крайней мере семь таких зон минерализации, хотя убогая вкрапленность сульфидов фиксируется и между ними. Минеральный состав: Dol + Sph + Pyr + Gal + Chalc + Fl.

Месторождение Раздельное, представляющее сфалерит-галенитовый тип, приурочено к юго-западному крылу пологой Варнекской синклинали, сложенной верхнеордовикскими доломитизированными известняками и доломитами (раздельнинская толща). Полиметаллическое оруденение приурочено к участку крыла синклинали, нарушенному крупным кососекущим разломом и серией поперечных тектонических нарушений, а также характеризующемуся наличием мощных зон межпластового дробления. Рудная минерализация локализуется в горизонтальных брекчий и в жильных зонах, поэтому выделяется два типа оруденения: пластовое и жильное. Рудные пласты представляют собой доломитовую брекчию, сформировавшуюся в результате дробления кавернозного доломита и сцементированную белым вторичным доломитом и рудными минералами — сфалеритом, галенитом, пиритом. За пределами зоны дробления рудные минералы и вторичный доломит выполняют каверны. Распределение рудной минерализации по пласту более или менее равномерное, но отмечается некоторое повышение концентрации галенита к кровле, а сфалерита — к подошве пласта. Жильный тип оруденения играет меньшую роль, хотя руды этого типа являются наиболее богатыми. Минеральный состав: Dol + Sph + Gal + Pyr + Calc + Bar + Fl. Формирование минерализации многостадийное. Ранняя стадия пиритовая, средняя — пирит-сфалеритовая, поздняя — галенитовая. Кальцит и флюорит — наиболее поздние минералы.

В общем для всех полиметаллических проявлений Вайгачской зоны разломов характерны их морфологическая, вещественная и генетическая однотипность с наметившейся сменой существенно сфалеритовой минерализации на сфалерит-галенитовую с северо-запада на юго-восток, а также пространственная близость проявлений, их приуроченность к одной зоне разломов и оперяющих их трещин, локализация в нарушенных дополнительных дроблением дорудных кавернозных зонах. Можно считать, что по крайней мере на протяжении 22 км от устья р.Талаты до п-ова Раздельного мы имеем дело

с зоной непрерывной минерализации, совпадающей с зоной брекчирования, мощность которой и содержание рудных компонентов очень непостоянны.

В Янгояхинской зоне на севере Вайгача серия проявлений халькопирит-сфалеритовой формации отличается (гора Цинковая, Академическое, Долгое и др.) несколько более разнообразным минеральным составом [297, 215]: $\underline{\text{Dol}} + \underline{\text{Q}} + \underline{\text{Sph}} + \underline{\text{Pyr}} + \underline{\text{Chalc}} + \underline{\text{Tenn}} + \underline{\text{Arg}} + \underline{\text{Germ}} + \underline{\text{Chs}} + \underline{\text{Gal}} + \underline{\text{Calc}}$.

На Новооземельском продолжении Янгояхинской зоны нами и Н.И. Тимохиным открыт ряд сфалерит-галенитовых проявлений (например, бухта Северная), сменяющихся к северу существенно галенитовыми [297]. Минеральный состав: $\text{Calc} + \text{Sph} + \text{Gal} + \text{Pyr} + \text{Q} + \text{Fl} + \text{Cls} + \text{Z}$.

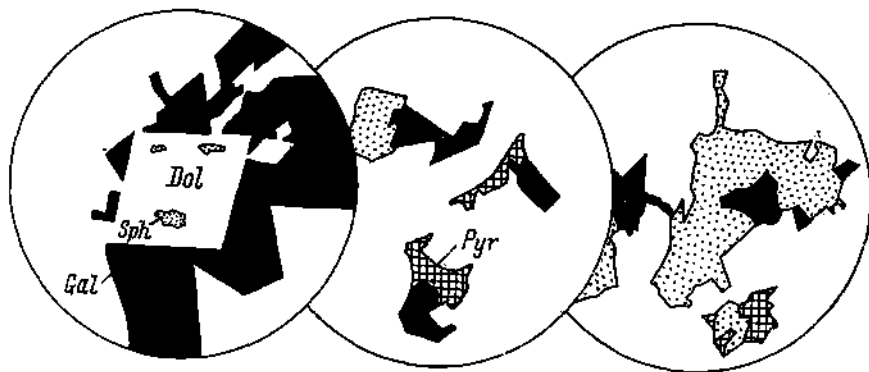
На Пайхойском антиклинории сфалерит-галенитовые проявления метасоматического и жильно-метасоматического характера известны к западу от зоны развития кварц-халькопирит-сфалеритовой формации в междуречье Крестовой и Амдермы, в зоне выходов протерозойских пород, а также на юго-западном крыле антиклинория, в области развития девонских отложений. Примером метасоматического оруденения является проявление на р.Крестовой, примером жильно-метасоматического – серия рудопроявлений на водоразделе рек Амдермы и Средней вблизи устья р.Средней.

Сфалерит-галенитовое проявление на р.Крестовой приурочено к зоне темно-серых известняков амдерминской свиты, характеризующихся интенсивной вторичной кальцитизацией и доломитизацией. Ширина зоны около 20 м. В темно-серых кальцитизированных известняках выделяется осветленная линза перекристаллизованных известняков мощностью около 2 м с неравномерной вкрапленностью галенита и сфалерита. Минеральный состав: $\underline{\text{Calc}} + \underline{\text{Dol}} + \underline{\text{Gal}} + \underline{\text{Sph}} + \underline{\text{Pyr}} + \underline{\text{Chalc}} + \underline{\text{Pm}}$. Представление о взаимоотношениях рудных минералов дает рис. 7.

В формировании рудопроявления отчетливо выделяются две стадии (рис.8), разделенные периодом дробления. Свинцово-цинковая минерализация связана со второй, сульфидной стадией.

Галенит-сфалеритовые жильные и жильно-метасоматические тела известны в Амдерминском районе (бассейны рек Средней и Водопадной). Минеральный состав практически тот же, что и в типичном метасоматическом теле проявления на р.Крестовой, но существенное значение приобретает ранний кварц (рис.9).

Сфалерит-халькопиритовая минерализация в фаменских терригенно-карбонатных породах юго-западного крыла Пайхойского антиклинория, типичным примером которой является проявление на горе Пестанмыльк, сформирована в результате гидротермальной переработки пиритоносных горизонтов фамена. На вкрапленную сингенетическую пирит-марказитовую минерализацию в зонах дробления накладывается эпигенетическая гидротермальная ассоциация: $\underline{\text{Q}} + \underline{\text{Calc}} + \underline{\text{Pyr}} + \underline{\text{Chalc}} + \underline{\text{Sph}} + \underline{\text{Gal}} + \underline{\text{Pyr}} + \underline{\text{Fl}}$. В отличие от



Минералы	Карбонатная стадия	Сфалерит-галенитовая стадия
Кальцит	—————	—————
Доломит	—————	—————
Пирит	—————	—————
Галенит	—————	—————
Сфалерит	—————	—————
	Деформация	пород

Обн. Т-9113	Замещение вмещающих пород	Выпадение жила и формирования метакристаллов
Кварц		—————
Кальцит	—————	—————
Пирит	—————	—————
Галенит	—————	—————
Флюорит	—————	—————

Обн. Т-9114	Замещение вмещающих пород	Выпадение жила и формирования метакристаллов
Кварц		—————
Сфалерит	—————	—————
Галенит	—————	—————
Халькопирит	—————	—————

Рис.7. Взаимоотношения рудных минералов в рудоносных известняках р. Крестовой. Увел. 20.

Рис.8. Диаграммы последовательности кристаллизации минералов на р. Крестовой.

Рис.9. Диаграммы последовательности кристаллизации минералов в жильно-метасоматических рудопроявлениях р. Средней.

всех других это проявление формировалось путем перераспределения вещества в пределах перерабатываемых горизонтов без привноса ого извне.

Что касается сфалерит-галенитовой формации в целом, то наибольший интерес, несомненно, имеет стратифицированный метасоматический тип проявлений, подобных Раздельному, на р. Крестовой и др.

Ф о р м а ц и я с а м о р о д н о г о ц и н к а . Нашими исследованиями в нескольких пунктах Южного острова Новой Земли установлены гидротермальные ассоциации минералов с самородным цинком. Хотя масштабы минерализации незначительны, но неоднократность находок, их закономерное положение в региональной минералогической зональности позволяют предположительно выделить формацию самородного цинка. Проявления приурочены к зонам эпигенетического изменения терригенно-карбонатных пород нижнего ордовика на юго-западном побережье Новой Земли. Минеральный состав: в районе пос. Русаново - $Z + Pyr + Sph + Hem + Tit + Fl$, терригенные минералы - $Zir + Ep + Turm + Ap$; на мысе Пещерном - $Z + Sph + Pyr + Fl + Br$.

По устному сообщению И. П. Никитенко, самородный цинк определялся и в протолочках руд некоторых полиметаллических проявлений Вайгача.

К в а р ц - с у л ь ф и д н о - ф л ю о р и т о в а я , к а р б о н а т н о - с у л ь ф и д н о - ф л ю о р и т о в а я и к а р б о н а т н о - ф л ю о р и т о в а я ф о р м а ц и и . Флюоритовая минерализация характеризуется исключительно широким распространением в пределах Пайхойско-Южноновоземельской провинции. Ее детальной характеристике посвящена специальная работа [278], поэтому здесь мы ограничимся лишь перечислением типичных минеральных ассоциаций.

Кварц-сульфидно-флюоритовый тип минерализации представлен многочисленными флюоритопроявлениями Амдерминского флюоритового района, включающего и широко известное Амдерминское месторождение [91, 98, 99, 101, 103, 122, 177, 187, 278, 291].

Все флюоритопроявления сосредоточены в узкой субмеридиональной зоне контакта верхнепротерозойских и нижнепалеозойских пород, протягивающейся на 22 км от побережья Карского моря (от лагуны Амдерма) на севере до верховьев р. Амдермы на юге,

Структура Амдерминского района (рис.10) характеризуется моноклиальным залеганием верхнепротерозойско-ордовикской карбонатно-спанцевой толщи с крутым падением слоев на северо-восток. Моноклиальное залегание слоев осложняется серией небольших флексуобразных перегибов, часто с разрывом, на юго-востоке и рядом небольших складок с неровными крыльями на северо-западе. На субмеридиональную складчатость наложена пологая субширотная. Складчатые структуры района осложнены крупным субмеридиональным сбросо-сдвигом с системой оперяющих его трещин.

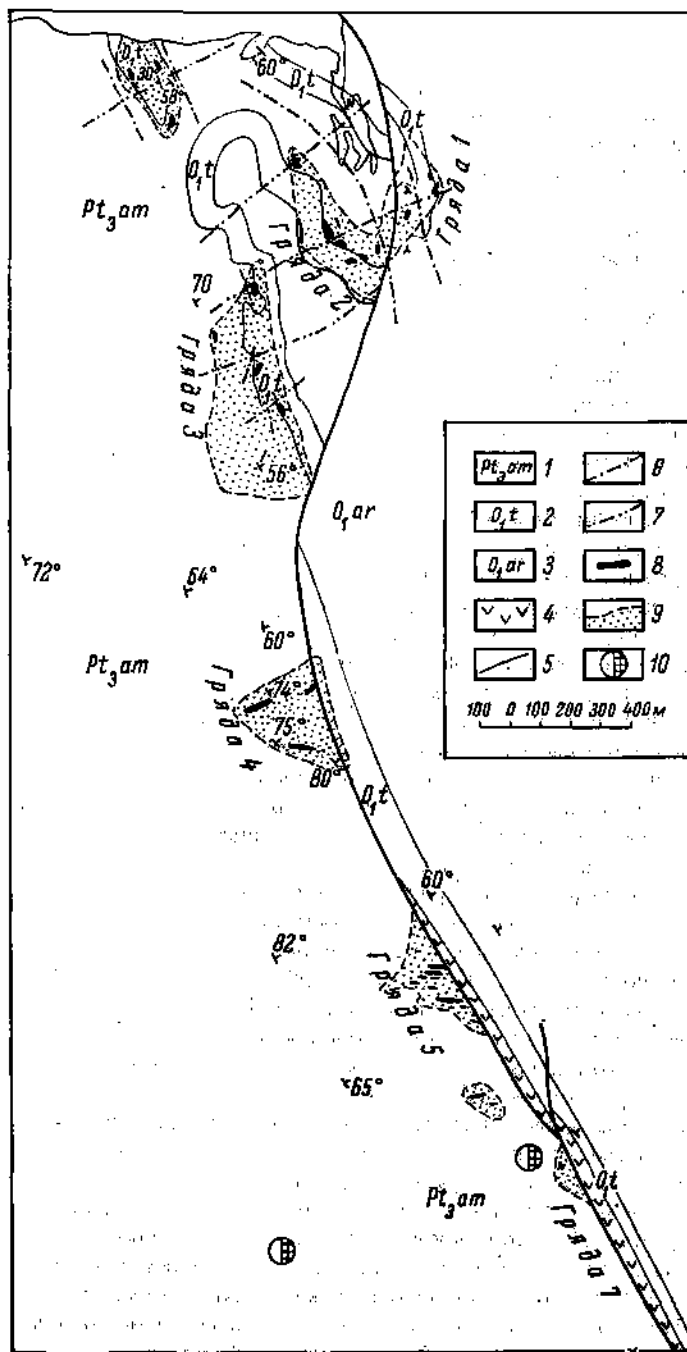


Рис.10. Геологическая карта Амдерминского флюоритового месторождения.

Флюоритовая минерализация прослеживается на всем протяжении зоны субмеридионального сбросо-сдвига, локализуясь в верхних горизонтах темно-серых известняков амдерминской свиты и в светлых серых тремадокских известняках.

Наиболее типичные рудные тела представляют собой маломощные флюоритовые прожилки или системы прожилков с резкими раздувами и как бы нависанными на них неправильной формы минерализованными камерами размером от десятков сантиметров до десятков метров.

Рудные тела группируются в флюоритовые узлы, выделяющиеся в рельефе в виде гряд вследствие более высокой крепости флюоритизированных пород. Гряды имеют порядковую нумерацию с севера на юг (гряды 1, 2, 3, 4, 5, 7); самая южная гряда называется грядой Беляева.

В строении рудных тел участвуют два взаимосвязанных типа флюоритового оруденения — метасоматическое (руды замещения) и гнездово-жильное (руды выполнения); их взаимоотношения хорошо видны на рис. 11. Минеральный состав тел: $Q + Fl + Pyr + Sph + Chalc + Calc + Gal$. Динамика формирования минерального парагенезиса флюоритопроявлений и месторождений Амдерминского района в обобщенном виде иллюстрируется схемой на рис. 11.

Кальцит-сульфидно-флюоритовый тип минерализации встречается в Южновоземельском флюоритоносном районе, но не очень широко. Он представлен лишь проявлениями губы Раковой [4, 178, 276, 297]. Здесь вдоль берега губы на протяжении более 10 км тянется зона гидротермально переработанных нижедевонских известняков и доломитов с кальцит-сфалерит-флюоритовой жильной, гнездовой и вкрапленной минерализацией. Минеральный состав: $Calc + Fl + Sph + Pyr + Germ + Ren. + Q$.

К карбонатно-сульфидно-флюоритовому типу относится также Бурданское проявление в Южнопайхойском районе с продуктивной ассоциацией: $Dol + Fl + Sph + Gal$.

Все прочие многочисленные флюоритопроявления, локализующиеся в нижедевонских известняках и доломитах на Новой Земле (например, район губы Черной) и в каменноугольных известняках Югорского побережья Пай-Хоя, относятся к карбонатно-флюоритовому типу. Характерная минеральная ассоциация — $Calc(Dol) + Fl + Q$, причем содержание кварца невелико (менее 10%). Иногда присутст-

1 - известняки $PR_3 \alpha m$; 2 - известняки O_t ; 3 - глинистые сланцы O_{dr} ; 4 - диабазы; 5 - зона субмеридионального разлома; 6 - оси продольных складок; 7 - оси поперечных складок; 8 - флюоритовые тела; 9 - область распространения жильной и вкрапленной минерализации; 10 - галенит-сфалеритовые проявления.

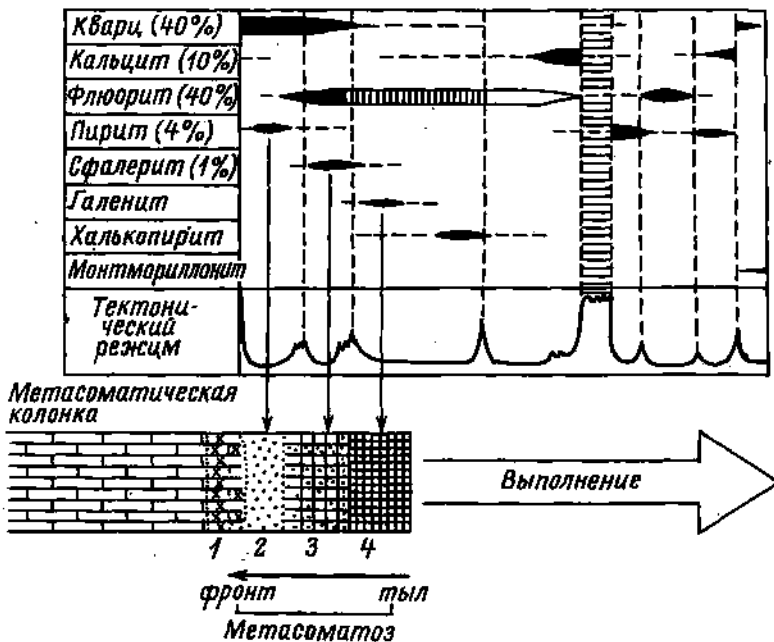


Рис.11. Обобщенная схема последовательности кристаллизации минералов при формировании Амдерминского флюоритового месторождения.

1 - фронтальная зона перекристаллизации кальцита; 2 - зона окварцевания; 3 - кварц-флюоритовая зона; 4 - тыловая флюоритовая зона.

ует сфалерит, содержание которого может быть довольно высоким (несколько процентов).

Своеобразным проявлением карбонатно-флюоритового типа являются проявления района Карских Ворот [278], имеющие четко выраженный стратиформный характер и представляющие густую тонкую вкрапленность флюорита в визейских известняках. Ассоциация эпигенетических минералов: Calc + Fl + Pyr + Chalc + Gal + Sph.

Карбонатно-сульфидно-флюоритовый и карбонатно-флюоритовый типы в общем очень близки друг другу.

Кальцит - кварц - целестин - барит - флюорит - сфалерит - сульфанитовая формация. Эта формация представлена очень большим количеством проявлений, локализованных исключительно в каменноугольных отложениях, сливающихся в практически сплошные согласные с общей структурой региона полосы. Наиболее крупная из них охваты-

вает юго-западную периклиналь Пайхойского антиклинория и тянется по его северо-восточному крылу от междуречья Силоваяхи и Кары до побережья Карского моря, локально совпадая с зоной разломов глубокого заложения. Вторая подобная полоса, но несколько меньшая по протяженности и кулисообразно-прерывистая, совпадает с выходами карбона на северо-восточной периклинали Вайгач-Южно-воземельского антиклинория. Эти полосы являются региональными зонами гидротермально-метасоматической переработки известняков и сланцев, выражающейся в перекристаллизации карбонатных пород, в замещении карбонатов кварцем, целестином, флюоритом, сульфидами и другими минералами и в формировании зон кварц-карбонатно-сульфидных жил и прожилков.

Поскольку гидротермальной переработкой охвачены карбонатные и сланцевые толщи, то в первых выделяется метасоматическая минерализация, во вторых - прожилковая.

Общий характер метасоматических зон и направленность изменений вмещающих известняков при их формировании иллюстрируются рис.12. Минеральный состав их: Calc + Q + Cls + Bar + Fl + Sph + Sulv + Term + Tet. Следует отметить, однако, что соотношение этих минералов по простиранию зон может заметно меняться, и тот или иной минерал выступает как определяющий.

В турнейских кремнисто-углисто-глинистых сланцах, переслаивающихся с тонкими прослоями глинистых известняков, зоны минерализации представлены многочисленными прожилками и жилами, выполненными поперечно-шестоватым кварцем и кальцитом и содержащими те же минералы, которые встречаются на этих участках и в метасоматических зонах (рис. 13). Концентрация рудных минералов в прожилках выше, чем в метасоматических телах, хотя сами прожилки и жильные зоны занимают меньший объем и с точки зрения поисков промышленного оруденения менее интересны. Однако они являются прекрасным поисковым признаком на метасоматические зоны, поскольку их минеральный состав в каждом конкретном участке строго отражает состав зон мраморовидных пород.

Кроме специфичности самих минеральных ассоциаций этой формации обращает на себя внимание необычный характер некоторых минералов (например, высокое содержание марганца и кадмия в сфалеритах), на чем мы остановимся при характеристике их типоморфизма.

Ф о р м а ц и я к а л ь ц и т — к в а р ц - с ф а л е р и т о в а я с б л е к л ы м и р у д а м и и м е д н о - г е р м а н и е в о - м ы ш ь я к о в ы м и с у л ь ф о с о л ь м и . Формация представлена многочисленными проявлениями в периклинальных частях обоих антиклинориев. По своим геологическим особенностям, морфологии, условиям формирования эти проявления очень похожи на описанные выше жильные проявления кальцит-кварц-целестин-барит-флюорит-сфалерит-сульванитовой формации и отличаются от них главным образом тем, что место сульванита

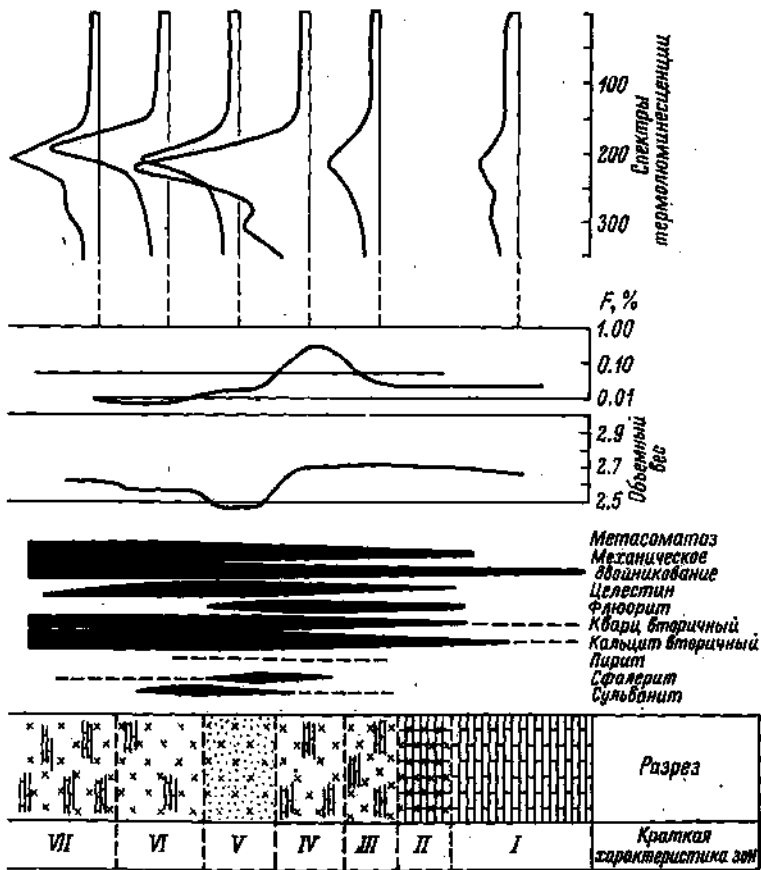


Рис.12. Строение, минеральный состав и физические свойства пород гидротермальной метасоматической зоны со сфалеритом и сульфаниитом. Р.Путью.

I - вмещающий известняк темно-серый, неизмененный; II - известняк светло-серый, перекристаллизованный, с гнездами кальцита и флюорита; III - кальцит крупнокристаллический с кварцем, с частыми реликтами известняка; IV - кальцит с редкими реликтами известняка; V - кальцит-кварцевая крупнокристаллическая порода; VI - кальцит с редкими реликтами известняка; VII - кальцит с частыми реликтами перекристаллизованного известняка.

в парагенезисе занимают минералы группы сульфосолей. Проявления несколько отличаются друг от друга по составу сульфосолей и по ассоциациям минералов, в связи с чем можно выделить два подтипа:

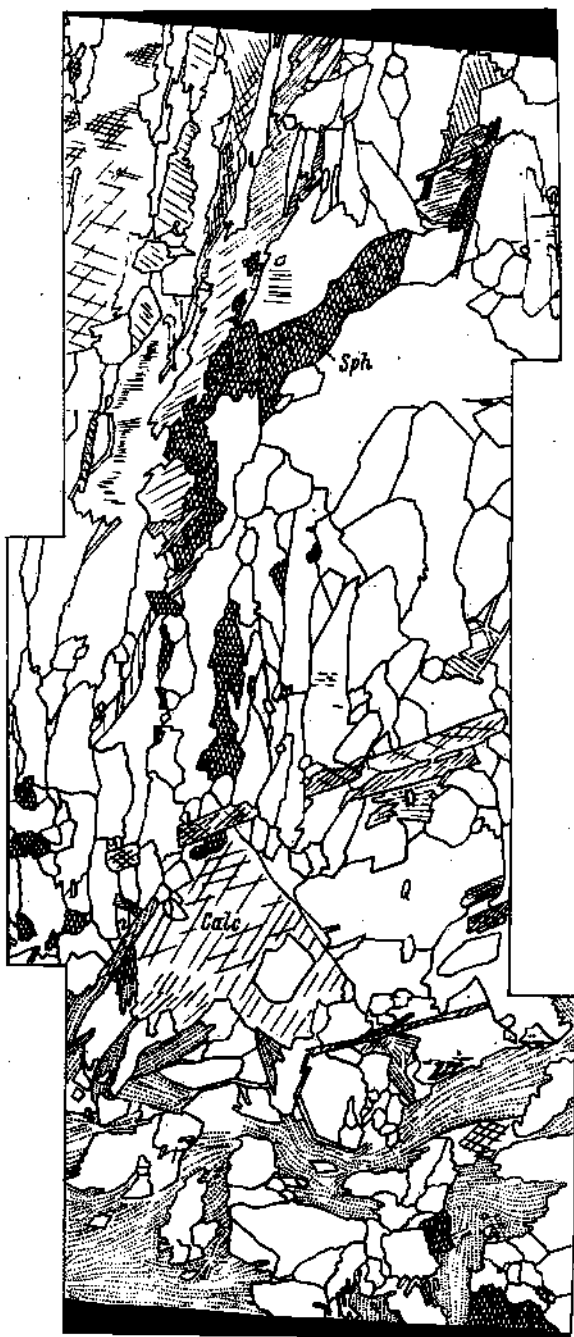


Рис. 13. Кварц-кальцитовый прожилок со сфалеритом. Р.Путью.

а) теннантит — ванадиево-мышьяково-германитовый (среднее течение р. Силоваяха) с ассоциацией $Q + Calc + Tenn + Vasger + Sph(Cd)$;

б) тетраэдрит-джулукупитовый (нижнее течение р. Силоваяха) с ассоциацией $Q + Calc + Tet + Dju + Sph(Mn) + Chalc + Aik + Ser$.

Кроме перечисленных минералов в некоторых проявлениях встречаются *En, Col, Ren*. На Новой Земле открыта новая кадмиевая разновидность — тетраэдрит-*Cd*.

Сульфидно(?) — баритовая формация. В юго-восточной части линейной зоны гидротермальной переработки визейских карбонатных пород, локально совпадающей с региональной тектонической зоной повышенной проницаемости, преимущественное развитие получает баритовая эпигенетическая минерализация [275, 298]. Примером ее является Карское баритовое месторождение, представляющее крупную пластообразную метасоматическую залежь с нерезкими контактами, хорошо выраженной зональностью и типичными полосчатыми метасоматическими текстурами руд (рис.14). Минеральный состав: $Bar(85-95\%) + Q + Calc + Fl + Sulv + Pyr + Antr$, иногда $Sph(Mn)$. Динамика формирования минерального парагенезиса представлена на диаграмме (рис.15).

Сульфидно(?) — целестиновая формация. Целестин выступает как один из ведущих минеральных компонентов в проявлениях кальцит-кварц-целестин-барит-флюорит-сфалерит-сульфавитовой формации. Содержание его может достигать десятков процентов (район Путью), и проявления могут рассматриваться как существенно целестиновые [275].

Целестиновая минерализация известна на Новой Земле в бухте Каменка [275, 295]. Она локализуется в доломитах жединского возраста и представлена гнездовой и жильно-метасоматической зонами. Метасоматические зоны практически мономинеральные, целестиновые, только в крупных кристаллах и особенно в интерстициях между ними сохраняются реликты незамещенного доломита. Минеральный состав: $Cls + Dol + Pyr + Calc$.

Кальцит-реальгар-аурипигментовая формация. Эта формация представлена проявлением на левом берегу р. Кары, находящимся в зоне сочленения Пай-Хоя с Уралом. Серия кальцит-реальгар-аурипигментовых жилок мощностью 2-3 см залегает в живетских светло-серых сахаровидных водорослевых известняках. Реальгар и аурипигмент встречаются в виде обособленных выделений в центральной части жил, иногда занимают всю мощность жилы. Внутреннюю часть гнезд слагает реальгар, аурипигмент развивается на их периферии. Кроме того, в перекристаллизованных известняках встречаются неправильной формы реальгар-аурипигментовые гнезда до 70 мм в поперечнике. Среди реальгара наблюдаются мелкие (до 5 мм) призматические кристаллики водяно-прозрачного кварца. Минеральный состав проявлений: $Real + Aurip + Calc + Q$.

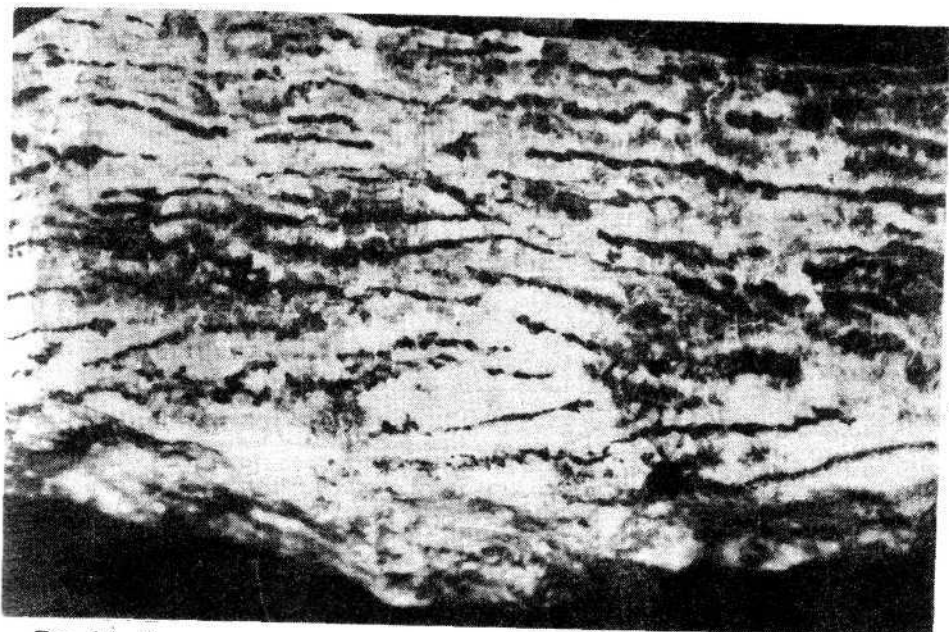


Рис.14. Ритмично-полосчатое строение баритовой залежи.

Карбонатная формация. Эпигенетические карбонаты (кальцит, доломит) широко развиты во всей провинции. Они формируют жильные или гнездовые поля, согласные пластовые зоны как в результате собирательной перекристаллизации карбонатных пород, так и в процессе привноса карбонатного материала в минерализованные полости. Наиболее интересные кальцитовые зоны с крупными кристаллами кальцита обнаружены на юго-восточном Пай-Хое (широтный отрезок р.Кары) и на северо-западе Вайгач-Южно-Новоземельского антиклинория, в районе мыса Соколова. Зоны чаще мономинеральные, кальцитовые, морфологические типы кальцита весьма разнообразны.

Кальцит-антраксолитовая формация. Наличие крупных скоплений антраксолита, характеризующегося высоким содержанием ванадия (более 20% V_2O_5 в золе) и ряда других элементов (никеля, молибдена, вольфрама), всегда считалось особенной чертой новоземельской эпигенетической минерализации. Антраксолит также постоянно наблюдается в рудах и перекристаллизованных разностях доломитов на п-ве Раздельном на Вайгаче и в кальцитовых жилах на Югорском побережье.

Антраксолит встречается в породах широкого возрастного интервала — от силурийских до каменноугольных, и везде он приурочен к кальцитовым гнездам и прожилкам, выполняет остаточные пустотки в их центральных частях. Скопления антраксолита встречались даже в покровах эффузивов — в кальцитовых миндалинах и гнездах кальцита [3, 4, 71, 228, 297]. Однако наиболее интенсивные прояв-

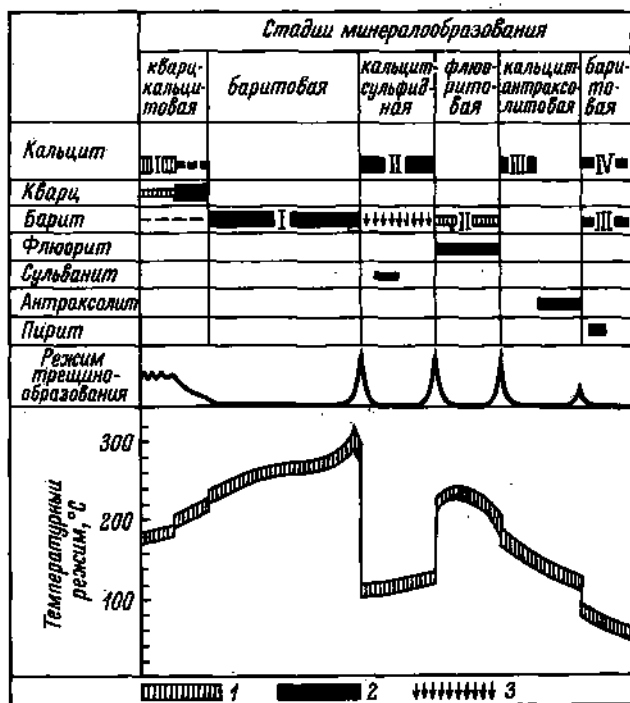


Рис. 15. Последовательность кристаллизации минералов.

1 - перекристаллизация; 2 - кристаллизация (в том числе с замещением); 3 - растворение.

ления кальцит-антракосолитовой минерализации тяготеют к выходам карбона на периклиналях Вайгач-Южноновоземельского антиклинория (мыс Соколова на Новой Земле, Югорское побережье). Здесь антракосолит встречается в виде тонкой вкрапленности в известняке, выполняя мелкие поры, в виде корочек и примазок по плоскостям скольжения, по поверхностям стилолитов, а также в виде антракосолитовых и кальцит-антракосолитовых жил и гнезд (рис. 16). Размер антракосолитовых гнезд достигает 20 см в поперечнике. Они имеют неправильную, несколько удлиненную форму и группируются в зоны мощностью от 1-1.5 до 5 м с содержанием антракосолита до 78-80%. Мощность кальцит-антракосолитовых жил достигает 0.8-1 м. Минеральный состав: Antr + Calc + Pyr + Chalc + Fl + Clz + Sph + L. Последовательность кристаллизации минералов, формирующих минерализованные зоны на мысе Соколова, дана на рис. 17.

Кварцевая формация. Кварцевые жилы с прозрачным кварцем в жеодах, приближающимся по свойствам к горно-

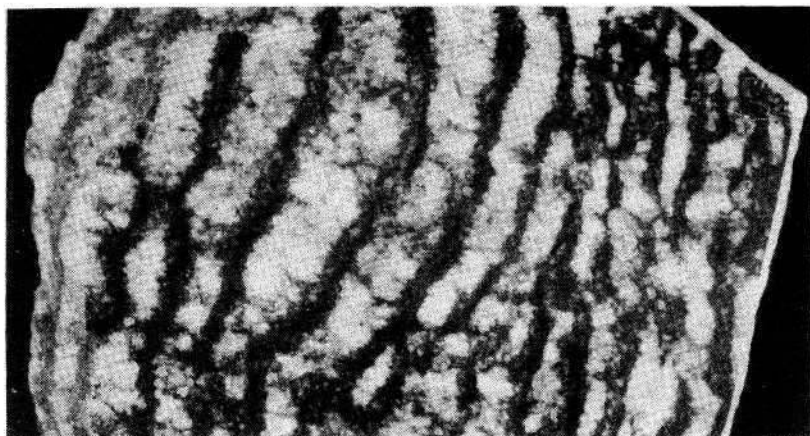


Рис.16. Кальцит-антраксолитовые агрегаты. Натур. вел. Мыс Соколова, Новая Земля.

му хрусталю, довольно обычны на Пай-Хое и Новой Земле. Для Пай-Хоя наиболее характерны следующие типы: а) жилы и гнезда в терригенных породах PR_3 в O_1 на северо-востоке Пай-Хоя; б) кварцевые щетки на стенках трещин в эйфельских песчаниках; в) жилы в девонских глинистых и кремнистых сланцах в бассейне р. Силоваяха. На Южном острове Новой Земли наиболее широко представлены: а) кварцевые гнезда и жилы в покровах и дайках основных пород; б) кварцевые жилы с щетками кварца в зонах дробления пермских алевролитов; в) кристаллы в кварц-кальцитовых жеодах в кавернозных зонах нижнесилурийских известняков. Минеральный состав всех этих типов минерализации довольно простой, обычно Q или $Q + Calc$.

А п о ф и л л и т - ц е о л и т о в а я ф о р м а ц и я .
 Цеолитовая минерализация, представленная ломонтитом и анальцимом в ассоциации с апофиллитом, была встречена при проведении буровых работ на юго-западном борту Карской кольцевой депрессии [287]. Цеолиты наблюдаются в керне скв. 21, где в интервале глубин 208.0-212.3 м в брекчии подсечена зияющая трещина, ориентированная почти параллельно оси керна. Ширина трещины в раздувах до 25 мм, местами она снижается до нескольких миллиметров. Стенки ее покрыты эффектными щетками цеолитов и парагенных им минералов, местами трещина выполнена этими минералами на всю мощность. Минеральный состав трещинного выполнения: $Laum + Anal + Aroph + Pyg + Calc + Bar$. Последовательность их кристаллизации иллюстрируется диаграммой на рис.18.

Проявления цеолитовой формации - это первый достоверно установленный результат развития процессов кайнозойского гидротермального минералообразования в провинции.

П и р о л ю з и т - п с и л о м е л а н о в а я ф о р м а ц и я . Марганцевородное оруденение юго-восточного Пай-Хоя свя-

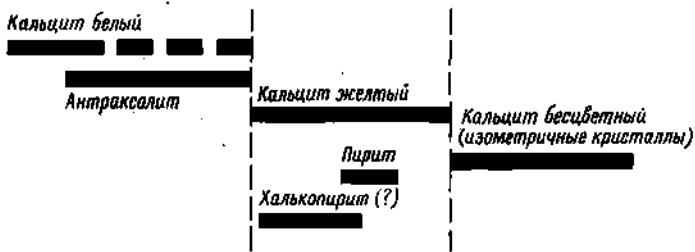


Рис.17. Последовательность кристаллизации ассоциирующих с антраксолитом минералов. Мыс Соколова, Новая Земля.

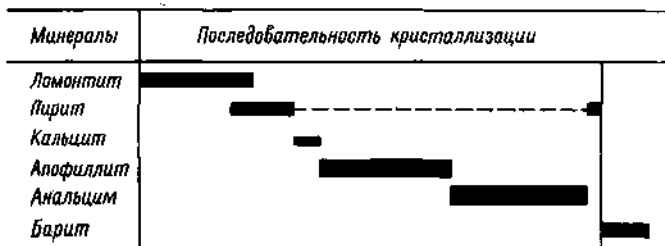


Рис.18. Последовательность кристаллизации минералов цеолитового парагенезиса. Карская депрессия.

зано с гидротермальной переработкой яшмовидных пород и яшм верхнедевонского возраста. Эти породы характеризуются относительно высоким содержанием марганца, варьирующим от 2 до 6%. В зонах брекчирования и жильных зонах яшмоиды гидротермально изменены, заметно осветлены. В прожилках появляются марганцовые минералы, преимущественно псиломелан (рис.19). Псиломелан цементирует обломки брекчий, в том числе и обломки жильного и кристаллического кварца, формируя брекчиевые руды с высоким содержанием марганца (33-54%). Подобные проявления встречаются на рр.Каре, Силоваяхе и их притоках [31, 145]. Ассоциация минералов: Q + Prl + Psil + Hem.

Даже этот очень краткий обзор минеральных формаций гидротермального генезиса раскрывает очень широкое видовое разнообразие гидротермальной минерализации провинции. Очень отчетливо выступает закономерная смена минеральных ассоциаций во времени и пространстве, несомненно, отражающая единую глобальную эволюцию гидротермального процесса. Этим проблемам мы посвятим специальные главы, ограничившись пока лишь приведенными выше данными об устойчиво повторяющихся сообществах минералов и условиях их нахождения. В обобщенном виде они суммированы в табл.2 и на при-

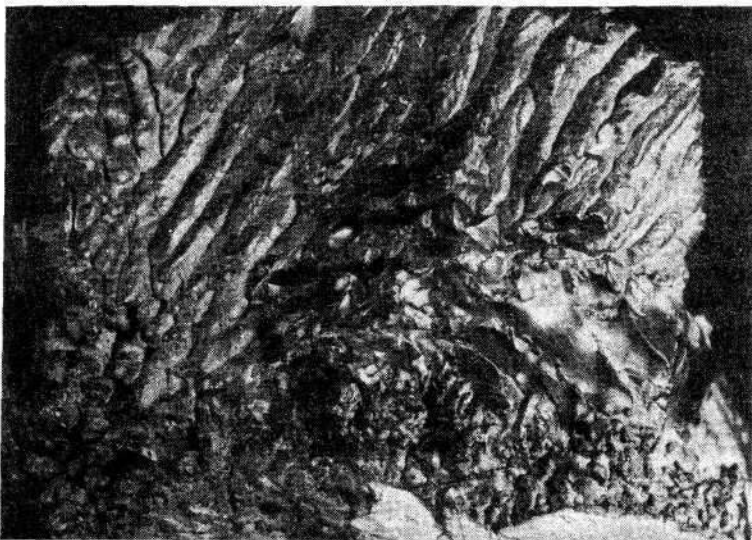


Рис.19. Агрегат псиломелана. Натур. вел. Силловское месторождение.

лагаемой минералогической карте (рис.2, см. вкл.). Отметим, что многие минеральные формации региона являются реально или потенциально рудными, представляющими кроме минералогического утилитарный интерес.

Комплексы древних кор выветривания

В истории формирования осадочного чехла провинции фиксируется ряд перерывов в осадконакоплении (гл.П), связанных с континентальным режимом во всей провинции или по крайней мере в отдельных ее частях. Развивавшиеся в эти периоды гипергенные процессы могли формировать площадные или локальные коры выветривания со специфическими комплексами минералов. К сожалению, пока о них мы знаем немного, во-первых, из-за слабой изученности древних кор, во-вторых, вследствие ограниченного их сохранения от последующего разрушения. Некоторые данные, полученные в связи с решением проблемы бокситоносности, имеются лишь по девонским корам выветривания на юго-восточном Пай-Хое.

В области сочленения Урала и Пай-Хоя, в Карско-Силловском районе, по данным ПГРО „Северуралгеология” (И.В.Максимович, С. Д, Петров, В. А. Розаев и др.) и Института геологии Коми филиала АН СССР (В. С.Цыганко, А. И. Першина), в разрезе палеозойской кар-

бонатной формации устанавливают три алито- и бокситоносных уровня: нижнефранский, живетский и нижнеэйфельский (элиховский).

Аллиты, сиаллиты и бокситы представлены невыдержанными по мощности прослоями и линзами и имеют пятнистую текстуру, обусловленную скоплениями диаспоровых бобовин, сцементированных диаспорово-глинистым веществом. Различия между горизонтами определяются главным образом содержанием диаспора; наиболее бокситоносным является живетский горизонт; тип бокситов хлорит-диаспоровый.

Минеральный состав бокситов: $\text{Diasp} + \text{Thu} + \text{Chlt} + \text{Hmica} + \text{Pyr} + \text{Calc} + \text{Q} + \text{Hgt} + \text{Rut} + \text{Tit} + \text{Zir} + \text{Ulm} + \text{Ap} + \text{Turm} + \text{Mt} + \text{Gr} + \text{Amph} + \text{Ep} + \text{Fs} + \text{Hem} + \text{Gal} + \text{Chalc}$,

Сиаллиты состоят главным образом из трех минералов: $\text{Chlt} + \text{Hmica} + \text{Pph}$.

Минералогические данные, в первую очередь сходство ассоциаций аксессуарных минералов, свидетельствуют о едином источнике поступления материала, формирующего все алито-бокситоносные горизонты, однако положение этого источника и пути переноса материала остаются проблематичными.

С о в р е м е н н ы е г и п е р г е н н ы е к о м п л е к с ы

Пайхойско-Южноновоземельский регион является типичным арктическим регионом, поэтому условия современного гипергенного минералообразования здесь довольно специфичны. Специфичность полярного гипергенеза определяется в первую очередь тремя особенностями: а) высокой интенсивностью физической (морозной) дезинтеграции минералов; б) слабой интенсивностью химических процессов, подавляемых низкотемпературными условиями; в) очень хорошей сохранностью слабоустойчивых минеральных продуктов гипергенеза, обусловленной консервирующим эффектом низких температур. Следует подчеркнуть, что гипергенное минералообразование в полярных условиях изучалось весьма слабо, но имеющиеся данные [11, 51, 263, 270, 304, 305] указывают на развитие здесь очень своеобразных минералообразующих процессов, нехарактерных для других климатических зон. Всестороннее изучение геохимии и минералогии гипергенеза в пределах Пайхойско-Южноновоземельской провинции является актуальной проблемой предстоящих исследований, поэтому здесь мы рассмотрим лишь наиболее характерные или наиболее особенные гипергенные минеральные ассоциации, сформированные в результате выветривания горных пород и минеральных месторождений.

**М о р о з н а я д е з и н т е г р а ц и я м и н е р а -
л о в .** В зонах сезонного оттаивания вечной мерзлоты на поверхностных выходах горных пород, рудных и других минеральных тел в условиях провинции происходит весьма энергичное морозное раз-

рушение. Все минералы дезинтегрируются до мучнистой фракции, которая выносятся поверхностными водами. Поскольку интенсивность дезинтеграции при прочих равных условиях определяется хрупкостью и наличием спайности минералов, то разные ассоциирующие минералы разрушаются неодинаково. В кварц-карбонатных жилах быстрее разрушаются и выносятся карбонаты, в кальцит-флюоритовых телах - флюорит, в проявлениях самородной меди дольше всего сохраняется сама медь, которая накапливается в виде самородков и т.п.

Таким образом, процесс морозной дезинтеграции минералов приводит в поверхностных условиях к направленному исключению из любых минеральных ассоциаций минералов в последовательности, определяющей их хрупкостью. Это явление наиболее резко выражено в минеральных телах, сложенных относительно крупными индивидами.

Г и п е р г е н е з с у л ь ф а т н ы х п о р о д . На одном из Алабастровых островов в Костином Шаре и на о-ве Междущарском обнажается крутопадающая ангидритовая толща серпуховского возраста с видимой мощностью 120 м, содержащая конкреционные карбонатные стяжения. На поверхностных выгодах ангидрита формируется сплошная горизонтально-слоистая гипсовая „шляпа" мощностью 1.5-2 м, местами до 3 м с ровной и резкой нижней границей. Процесс гипсофикации ангидрита протекает с увеличением объема, поэтому в результате местами происходят "вспучивание" гипсовой „шляпы" и формирование крупных полых бугров вспучивания [270]. В процессе формирования зоны гипергенеза по ангидритам происходит существенный привнес водорода и кислорода, составляющих кристаллизационную воду. Минеральный состав зоны гипергенеза: $G1$ (зернистый) + $G11$ (гигантокристаллический) + реликтовая ассоциация минералов замещаемых ангидритов ($Anh + Calc + Dol + Cls + Pir + Ep + Px + Sph + Fl$).

Гипсовая „шляпа" довольно устойчива и хорошо сохраняется.

Г и п е р г е н е з п и р и т и з и р о в а н н ы х о с а д о ч н ы х т о л щ . В разрезе верхнего протерозоя и палеозоя выделяется несколько интенсивно пиритизированных сланцевых толщ, содержащих горизонты пиритовых конкреций ($PR3, D_3, C1$). В результате окисления пирита, интенсивность которого, особенно в зонах вечной мерзлоты, может быть очень высокой, и связанного с ним сернокислотного выветривания вмещающих силикатных пород формируется комплекс вторичных сульфатов и окислов, среди которых преобладают $G + Hgt$, реже встречаются слабо устойчивые к выветриванию $Alun, Hal, Jar, Mel, Roz, Laus$. Наблюдались случаи образования вторичного пирита в небольших карстовых полостях [270].

Г и п е р г е н е з с у л ь ф и д н о - ф о с ф а т с о д е р ж а щ и х т о л щ . Исключительно интересные и, пожалуй, уникальные гипергенные минералообразующие процессы развиваются в нижневизейских фосфоритсодержащих глинисто-углисто-кремнистых сланцах. В летние периоды в результате интенсивного окисления пирита в вышележащих толщах образуется большое коли-

чество серной кислоты, сильно подкисляющей поверхностные фильтрующие воды ($\text{pH} = 1.5-3$). Сернокислотное воздействие на фосфорит-содержащие сланцы приводит к формированию гелей $\text{Al-Fe}^{3+}\text{-SO}_4\text{-P}_2\text{O}_5$ состава, коагулирующих в железоалюмофосфатосульфатные гели. В процессе эволюции этих гелей формируется широкий комплекс гипергенных сульфидов и фосфатов: $\text{Wav} + \text{Cran} + \text{Barr} + \text{Mel} + \text{Roz} + \text{Laus} + \text{Hal} + \text{Alun} + \text{Jar} + \text{G} + \text{Eps}$, а также большое число недиагностированных (в том числе и, возможно, новых) минералов.

Окисление сульфидных месторождений. Во всех сульфидных месторождениях и рудопроявлениях провинции отмечаются процессы приповерхностного окисления руд. Особенно интенсивно они развиваются на медноколчеданных проявлениях, многие из которых имеют хорошо выраженную зону окисления. О распространении процессов окисления на глубину данных практически нет. Перечислим ассоциации гипергенных минералов, наиболее характерные для зон окисления, развивающихся по главным типам сульфидной минерализации: сульфидный кобальт-медно-никелевый тип - $\text{Mill} + \text{Born} + \text{Hgt} + \text{Cop} + \text{G} + \text{Brv}$ (Центральный Пай-Хой); пиритовый тип - G (р-н губы Долгой); тип самородной меди - $\text{Cup} + \text{Broch} + \text{Mal}$; халькозинитовый тип - $\text{Broch} + \text{Bor} + \text{Cov} + \text{Mal} + \text{Hgt}$ (р-н Костина Шара); халькопиритовый тип - Mal (Соболевское месторождение); борнит-халькопиритовый тип - $\text{Az} + \text{Chs} + \text{Cov} + \text{Cop} + \text{Mal}$ (гора Медная); халькопирит-сфалеритовый тип - $\text{Mal} + \text{Az} + \text{Sm} + \text{Hgt}$ (проявления запада Вайгача); сфалерит-галенитовый и галенитовый типы - $\text{Sm} + \text{Crs} + \text{Hgt}$ (Раздельное месторождение), $\text{Bor} + \text{Chs} + \text{Cov} + \text{Mal}$ (гора Цинковая); сфалерит-пирит-флюоритовый тип - $\text{Sm} + \text{Mal} + \text{Az} + \text{Cov} + \text{G} + \text{Hgt}$ (Амдерминское месторождение); сфалерит-сульванитовый тип - $\text{Mal} + \text{Vn} + \text{Cop}$, сфалерит-сульфосольный тип - $\text{Mal} + \text{Az} + \text{Hgt} + \text{Skor} + \text{Pri}$ (проявление на р. Силоваяха).

В целом, чем разнообразнее минеральный состав первичных руд, тем богаче комплексы гипергенных минералов.

Глава IV. МИНЕРАЛЬНЫЙ КАДАСТР ПРОВИНЦИИ

Минеральный кадастр Пайхойско-Южноновоземельской минералогической провинции довольно обширен. К настоящему времени минералогическими исследованиями выявлен 161 минерал. Следует отметить, что многие минералы представлены несколькими конституционно устойчивыми разновидностями, в том числе открытыми впервые и характерными только для этой провинции (например, сфалерит-Mn, сфалерит-Cd, тетраэдрит-Cd и др.). Все это свидетельствует о существенном прогрессе в изучении минералогии провинции, достигнутом в последние годы. Десять лет назад здесь было известно всего несколько десятков минералов, и ни один из них не был глубоко изучен. В то же время нужно отметить, что в других очень детально изученных провинциях с близкими геолого-минералогическими особенностями описывается обычно 180-200 минералов. Горизонты предстоящих минералогических поисков, следовательно, здесь все еще достаточно широки.

Список всех известных в провинции минералов в порядке общепринятой кристаллохимической классификации приведен в табл. 3, в которой дано также их распределение по главнейшим генетическим группам. Наиболее разнообразен минеральный состав метаморфогенных и гидротермальных комплексов.

Обращает на себя внимание высокая доля сульфидов (24%) и окислов с гидроокислами (15%) в минеральном кадастре провинции, в сумме преобладающих над силикатами (32%). Эта "сульфидность" является характерной чертой провинции, отражающей ведущую роль гидротермального минералообразования. Обычно „сульфидный показатель" кадастра подобных провинций не превышает 20%, а окисный - 10%. В то же время очень низка доля сульфатов, несмотря на наличие сульфатолитов в осадочном разрезе (7% по сравнению с обычными 15-20%). Разнообразие сульфатной составляющей провинциальных кадастров минералов, как известно, определяется не столько сульфатолитными комплексами, сколько гипергенными, в первую очередь минералогическими особенностями зоны окисления сульфидных месторождений. Низкий „сульфатный показатель" кадастра наводит на мысль о специфике рудноокислительных процессов

Т а б л и ц а 3

Кристаллохимическая и генетическая классификация минералов
Пайхойско-Южновоземельской минералогической провинции

Минерал	Минеральные комплексы							
	осадочных пород		магматических пород	метаморфогенных образований	гидротермальных и гидротермальных образований	древних кор выветривания	зон современно-го гипергенеза	минералы россыпей
	эутигенные	аллотигенные						
<u>Самородные элементы</u>								
*Медь				+++	+++		+	+
Золото								+
Свинец					+++			
Цинк					+++			
Графит				+++				
Алмаз								+
α-сера					+++		+++	
<u>Карбиды</u>								
Муассанит			++					
<u>Сульфиды</u>								
Халькозин					++++			++
Борнит					+++			
Идаит					+			
Аргиродит					+			
*Пентландит			+++		+			
*Сфалерит					++++			+++
*Вюртцит					++			
Алабадин					++			
Халькопирит	++		++++	+++	++++			+++
Станнин					+			
Теннантит					+++			+
Тетраэдрит					+++			+
Германит					+			
Реньерит					+			
Колусит					+			
Ванадиево-мышьяковый германит					++			
Сульванит					++++			++
Энаргит					++			
Люшонит					+++			
Кубанит					+			
*Пирротит			++++	+++	++			
Никелин			++					
Миллерит			++	++	++			

Т а б л и ц а 3 (продолжение)

Минерал	Минеральные комплексы							
	осадочных пород		магматических пород	метаморфогенных образований	гидротермальных и гидротермальных образований	древних кор выветривания	зон современного гипергенеза	минералы россыпей
	аутигенные	аллотигенные						
*Галенит					+++++			+++
Кюварь								+
Ковеллин							+++	
Висмутин					+			++
Айкнит					+			++
*Пирит	+++		++	+++	++++	+++	+++	+++
Бравойт			+++					
Мельниковит-пирит							++	
Кобальтин (джулукуит)			++		++			
*Герсдорфит			++					
Марказит			++					
Арсенопирит								++
Молибденит								+
Реальгар					++			
Аурипигмент					++			
<u>Галосениды</u>								
Галит							++	
*Флюорит	++				+++++			+++
<u>Окислы и гидроокислы</u>								
Куприт					++		+++	
Вюстит					?			
Шпинель		++						++
Магнетит		+++	++			++		++
*Титаномагнетит (ульвитмагнетит)		+++	+++					++
Хромит		+++						
Гетеролит								
Корунд								+
Гематит		++		++	++++	++		++
*Ильменит		+++	+++	++	++	++		+++
Кварц	+++	+++++	+++	+++++	+++++	+++	++	+++++
Кюэсит				++				
Криptomелан					+++		+++	
Пирролюзит					+++		++	
Псиломелан					+++		+++	

Т а б л и ц а 3 (продолжение)

Минерал	Минеральные комплексы							
	осадочных пород		магматических пород	метаморфогенных образований	гидротермальных и гидротермальных образований	превних кор выветривания	зона современного гипергенеза	минералы россыпей
	аутигенные	аллотигенные						
Рутил		+++				++		+++
Касситерит					?			+++
Анастаз		++						++
Брукит		++						++
Ванадиевая охра							+++	
Диаспор						+++++		
Гётит					+++	+++	+++	+++
Бемит						++		
Гидрогётит					++	++	+++	++
<u>Карбонаты</u>								
Магнезит	++				++			
Смитсонит					++		++	
Сидерит	+++				+++			++
Родохрозит				++	++			
*Кальцит	+++++	++	+	+++	+++++	+++	+++	+++
Доломит	+++++	++			+++++			++
Анкерит	+++		++	++	+++		++	
Арагонит					++			
Стронцианит	?				?			
Черуссит							+++	
Азурит							++++	
Малахит							+++++	
<u>Сульфаты</u>								
Ангидрит	++++			++	++			
*Целестин	++				+++			
*Барит	++	++			++++			
Ярозит								+++
Броантит								++++
Мелантерит							+++	
*Роенит							+++	
Эпсомит							+++	
Лаусенит							+	
Алуноген							++	
Галотрихит							+++	
Гипс					++		+++	
Копьялит							++	
Мирабилит							++	

Таблица 3 (продолжение)

Минерал	Минеральные комплексы							
	осадочных пород		магматических пород	метаморфогенных образований	гидротермальных и гидротенных образований	древних кор выветривания	основ современного гипергенеза	минералы россыпей
	аутигенные	аллотригенные						
<u>Вольфраматы</u>								
Шеелит			++					
Вольфрамит					++			
<u>Фосфаты, арсенаты, ванадаты</u>								
Крандаллит							++	
Апатит		+++	++++			++		+++
Монацит		+						+
*Вавеллит							+++	
Штрэнгит (баррандит)							++	
Скородит							+++	
Синкозит							++	
<u>Силикаты</u>								
Оливин		++	+++					+
Гранаты								
Гроссуляр		+++	+++	++++		++		+++
Андрадит		+++	+++	++++		++		+++
Альмандин		+++	+++	++++		++		+++
Пироп				+++				+
Циркон		+++	++	+++		++		+++
Кианит		++		++				++
Силлиманит				++				++
Топаз				+++				++
Ставролит				+++				++
Датолит				++	++			++
Титанит		+++	+++	++++	+++	++		+++
Цолезит		++	+++	++++				+++
Эпидот		+++	+++	++++		++		+++
Ортит				+++				+
Везувиан				+++				
Пренит				++++				
*Аксенит				+++	+++			
Турмалин		++				++		++
Пироксены:								
Диопсид			+++	++				+++
Энстатит			+++	++				+++
Гиперстен			+++	++				+++

Т а б л и ц а 3 (продолжение)

Минерал	Минеральные комплексы							минералы россыпей
	осадочных пород		магматических пород	метаморфогенных образований	гидротермальных и гидротермальных образований	древних кор выветривания	зон современного гипергенеза	
	вулканогенные	аллювиальные						
Амфиболы:								
Тремолит		++	+++	+++				
Актинолит		++	+++	+++	+++			
Глаукофан		++	++	++				
Роговая обманка		+++	+++	++		++		
Антофиллит				+++	+++			
Родонит				++				
Апофиллит					+			
Мусковит		+++	+++	+++		+++		
Пирофиллит		++				+++		
Бисит		++	+++					
Гидрослюда		++		++				
Монтмориллонит		++			++		+++	
Хлориты		+++		+++++	+++++	++++		
Пеннин				+++				
Клинохлор				+++				
Тюрингит						+++		
Каолинит						++	++	
Антигорит			++	++				
Хризотал				+++				
*Анальцим					+++			
Полевые шпаты								
Анортит		++	+++					
Лабрадор		++	+++					
Андезит		+++	+++					
Олигоклаз		+++	+++			++		
Альбит		+++	+++					
Микроклин		++	+++					
Ортоклаз		+++	+++			++		
Диаспор				++				
Скаполит				++				
*Ломонтит					++			
Томсонит				+				
<u>Минералоиды</u>								
Al-P ₂ O ₅ -SO ₄ -гели							+++	

Т а б л и ц а 3 (продолжение)

Минерал	Минеральные комплексы							
	осадочных пород		магматических пород	метаморфогенных образований	гидротермальных и гидротермальных образований	древних кор выветривания	зон современного гипергенеза	минералы россыпей
	аутигенные	аллотигенные						
Fe-Al-P ₂ O ₅ -SO ₄ -гели							+++	
Колофан							+++	
Эвансит							+++	
Аллофан							+++	
Опал							++	
Кварцевое стекло								
Полевощпатовые стекла								+++
Гагат								
*Янтарь								++++
Гильсонит					+++			
Греemit					+++			
Антраксолит					++++			

П р и м е ч а н и е . +++++ - очень широко распространенный минерал; ++++ - широко распространенный; +++ - обычный; ++ - редкий; + - аксессуарный; ? - недостаточно диагностированный минерал. Звездочкой отмечены минералы, детально описанные автором или его сотрудниками (см. с. 354).

в условиях Пайхойско-Южноновоземельской провинции либо свидетельствует о слабой минералогической изученности зоны окисления рудных месторождений и вообще всего гипергенного минералообразования.

В этой главе мы приведем сжатую кадастровую характеристику минералов, укажем их распространенность в провинции и отметим основные особенности конституции и свойств. Для более детального ознакомления с теми или иными минералами будут даны, где это возможно, ссылки на опубликованную литературу. Наиболее интересные минералы, отличающиеся ярко выраженным типоморфизмом и имеющие важное генетикоинформа-

ционное значение, а также ряд минералов-индикаторов рудоносности и представляющих особое утилитарное значение будут детально описаны в гл. V.

Порядок описания принят тот же, что и в табл. 3. Кристаллохимические формулы даются, по А.С. Поваренных [168] или по Х. Штрунцу [260], с коэффициентами, отражающими по возможности реальный химический состав. Результаты химических анализов и другие аналитические данные приводятся выборочно. Иллюстрационный материал дается весьма ограниченно. Следует отметить, что на детальность и кадастровых, и специальных описаний накладывает определенный отпечаток весьма различная степень изученности минералов.

Самородные - элементы

Распространение основных самородных элементов в провинции показано на рис. 20.

Медь - Cu. Самородная медь довольно широко распространена в районе пролива Костин Шар на Южном острове Новой Земли, где ее многочисленные гипогенные проявления связаны с эпидотизированными базальтоидами - "пропащитами".

Медь образует тонкую вкрапленность или встречается в виде маломощных, в несколько миллиметров, прожидок, небольших гнезд, неправильной формы выделений, дендритов (рис. 21). Медь вместе с парагенными ей кварцем, кальцитом, пеннином и эпидотом выполняет миндалины, причем распределяется она по периферии гнезд. При раскалывании и выветривании медь выделяется в виде самородков почти до килограмма весом (особенно крупные самородки меди встречаются в полосе спилитов). Наблюдается вполне отчетливая закономерность, иллюстрирующая процесс конкреционной концентрации, т.е. уменьшение количества тонковкрапленной меди с увеличением размера ее самородков. Изредка самородная медь наблюдается в виде тонких корочек на стенках трещин. На ряде участков, например гора Утюг, медь встречается в кварцевых жилах. Наблюдалась кварцевые прожилки, в которых самородная медь ассоциировала с гипсом.

Цвет самородной меди в свежих образцах желтовато-розовый, блеск сильный металлический. Часто ее зерна покрыты розовато-бурой пленочкой окисления и становятся матовыми. В отраженном свете цвет медно-красный, медь изотропна. Отражательная способность:¹ $R_{487} = 44.7-49.7$, $R_{483} = 48.0-53.8$,

¹ Здесь и далее отражательная способность приводится в процентах.

Рис. 20. Схема распространения самородных минералов и муассанита.

1 - медь; 2 - свинец; 3 - цинк; 4 - сера; 5 - муассанит.

$R_{640} = 54.0-59.7$, $R_{580} = 69.2-77.7$,

$R_{642} = 78.0-86.0$, $R_{755} = 69.0-77.3$.

Твердость низкая - 90-128 кгс/мм².

Локальный рентгеноспектральный анализ с помощью микрозонда „Самеса“ не обнаружил в меди каких-либо примесей. По данным изучения нескольких образцов, ее состав соответствует составу 100%-го медного эталона. Качественно устанавливается только присутствие серебра. По данным оптического микроанализа, выполненного на LMA-1, в меди присутствуют примеси Mn, Mg, Si, Ca, Al, Fe, Cd (следы), связанные с включениями породообразующих минералов. Несколько выше содержание серебра (в среднем 246±8,2 г/т). Присутствие в меди серебра в количестве до 100 г/т отмечалось и раньше [75]. Намечается определенная связь отражательной способности и твердости с содержанием серебра: более высокосеребристая медь характеризуется относительно повышенной отражательной способностью и пониженной твердостью. Особенности распределения серебра в зернах самородной меди, установленные В.Н. Каликовым [81], свидетельствуют о самоочистке зерен меди и миграции примесного серебра из них во вмещающие породы, что является следствием их метаморфизма. При окислении меди по ее зернам развиваются куприт, малахит, брошантит.

Кроме гипогенных месторождений самородная медь встречается в виде вторичного минерала по сульфаниту вместе с малахитом и ванадиевыми охрами. Форма выделений весьма разнообразна, но чаще это тонкие иголки, проволочки, пластинки,





Рис. 21. Самородная медь в пропашите. Новая Земля.

ориентированные удлинением перпендикулярно поверхности замещаемого сульфаниита. Этот гипергенный тип меди широко представлен на Пай-Хое (бассейны р. Силовая, Путью). Встречаются единичные зерна меди в протолочках сульфидных медно-никелевых руд из центральнопайхойских базитов. Очевидно, в этом случае медь также гипергенна.

Более детально характеристика меди дана в работах [46, 75, 81, 221, 252, 297, 330].

Золото - Au. Золото обнаружено только в шлихах современного аллювия на Центральном и юго-западном Пай-Хое. Встречается оно довольно часто в количестве 1-4 округлых или остроугольных зерен размером 0.1-0.5 мм неправильной, реже пластинчатой формы. Цвет золотисто-желтый со слабым красноватым оттенком. Золото химическим анализом установлено в сульфидах п-ова Медного на Новой Земле, на основании чего К.К. Демочкин [53] предполагает присутствие его в виде минеральных микровключений.

Свинец - Pb. Мелкие (около 0.5 мм) зёрна самородного свинца в количестве от единичных знаков до 0.5 г/т. часто встречаются в протолочках кварц-кальцит-антраксолитовых жил и метасоматических тел в районе залива Рогачева на Новой Земле. Самородный свинец в виде единичных знаков наблю-

дается также в протолочках руд свинцово-цинкового месторождения Раздельного на о-ве Вайгач.

Цинк - Zn. Самородный цинк обнаружен в трех пунктах Новой Земли: у пос. Русаново в зонах эпигенетического изменения пестроцветных ордовикских песчаников в ассоциации со сфалеритом, пиритом, гематитом и терригенными минералами; на мысе Пешерном в кавернозных известняках среди песчаников в ассоциации со сфалеритом, пиритом, реальгаром, аурипигментом; в бухте Северной в кавернозных нижнесилурийских известняках в такой же ассоциации [297]. В этих местах самородный цинк встречается в виде тонких металлических пластинок серебристо-белого цвета с бугристой неровной поверхностью и с белым порошковатым налетом вторичных продуктов. По рентгенограммам состав пластинок расшифровывается как смесь самородного цинка и каламина. По данным лазерного микроспектрального анализа, в цинке содержится незначительная примесь меди, железа и следы Al, Ca, Mg, Mn, Si. По устному сообщению И.П. Никитенко, подобные зерна встречались на Вайгаче, но минерал не был диагностирован. Главные линии дебаграммы:² 4.12 (9), 3.22 (5), 2.33 (4), 2.17 (6), 2.11 (10), 1.299 (4), 1.156 (3).

Графит - C_{∞}^2 . Единичные включения плотного порошковатого графита обнаружены в миндалинах метаморфизованных базальтоидов костиншарского комплекса на п-ове Медном. Вероятно, графит является продуктом кристаллизации довольно часто встречающегося здесь антракосолита.

Алмаз - C. Небольшой обломок (менее миллиметра) октаэдрического кристаллика алмаза найден в базальных нижеордовикских конгломератах на Пай-Хое.

Сера - S₈. Прожилки самородной серы мощностью до 0.3 см, образующие густую сеть в визейских известняках, встречены в керне скв. 42 на юго-восточном крыле пайхойского антиклинория на глубине 258.3 м. Сера зеленовато-желтого цвета, сливная, кристаллическая. Остродипирамидальные кристаллы серы встречаются также на северо-восточном крыле антиклинория на р. Каре, несколько выше устья р. Силоваяха, на стенках каверн в тех же перекристаллизованных визейских известняках. Цвет кристаллов соломенно-желтый. Главные линии дебаграммы: 3.88 (10), 3.25 (5), 1.906 (4), 1.787 (3), 1.728 (3), 1.614 (3).

Как продукт окисления полиметаллических руд самородная сера отмечалась на месторождении Раздельном на Вайгаче.

² Межплоскостные расстояния в Å; в скобках указана интенсивность линий.

Карбиды

Муассанит - SiC . Единичные остроугольные обломки муассанита размером около 0.5 мм, нежно-голубого цвета встречены в 20%-х протолочек сиенитов торасовейского комплекса [243].

Сульфиды

Распределение главных сульфидов в провинции показано на рис. 58, 77, 80, 85.

Халькозин - Cu_2S . В провинции встречается как гипогенный, так и гипергенный халькозин. Гипогенный халькозин наиболее характерен для Южного острова Новой Земли, где многочисленны проявления кварц-халькозиновой формации образуют широкую зону, локально совпадающую с выходами метаморфизованных базальтоидов костиншарского комплекса. Кроме того, халькозин встречается в медноколчеданных рудах на горе Медной (халькозин I), на Вайгаче и на горе Морейпэ на Пай-Хое. Гипергенный халькозин отмечается в зоне окисления всех медных месторождений, но наиболее обычен он на горе Медной (халькозин II).

В новоземельских проявлениях халькозин встречается в виде светло-серой и серовато-голубой разновидностей, между которыми существуют постепенные переходы. Нередко образует субграфические структуры с борнитом. Главные линии дебаеграммы β -халькозина: 3.14 (5), 2.36 (6), 2.19 (4), 1.965 (10), 1.863 (10), 1.692 (6), 1.081 (6). По литературным данным, в халькозине фиксируются до 40 г/т серебра и присутствие золота. Для халькозина из проявления Морейпэ на Пай-Хое характерны примеси цинка (0.02%), марганца (0.001%), следы олова, содержание серебра $6 \cdot 10^{-4}\%$ [75, 252, 297].

Борнит - Cu_5FeS_4 . Наиболее характерен борнит для медноколчеданных руд горы Медной на Вайгаче, где вместе с халькопиритом он является одним из главных минералов, а также для некоторых медных месторождений Новой Земли, в частности для п-ова Медного, где встречается в сростаниях с халькозином и халькопиритом в кварц-сульфидных жилах и штокверках.

На горе Медной борнит образует борнит-халькопиритовые и борнит-сфалеритовые структуры распада твердых растворов, реже встречается в виде мономинеральной вкрапленности и прожилок в доломитах. Во всех случаях зерна борнита переполнены включениями халькопирита. Поскольку освободиться от включений практически невозможно, реальные химические составы сильно варьируют в пределах $(0.96 \div 1.00) \cdot [\text{Cu } 1.84-4.05$

$\text{FeS}_{2.55-3.36}] + (0.00-0.04)\text{ZnS}$. Примесь халькопирита в борните составляет 0-25%, в среднем 12%. Элементы-примеси: свинец (0.004%), молибден ($6 \cdot 10^{-4}$), следы цинка, марганца, титана. Главные линии дебаеграммы: 3.13 (7), 2.72 (8), 2.49 (6), 1.931 (10), 1.369 (4), 1.117 (8). Параметр элементарной ячейки $a_0 = 10.925 \pm 0.01 \text{ \AA}$. Средняя плотность завышена в связи с включениями халькопирита - 4.96 ± 0.08 , твердость 231 ± 10 кгс/мм². Борнит также встречается в зоне гипергенеза многих сульфидных медьсодержащих месторождений [252, 297, 215].

И да и т - Cu_5FeS_6 . Исключительно редкий минерал. Отмечались включения в халькопирите из проявлений Костина Ша-ра и на горе Медной [215].

А р г и р о д и т - $\text{Ag}_8(\text{Sn, Ge})\text{S}_8$. Мелкие включения аргиродита отмечались в сфалеритовых рудах горы Цинковой на Вайгаче; диагностированы оптическим и рентгеноструктурным методами [215].

П е н т л а н д и т - $(\text{Fe; Ni})^{[6]}(\text{Fe; Ni})_8^{[4]}\text{S}_8$. Широко представлен пентландит в зонах сульфидной кобальт медно-никелевой минерализации, связанной с базальтоидами центральнопайхойского комплекса, где является одним из главных минералов [157, 158, 291]. Наиболее высокое его содержание (4.17%) характерно для шпировых разностей руд. Как правило, ассоциирует с пирротинном и халькопиритом. Образует изометричные включения преимущественно по периферии шпиров или вкрапленников (рис. 22), тонкие прожилки в пирротине, пламевидные структуры распада твердого раствора в пирротине.

Кроме Центрального Пай-Хоя пентландит встречен в виде тонкой вкрапленности в небольших пирротинных шпирях в диабазах рейнекского комплекса на п-ове Русанова на Новой Земле. Химический состав, определенный локальным рентгеноспектральным анализом, соответствует формуле $(\text{Fe}_{4.16}\text{Ni}_{5.12} \cdot \text{Co}_{0.08})\text{S}_8$. Главные линии дебаеграммы: 5.800 (6), 3.020 (10), 2.890 (7), 2.301 (5), 1.930 (8), 1.772 (10), 1.308 (5), 1.255 (5), 1.028 (8). Отражательная способность заметно выше, чем у пентландита других регионов: $R_{437} = 30.2$, $R_{483} = 32.6$, $R_{540} = 36.9$, $R_{580} = 38.6$, $R_{642} = 40.5$, $R_{755} = 44.4$. Твердость 195.1-222.8, в среднем 209.3 кгс/мм².

С ф а л е р и т - ZnS . Это один из главных гидротермальных минералов провинции, определяющих ее облик. Сфалерит является сквозным минералом, встречающимся во всех гидротермальных формациях, кроме того, в ряде формаций выступает как ведущий минерал парагенезиса. Характеризуется исключительно широкими вариациями конституции и свойств, отражающими особенности минералогенезиса. По конституционным осо-

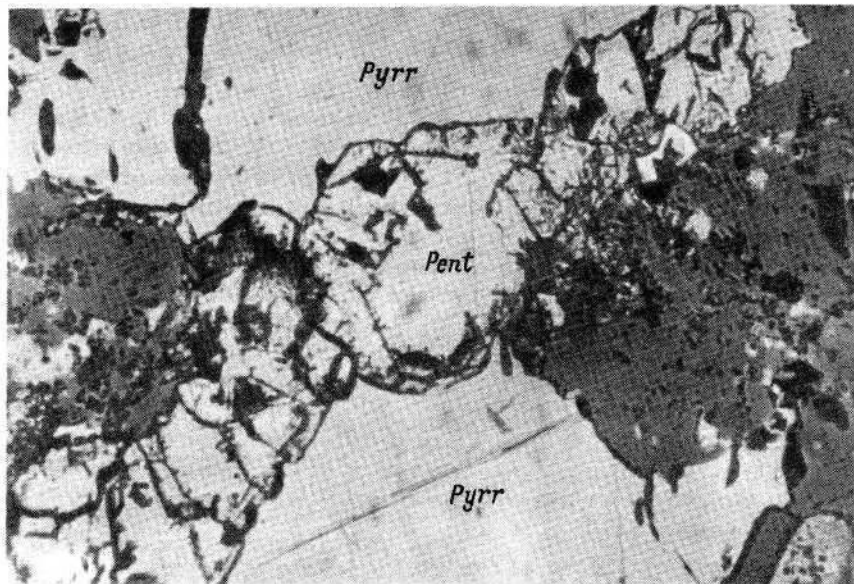


Рис. 22. Выделение пентландита в пирротине. Пентландит замещается бравоитом. Увел. 40. Центральный Пай-Хой.

бенностям устанавливается четыре главных разновидности: малопримесная, сфалерит-Fe10, сфалерит-Mn15, сфалерит-Cd7.3 В соответствии с изоморфизмом меняются и свойства сфалерита. Детальная характеристика сфалерита будет дана в главе, посвященной индикаторным свойствам минералов. Данные о сфалерите подробно опубликованы в литературе, особенно в работе [281].

Вюртцит - ZnS . Несколько разориентированный политип вюртцит-6H встречен нами в ассоциации со сфалеритом-Mn и ванадиево-мышьяковым германитом в кварц-кальцитовых жилах, секущих углисто-глинисто-кремнистые сланцы каменноугольного возраста в среднем течении р. Силоваяха. Вюртцит образует удлиненные пирамидальные гексагональные кристаллы с поперечной штриховкой (рис. 23). Цвет красновато-бурый до светло-желтого с зеленоватым оттенком. Политипы 2H, 4H, 6H фиксируются в виде синтаксических сростков в марганцевистых и кадмиевых сфалеритах. Более подробно политипная структура сфалерита будет рассмотрена яри его специальном описании.

³ Цифровые показатели - предельное установленное содержание изоморфных компонентов (FeS, MnS, CdS) в молекулярных процентах.

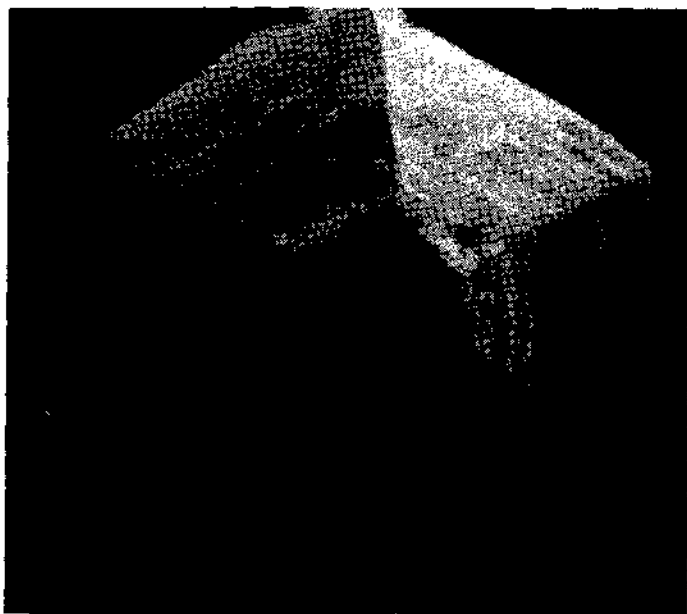


Рис. 23. Вюрцит-4Н. Увел. 40. Пай-Хой.

Алабадин - MnS . Единственный образец α -алабадина, представленного оранжево-красными зернами, найден нами в среднем течении р. Силоваяха. Алабадин встречается вместе со сфалеритом-Mn и сульванитом в кварц-кальцитовых прожилках в черных турнейских сланцах северо-западного крыла антиклинория. Главные линии дебаеграммы: 2.60 (10), 1.836 (10), 1.504 (7), 1.167 (9), 1.064 (6).

Халькопирит - $CuFeS_2$. Так же как и сфалерит, халькопирит является очень широко распространенным минералом в провинции, составляющим основную минеральную массу в телах медноколчеданных проявлений. Состав меняется в пределах $CuFeS_{1,65} - CuFeS_{2,13}$; параметры элементарной ячейки: $a_0 = 5.264 - 5.299 \text{ \AA}$, $c_0 = 10.383 - 10.503 \text{ \AA}$, $a/c = 0.5011 - 0.5085$; плотность 3.565-4.140. Многие свойства халькопирита типоморфны [269].

Станнин - Cu_2FeSnS_4 . Очень редок, встречен как аксессуарный минерал в протоlochках полиметаллических южно-вайгачских проявлений.

Теннантит - $Cu_4^I Cu_2^{II} (As, Sb)_4 [Cu^I S_2]_6 S_\infty^3$.

Мышьяковый член ряда блеклых руд, теннантит, распространен в пределах провинции достаточно широко. Он присутствует в сфе-

леритовых, сфалерит-галенитовых и халькопиритовых рудопоявлениях Вайгача (гора Цинковая, гора Медная, Утиное, Цинковый Нос и др.), в кварц-кальцитовых жилах, секущих каменноугольные сланцы на юго-западном крыле Пайхойского антиклинория, в флюорит-сфалеритовых проявлениях губы Раковой на Новой Земле. Состав одного образца из юго-западного крыла Пайхойского антиклинория: $(\text{Cu}_{10,869} \text{Ag}_{0,082} \text{Zn}_{1,639})_{12,590} \cdot (\text{As}_{2,584} \text{Sb}_{1,416})_{4,000} \text{S}_{13,000}$; формульные соотношения крайних членов меняются в пределах $(\text{As}_{2,101-2,584} \text{Sb}_{1,899-1,416})$.

Развернутая характеристика теннантита дана в статье [284].

Тетраэдрит - $\text{Cu}_4^{\text{I}} \text{Cu}_2^{\text{II}} (\text{Sb}, \text{As})_4 [\text{Cu}^{\text{I}} \text{S}_2]_6 \text{S}_3$.

Сурьмяный член ряда блеклых руд, тетраэдрит, встречается реже. Он известен в проявлении на р. Силоваяха в ассоциации с джулукулитом, сфалеритом-Mn, халькопиритом, айкинитом. Примеси в тетраэдрите: Cr, Fe, Mg.

На северо-западной периклинали Южноновоземельского антиклинория в кварц-барит-кальцитовых прожилках нами открыта в ассоциации с ванадиево-мышьяковым германитом необычная разновидность - тетраэдрит-Cd состава $(\text{Cu}_{9,93} \text{Ag}_{0,10} \text{Zn}_{1,55} \text{Hg}_{0,17} \cdot \text{Cd}_{0,13})_{12,01} (\text{Sb}_{2,93} \text{As}_{1,20})_{4,13} \text{S}_{12,89}$. Он описан в статье [276].

Германит - $\text{Cu}_3 (\text{Fe}, \text{Ge}) \text{S}_4$ и реньерит - $\text{Cu}_6 \text{Fe}_2 \text{GeS}_8$. Оба эти минерала встречены в медноколчеданных рудах горы Медной на Вайгаче, в ряде полиметаллических проявлений Вайгача, в сфалерит-флюоритовых проявлениях Новой Земли и юго-западного крыла Пайхойского антиклинория. Розово-оранжевый в отраженном свете реньерит иногда неровной каймой окружает зерна германита. Диагностированы в основном оптическими и рентгеновскими методами. Главные линии дебаеграммы германита: 3.04 (10), 2.05 (6), 1.593 (7), 1.078 (7). Приближенный состав реньерита (+5-10%): Cu - 40, Ge - 10, Fe - 20, S - 30. Твердость 363 кгс/мм².

Колусит - $\text{Cu}_3 (\text{As}, \text{Sn}, \text{Fe}) \text{S}_4$. Отдельные зерна встречены в виде мелких включений в халькопирит-борнитовых агрегатах с горы Медной.

Ванадиево-мышьяковый германит - $\text{Cu}_3 (\text{As}, \text{Ge}, \text{V}) \text{S}_4$. Обнаружен в кварцево-карбонатных жилах в проявлениях на р. Силоваяха в ассоциации со сфалеритом-Mn и на северном замыкании Южноновоземельского антиклинория в таких же условиях в ассоциации с тетраэдром-Cd. В виде единичных знаков встречался на горе Медной и п-ове Цинковый Нос на Вайгаче [276, 283, 284]. Обычная форма выделения - мелкие тетраэдрические кристаллики (рис. 24). Хими-

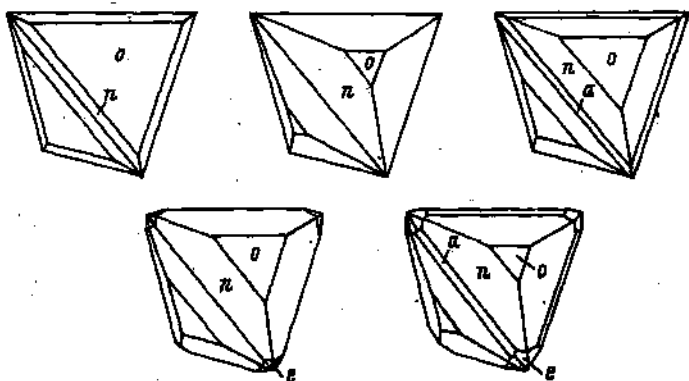


Рис. 24. Форма кристаллов ванадиево-мышьякового германита. Пай-Хой.

ческий состав пайхойских образцов: $\text{Cu}_3(\text{As}_{0.49}\text{V}_{0.24}\text{Ge}_{0.14}\text{Sn}_{0.06}\text{Zn}_{0.05}\text{Sb}_{0.05})_{1.03}\text{S}_{3.67}$; новоземельских - $\text{Cu}_{3.12}(\text{As}_{0.57}\text{V}_{0.25}\text{Sn}_{0.03}\text{Sb}_{0.10}\text{Ge}_{0.02})_{0.97}\text{S}_{3.90}$. Главные линии дебаграммы: 3.060 (10), 1.869 (9), 1.594 (8), 1.214 (5), 1.080 (7); параметр элементарной ячейки $a_0 = 10.585$. Цвет серый с латунно-желтым оттенком. Отражательная способность: $R_{497} = 16.3$, $R_{483} = 17.0$, $R_{540} = 19.6$, $R_{642} = 21.3$, $R_{730} = 22.2$. Твердость 396-557 кгс/мм², средняя 478 кгс/мм².

Сульфванит - Cu_3VS_4 . Весьма характерный для провинции минерал, очень широко распространенный на обоих крыльях Пайхойского антиклинория, особенно в его юго-восточной части. Здесь он встречается в кварц-карбонатных жилах, секущих углисто-кремнистые турнейские и нижневизейские сланцы, и в метасоматических зонах в известняках. В аналогичных условиях сульфванит встречен в северо-западной призмковой части Южноновоземельского антиклинория. Наиболее часто он наблюдается в виде гнезд и включений неправильной формы, реже кубических кристалликов (рис. 25). Химический состав довольно постоянный: $\text{Cu}_{2.91-3.33}\text{V}_{0.97-1.19}\text{S}_4$, присутствуют примеси Sb, Zn, Fe, Sn, Ga, Cd, Ge, Ag (от следов до десятых долей процента). Главные линии дебаграммы: 5.372 (9), 3.110 (9), 2.404 (8), 1.902 (10), 1.623 (8), 1.089 (10); параметр элементарной ячейки $a_0 = 10.742-10.778$. Цвет бронзово-желтый с сероватым оттенком. Отражательная способность: $R_{450} = 23.5$, $R_{496} = 30.5$, $R_{546} = 28.2$, $R_{579} = 29.3$, $R_{670} = 28.7$. Плотность

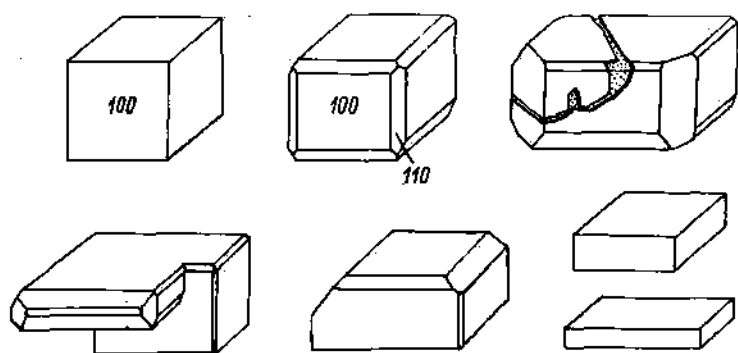


Рис. 25. Форма кристаллов сульванита. Пай-Хой.

3.87 ± 0.05 ; твердость 151 ± 16 кгс/мм², коэффициент анизотропии твердости от 1.03 до 1.77. Детальная характеристика сульванита приведена в работах [220, 277].

Энарцит - Cu_3AsS_4 . Вместе с сульванитом отмечался энарцит в сульфидсодержащих прожилках с р. Силоваяха на Пай-Хое [220]. Нами при ревизионных исследованиях в этом районе он не обнаружен.

Люционит - Cu_3AsS_4 . Довольно обычный аксессуарный минерал в медноколчеданных рудах горы Медной на Вайгаче [215]. Встречается, как правило, в ассоциации с теннантитом и халькопиритом, иногда в виде мелких включений в зернах этих минералов. Цвет в полированных шлифах светло-розовый, хорошо выражена анизотропия с красно-фиолетовым эффектом. Состав существенно мышьяковый, без сурьмы (в %): Cu - 47.5-47.6, Fe - 0.30-0.39, As - 18.3-18.4, S - 34.0-34.1.

Кубанит - CuFeFeS_3 . Единочные зерна кубанита определены в протолочках сульфидных зон горы Медной. Главные линии дебаеграммы: 3.16 (5), 3.05 (6), 1.933 (10).

Пирротин - $\text{Fe}_{1-x}^{\text{II}}\text{Fe}_{2/3x}^{\text{III}}\text{S}$. Пирротин является главным минералом в проявлениях сульфидной кобальт-медно-никелевой минерализации, связанной с основными интрузиями центральнопайхойского комплекса. Кроме того, он относится к обычным аксессуарным минералам как центральнопайхойского, так и некоторых других комплексов, например вайгачского, рейнекского [152, 153, 155, 158-158, 160, 161, 279, 291]. Пирротин выполняет интерстиции между кристаллами породообразующих минералов, образует ксеноморфные вкрапления, псевдоморфозы по титаномагнетиту и силикатам. В центральных частях кристаллизационно-дифференцированных тел формируются своеобразные пирротинизированные „ядра“ с высоким содержанием пирро-

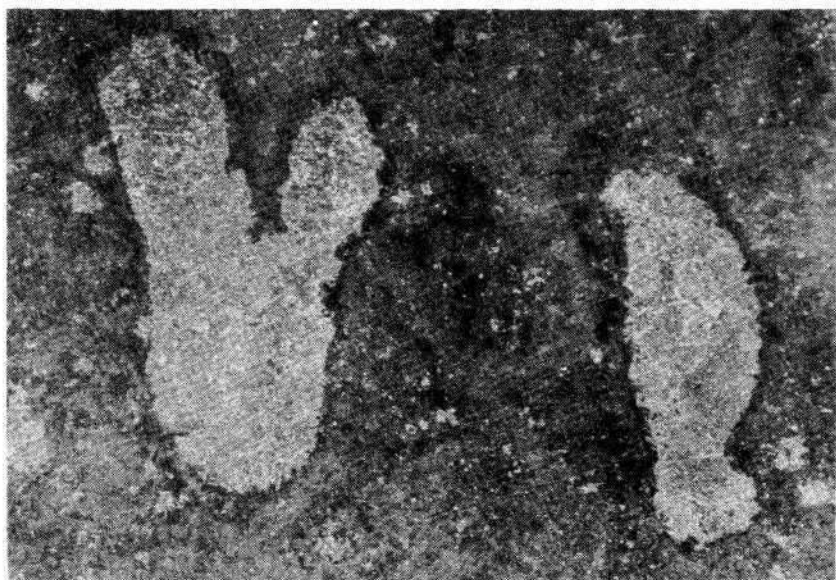


Рис. 26. Шлиры пирротина. Natur. вел. Центральный Пай-Хой.

тина. В сульфидных рудных телах пирротин образует сплошную вкрапленность, хлопьевидные выделения, довольно крупные шлиры (до 3 см в поперечнике), прожилки (рис. 26). Очень редко встречаются идиоморфные гексагональнопризматические вкрапленники пирротина. Химический состав пирротина в общем определяется формулой Fe_{1-x}S с вариациями x от 0.003 до 0.015.

Устанавливается довольно широкий комплекс элементов-примесей, связанных в первую очередь с микроскопическими включениями других минералов. Наиболее значительны (до процентов) содержания Co, Ni, Cu; микропримеси (в %, ср. содержания): Mn - 0.19, Mo - 0.002, V - 0.004, Ag - 0.001, Zn - 0.006, Ti - 0.02, Cr - 0.025, Ba - 0.01. Структурными исследованиями, методами нагревания и магнитной суспензии устанавливается двухфазовый состав пирротина с содержанием гексагональной фазы от 0 до 25%. При нагревании двухфазные пирротины гомогенизируются в моноклинную фазу. Плотность пирротина 4.430-4.580. Твердость в среднем 250.7 кгс/мм² для гексагональных и 314.7 кгс/мм² для моноклинных пирротинов. Отражательная способность варьирует в довольно широких пределах в зависимости от состава пирротинов: $R_{437} = 23.3-31.0$, $R_{483} = 25.8-34.2$, $R_{540} = 29.5-37.8$, $R_{580} = 31.5-39.4$, $R_{642} = 34.7-41.0$, $R_{755} = 38.3-42.3$. Состав и свойства пирротина зависят от условий минералообразования.

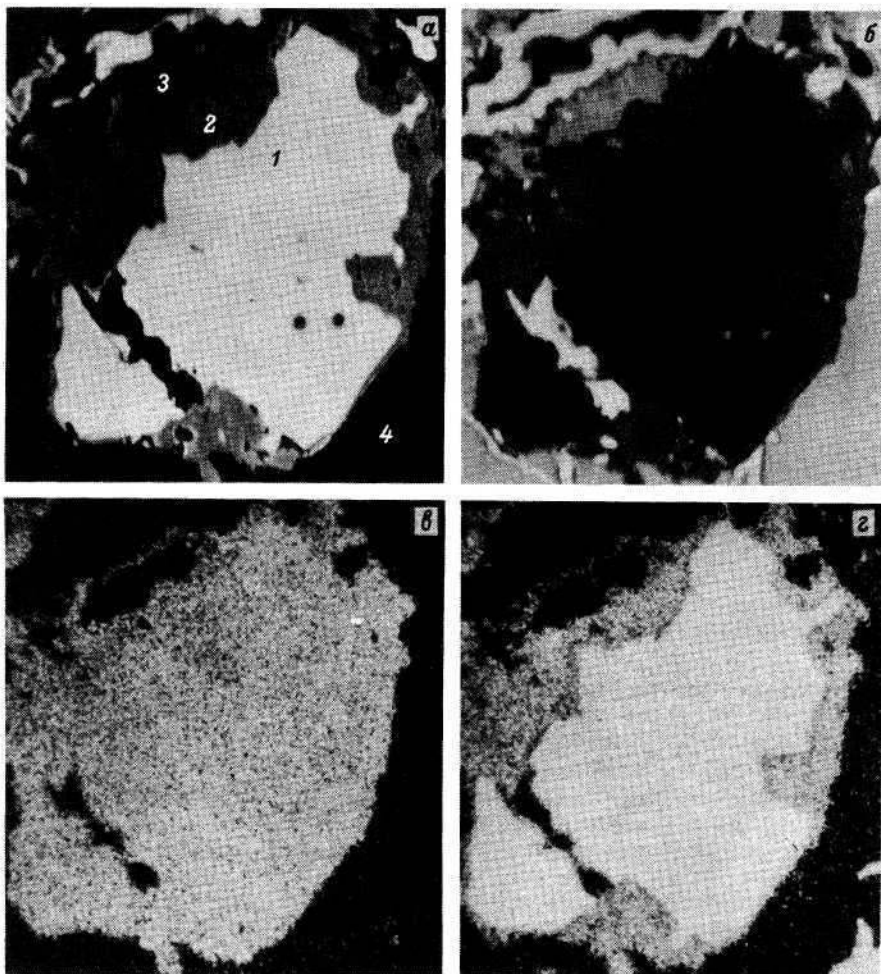


Рис. 27. Растровые картины состава рудных минералов кварц-карбонат-сульфидной жилки.

Размер стороны снимка в натуре соответствует 200 мкм. Фото в поглощенных электронах: а - отрицательная модуляция, б - положительная модуляция (1 - никелин, 2 - герсдорфит, 3 - халькопирит, 4 - пирротин); фото в рентгеновском излучении: в - As, г - Ni, д - Si, е - Fe, ж - Co, з - Си.

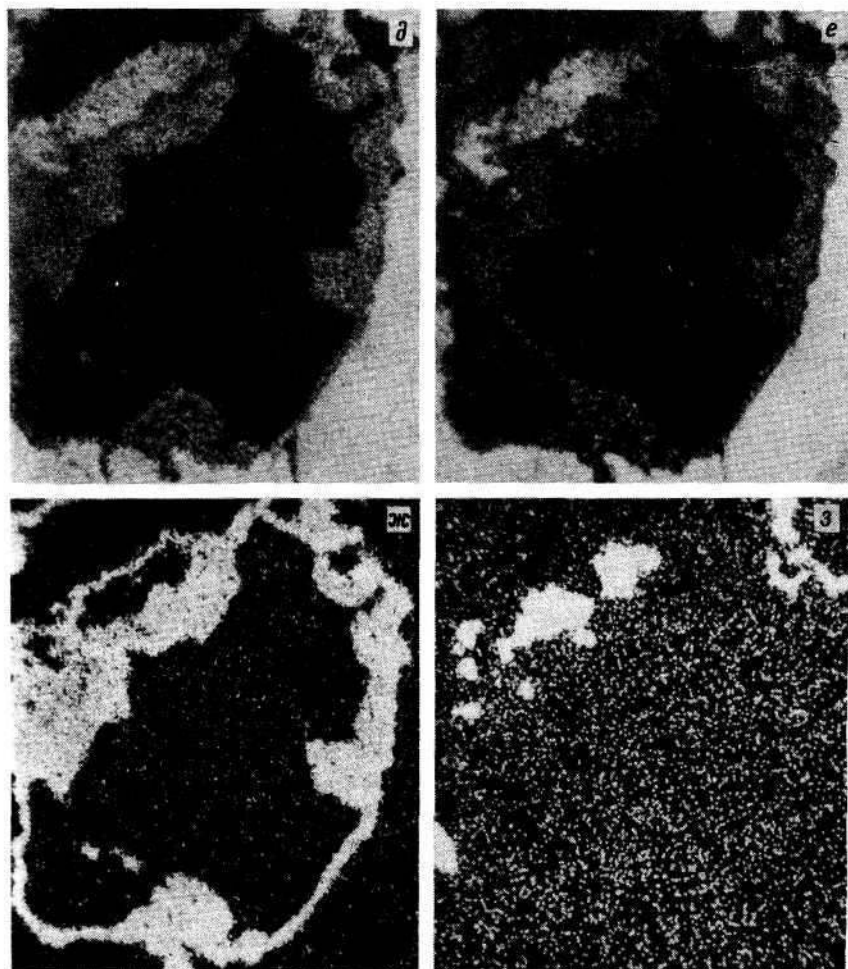


Рис. 27. Продолжение.

Н и к е л и н - $NiAs$. Встречается в средне- и крупнокристаллических сульфидизированных диабазах центральнопайхойского комплекса и в секущих их кварц-карбонат-сульфидных прожилках [157, 158]. Никелин образует сростания с пирротинном, халькопиритом, пентландитом и герсдорфитом (рис. 27), встречается в виде округлых или неправильной формы выделений размером до 175 мкм. Химический состав его соответствует формуле $Ni_{0.98}As$. Главные линии дебаеграммы: 2.642 (5), 1.937

(2 м), 1.773 (5). Твердость от 420.4 до 487.6 кгс/мм², средняя 457.2 кгс/мм².

Миллерит - NiS_{∞}^1 . Очень редкий минерал. В сульфидных кобальт-медно-никелевых рудах Центрального Пай-Хоя он обнаружен в виде анизотропных игольчатых выделений длиной до 0.04 мм на контакте пентландитовых и халькопиритовых зерен. Ориентированы иголки перпендикулярно контакту [157].

Галенит - PbS . Галенит является очень широко распространенным минералом в различных типах гидротермальных образований провинции; он также входит в число наиболее распространенных минералов россыпей. Состав галенита довольно близок к теоретическому. Состав микропримесей типоморфен в различных типах гидротермальных образований. Наиболее обычные примесные элементы: Sb, Mn, Mo, Cu, Cd, Ag, Zn, Ti, Ba. Параметр элементарной ячейки $a_0 = 5.917-5.939$. Плотность 7.443-7.479. Твердость от 63⁺⁵ до 67⁺⁵ кгс/мм². Типоморфные особенности галенита рассмотрены в гл. У и работах [215, 229-231, 297].

Киноварь - HgS_{∞}^1 . Окатанные зерна киновари размером 0.01-0.18 мм наблюдаются только в шлихах из современного аллювия, причем на всей территории Пайхойского антиклинария. Несколько более частая встречаемость характерна для бассейна р. Сопчаю. Первичный источник неясен.

Ковеллин - $Cu_2Cu^II S_2 S_{\infty}^2$. Это обычный гипергенный минерал меди, широко распространенный в зоне окисления всех мелепроявлений провинции. Образует пленки или корочки на индивидах медьсодержащих минералов, чаще на халькопирите и борните. Иногда полностью псевдоморфизует халькопиритовые выделения.

Висмутин - $Bi_2S_3^1$. Единичные знаки висмутина встречены в шлихах из аллювия рек на юго-востоке Пай-Хоя. Упоминается среди аксессуарных минералов халькопиритовых проявлений северной части Вайгача.

Айкинит - $CuPbBiS_3^1$. В виде единичных зерен айкинит встречен в блеклых рудах тетраэдритового состава в проявлении на р. Силоваяха. Состав примесей в айкините: Zn, Sb, As, Ag, Cr, Fe, Mg.

Пирит - FeS_2 . Это один из наиболее полигенных минералов, широко представленных во всех типах минеральных комплексов - от осадочных и магматогенных до россыпей, причем в каждом из генетических типов, как правило, можно выделить несколько генераций пирита. Изучен пирит очень слабо; в литературе есть данные о пирите только для ограниченного числа минеральных комплексов [177, 211, 215, 297].

Бравойт - $(Ni, Fe, Co)S_2$. Бравойт встречается только в сульфидных кобальт-медно-никелевых рудах Централь-

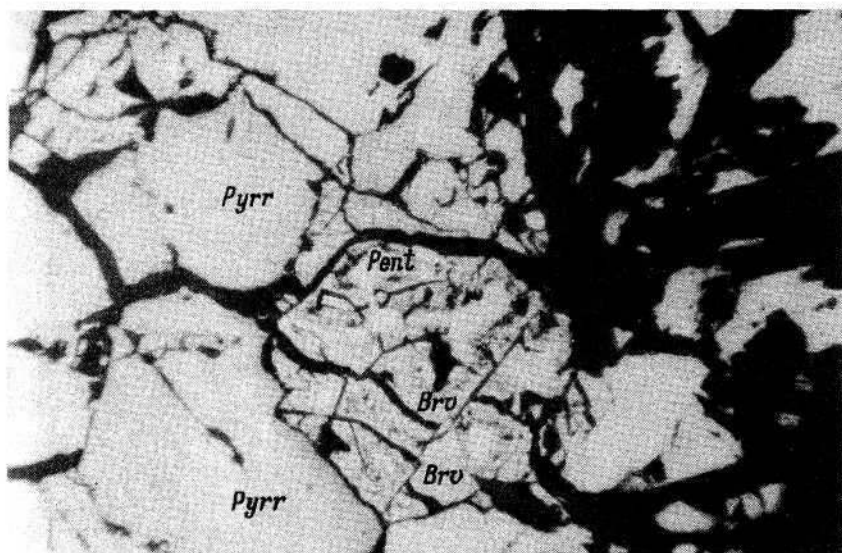


Рис. 28. Бравоит, развивающийся по пентландиту. Увел. 80. Центральный Пай-Хой.

ного Пай-Хоя. Мелкие (0,001–0,05 мм) зерна бравоита, как правило, идиоморфные (рис. 28), приурочены в основном к периферии пирротиновых шлифов. Довольно часто зерна содержат реликты пентландита, свидетельствующие о замещении пентландита бравоитом [157].

Мельниковит-пирит - FeFe_2S_4 . Землистые агрегаты мельниковит-пирита образуются при гипергенном изменении пирротина.

Кобальтин - CoAsS . Никелевая разновидность кобальтина - джулукулит - характерна для сульфидных кобальт-медно-никелевых руд Центрального Пай-Хоя, для одного из гидротермальных проявлений блеклых руд и сфалерита на северо-восточном крыле Пайхойского антиклинория, для гидротермально измененных вблизи интрузий габбро-диабазов верхнепротерозойских черных сланцев юга Новой Земли [157, 284]. Встречается он в виде мелких, неправильных зерен или идиоморфных кристалликов размером до 0,1 мм (рис. 29, 30), вкрапленных в блеклые руды, пирротин, халькопирит или локализующихся по периферии выделений этих минералов. Состав кобальтина из сульфидных руд: $(\text{Co}_{0.63} \text{Ni}_{0.28} \text{Fe}_{0.12})_{1.03} \text{S}_{0.95} \text{As}$, из блеклых руд: $(\text{Co}_{0.72} \text{Ni}_{0.28} \text{Cu}_{0.036} \text{Fe}_{0.028} \text{Zn}_{0.010}) (\text{As}_{0.93} \text{Sb}_{0.013})_{0.942} \text{S}_{0.993}$. Микропримеси - Bi, Zn, Pt, Cu, Fe.

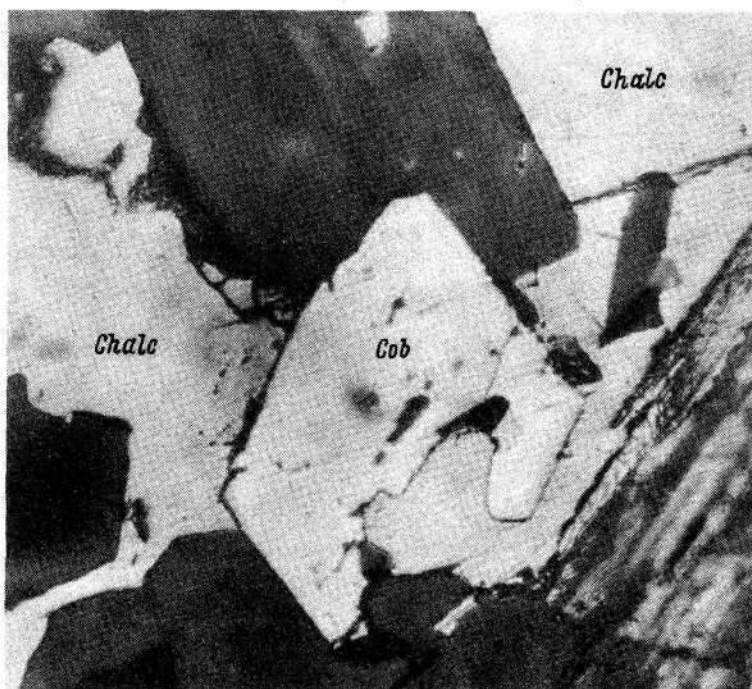


Рис. 29. Кобальтин в сульфидных шлирах в диабазах Центрального Пай-Хоя. Увел. 200.

Герсдорфит - NiAsS . Встречается герсдорфит в ассоциации с никелином в сульфидных рудах центральнопайхойских проявлений. Он образует неровные (3,5–38 мкм) каемки вокруг зерен никелина (рис. 27), отличаясь от него белым цветом. Минерал изотропен. Состав герсдорфита: $(\text{Co}_{0.31}\text{Ni}_{0.48}\text{Fe}_{0.23})_{1.02}\text{S}_{0.89}\text{As}$ [156, 157].

Марказит - FeS_2 . Встречается в ассоциации с пиритом как продукт десульфуризации пирротина [158, 160]. Формы выделения: мелкие пластинки, тонкие жилки, каемки вокруг зерен пирита. Отличается высоким содержанием кобальта (0.169%), никеля (0.570%), меди (0.282%).

Арсенопирит - FeAsS . Присутствует как акцессорный минерал в сиенитах торасовейского комплекса в количестве 0.33–1.4 г/т, довольно часто встречается в аллювиальных шлихах.

Молибденит - MoS_2 . В виде единичных знаков наблюдается в аллювиальных шлихах, преимущественно на юго-востоке Пай-Хоя. С приближением к Уралу встречаемость молибденита увеличивается.

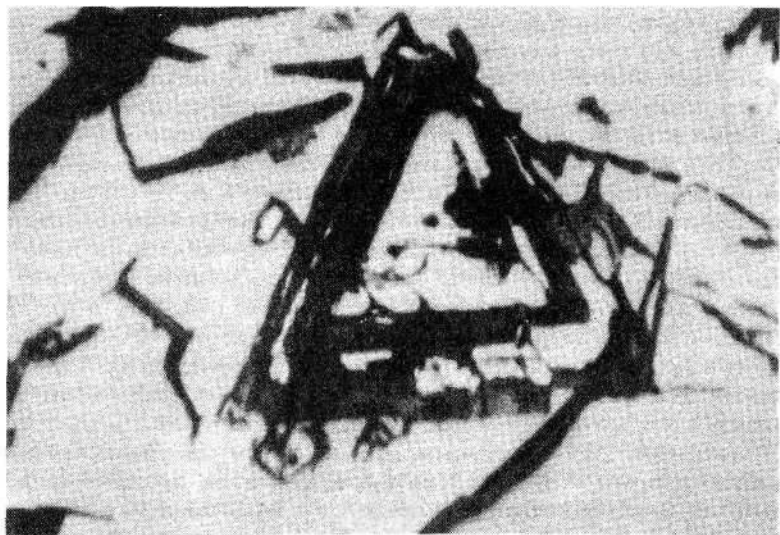


Рис. 30. Кристалл кобальтина в сульфидных жилах Нижнесиловского проявления. Увел. 150.

Реальгар - As_4S_4 . Реальгар вместе с аурипигментом и кальцитом выполняет прожилки и гнезда до 70 мм в поперечнике в живецких светло-серых водорослевых известняках в среднем течении р. Кары. Состав элементов-примесей в реальгаре связан с захватом вмещающих пород и жильных минералов: Ca, Mg, Si, Al, Fe, Ti. Главные линии дебаеграммы реальгара: 5.29 (7), 3.13 (10), 2.90 (7), 2.70 (7), 2.13 (6), 1.851 (5). Плотность 3.56 [284].

Аурипигмент - As_2S_3 . В реальгар-аурипигментовых гнездах аурипигмент концентрируется в периферийных частях. Главные линии дебаеграммы: 4.87 (5), 2.85 (4), 2.70 (4), 1.678 (3). Плотность 3.31-3.47, в среднем 3.41. Примеси те же, что и в реальгаре, но кроме них встречены сурьма (0.03%) и медь ($3 \cdot 10^{-4}\%$).

Галогениды

Галит - NaCl. Редкий минерал, встречен лишь в зоне гипергенеза в составе солевых „выпотов“ на участках фильтрации минерализованных надмерзлотных вод зоны окисления.

Флюорит - CaF_2 . Флюорит относится к главным эпигенетическим минералам Пайхойско-Южноновоземельской провин-

ции, встречающимся в довольно значительных концентрациях вплоть до крупных месторождений. Распределение флюоритопоявлений подчиняется строгому литолого-стратиграфическому и структурному контролю. Основные флюоритопоявления сконцентрированы в шести флюоритоносных районах: Амдерминском (PR_3), Южновоземельском (D_1), Южнопайхойском (C_1v), Северопайхойском (C_1v), Костиншарском (C_1v), районе Карских Ворот (C_1v).⁴ Флюорит в большинстве флюоритопоявлений всех районов наблюдается, как уже отмечалось, в виде вкрапленности во вмещающих известняках, мономинеральных участков и зон в полиминеральных жилах и гнездах, а иногда встречается в виде различной величины и формы кристаллов, погребенных в кальцитовый агрегат либо образующих друзы на стенках полостей. Цвет флюорита, как правило, фиолетовый, с различной густотой фиолетовой окраски, вплоть до бесцветного, реже лиловый. По текстурным особенностям, морфологии скоплений, внешнему виду, окраске флюориты всех проявлений довольно сходны. Исключение составляет Амдерминский район, в месторождениях которого представлено несколько существенно различающихся разновидностей флюорита, некоторые из них являются и различными генерациями. Структурные параметры флюорита очень устойчивы. Параметр элементарной ячейки a_0 , определенный монокристалльным методом и рассчитанный по расщеплению и экстраполяции в области обратных отражений, варьирует в пределах 5.4644–5.4665 Å независимо от условий кристаллизации. Только в одних и тех же месторождениях он несколько ниже у светло-фиолетовых разновидностей по сравнению с темно-фиолетовыми (например, 5.4644 и 5.4660 Å соответственно у флюорита из проявлений губы Черной). Совершенно не меняется в пределах точности измерения показатель преломления: $n_0 = 1.434 \pm 0.002$. Состав аксессуарных примесей довольно разнообразен. Постоянно присутствуют Mg, Si, Al, Fe, Ti, Mn, Cu, Ba; часто фиксируются Sr, Pb, Zn, Ag, реже Mo, La, эпизодически отмечаются Be, Sb, Ga, Ge, Cd, Ni, Zn, Cr, Y. Детальной характеристике флюорита посвящена работа [278].

Окислы и гидроксиды

Минералы этой группы хотя и многочисленны, но не определяют в отличие от сульфидов минералогического облика провинции. Они или мало распространены, или, наоборот, обычны не только для рассматриваемой провинции. Однако ряд минералов этой группы заслуживает специального внимания.

⁴ В скобках указан возраст продуктивных карбонатных горизонтов.

Куприт - Cu_2O . Куприт довольно часто встречается в зоне окисления сульфидных медьсодержащих месторождений, особенно на Вайгаче и Южном острове Новой Земли.

Вюстит - FeO . Железно-черные до иссиня-черных, позреватые корочки и пустотелые шарики вюстита довольно часто встречаются в искусственных шлихах различных пород. Существует предположение, что вюстит привносится в пробы из материала ступ при дроблении. Однако определенный характер пород, в которых встречен вюстит (это главным образом сульфидоносные диабазы центральнопайхойского комплекса и антракосилитсодержащие кварц-карбонатные метасоматиты по визейским известнякам на Новой Земле), позволяет не исключать и его естественного происхождения. Обычное содержание вюстита в метасоматитах 3-200 г/т. Состав элементов-примесей (сотые доли процента): Mn, Mo, V, Cu, Ti, Cr, Co, Ni, Sn, Mg, Si, Al, Ca, Ba. По данным рентгеноструктурных исследований, вюстит часто образует смесь с элементарным железом.

Шпинель - $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Al}_2\text{O}_3$. Это очень редкий минерал, встречающийся главным образом в россыпях.

Магнетит - $(\text{Fe}_{1-x}^{2+} \text{Fe}_x^{3+})\text{Fe}_2\text{O}_4$. Обычный акцессорный минерал магматических пород, встречающийся нередко в россыпях и аутигенных ассоциациях осадочных пород. В обогащенных оливином горизонтах гравитационно-дифференцированных тел центральнопайхойского комплекса содержание магнетита превышает 4%. Он образуется в результате серпентинизации оливинов. Тонкие магнетитовые прожилки приурочены к серпентинизированным трещинам в оливине (рис. 31), к границам оливиновых кристалликов. Иногда магнетит замещает зерна пирротина, образуя „венчики“ вокруг них [157].

Титаномagnetит (ульвит-магнетит) - $\text{Fe}_2^{2+} \text{Ti}^{4+} \text{O}_4$. Представляет собой широко распространенный акцессорный минерал диабазов центральнопайхойского комплекса, но полностью замещен ильменитом и другими титановыми минералами. Сохранился он в виде октаэдрических „теней“, очерченных сагенитовыми структурами ильменитовых сростков [149, 157].

Хромит - $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Cr}_2\text{O}_4$. Известен хромит лишь в обломочных фракциях осадочных пород в виде очень мелких октаэдрических и неправильных изометричных зерен черного цвета, а также в россыпях. Главные линии дебаеграммы: 4.164 (9), 3.348 (8), 2.797 (10), 1.447 (6).

Гетеролит - ZnMn_2O_4 . Встречается в среднем течении р. Силоваяха в марганцевых проявлениях северо-восточного крыла Пайхойского антиклинория. В сростаниях с пиролю-

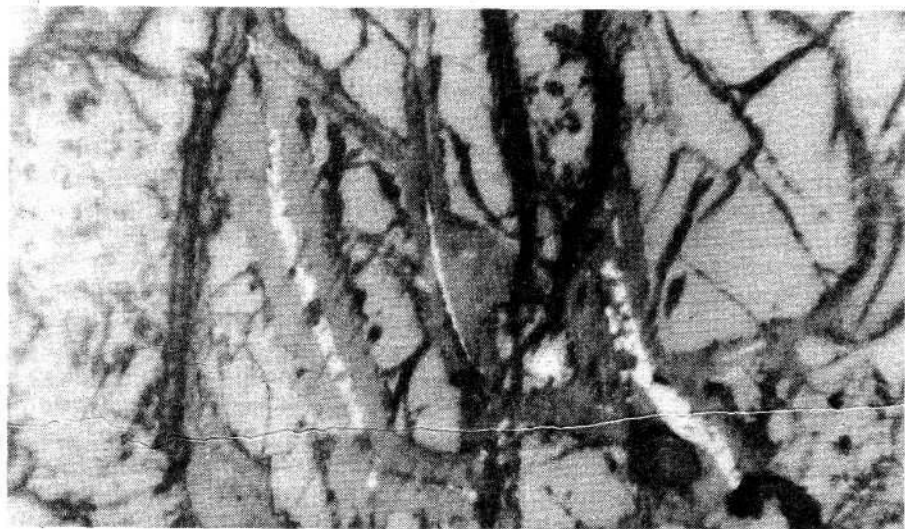


Рис. 31. Прожилки магнетита (белое), развивающиеся по трещинам серпентинизации оливина в диабазовых пикритах центральнопайхойского комплекса. Увел. 50.

зитом и псиломеланом участвует в строении почковидных и гроздевидных агрегатов. Главные линии дебаеграммы: 4.90 (6), 3.07 (7), 2.76 (9), 2.48 (10), 1.538 (8).

Корунд - Al_2O_3 . Редкий минерал, иногда встречающийся в единичных знаках в шлихах речного аллювия. Розовое зерно корунда обнаружено в протолочке рудных брекчий горы Медной; возможно, оно относится к комплексу аллотигенных минералов вмещающих доломитов. Главные линии дебаеграммы обломочного корунда: 3.50 (9), 2.56 (10), 2.39 (7), 2.09 (10), 1.748 (7), 1.605 (10), 1.406 (8), 1.373 (8).

Гематит - Fe_2O_3 . Это довольно широко распространенный минерал гидротермальных комплексов. Чаще всего встречается в кварцевых жилах во внутренних частях антиклинория, локализованных в породах нижнего структурного этажа. Образует довольно крупные пластинчатые и листоватые кристаллы, иногда гематитовую «слюдку». Встречается в окисленных сульфидных рудах, связанных с центральнопайхойским базальтоидным комплексом, в виде отдельных пластинчатых зерен или тонких прожилок. Примесный состав гематита зависит от условий его образования. Для гематита из диабазов Новой Земли характерен следующий комплекс элементов: Mo, Cu, V. В гематите из гнезд в терригенном ордовике присутствуют Mn и Ca. «Сквозные» примеси - Zn, Ti, Mg, Si, Al. Главные ли-

нии дебаеграммы: 2.70 (10), 2.52 (9), 1.840 (7), 1.695 (8), 1.486 (7), 1.454 (7).

Ильменит - $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{TiO}_3$. Ильменит довольно часто встречается в шлихах современного аллювия, входит в состав осадочных и метаморфических пород как компонент комплекса аллотигенных минералов, является постоянным аксессуарным минералом магматических пород. Особенно широко он распространен в субинтрузивных сульфидсодержащих телах диабазов центральнопайхойского комплекса [149, 158]. Здесь он образует решетчатые структуры из уплощенных по $[0001]$ пластинок, формирующихся при псевдоморфном замещении октаэдрических протокристаллов титаномагнетита (рис. 32). Пластинки ориентированы по плоскостям (111) протооктаэдров; в различных разрезах они пересекаются под углом либо около 60° , либо около 90° . В одних и тех же структурах выделяется несколько генераций пластинок. Пластинки часто механически деформированы. В результате перекристаллизации решетчатых агрегатов формируются мирмекитовые структуры, состоящие из более крупных неправильных изометричных или несколько удлиненных зерен. Сульфиды (пирротин, халькопирит, пентландит) цементируют мирмекитовые капли ильменита или заполняют промежутки между его пластинками, что свидетельствует о более поздней их кристаллизации. Ильменит подвергается заметным изменениям, в частности лейкоксенизации; с увеличением интенсивности сульфидного оруденения интенсивность лейкоксенизации увеличивается, но в то же время в сульфидных рудах появляются изометричные выделения ильменита новой генерации.

Кварц - SiO_2 . Как и в других регионах, в рассматриваемой провинции кварц является самым распространенным минералом, широко представленным во всех комплексах пород.

Козсит - SiO_2 . Эта высокобарическая полиморфная модификация кремнезема обнаружена в измененном в результате ударного метаморфизма кварце из Карской кольцевой структуры. Козситсодержащие образцы метаморфизованного кварца представлены кварцевым стеклом лешательеритом и диаплектическим кварцевым стеклом переходного к лешательериту типа. Местами стекло раскристаллизовано, продукты девитрификации представлены кварцем с примесью кристобалита. Козсит на участках интенсивной девитрификации стекла образует почковидные, неправильные или линейно-вытянутые агрегаты (рис. 33), расположенные вдоль трещин в стекле или в виде каемок вокруг агрегатов халцедона. Размер козситовых выделений достигает 5 мм в поперечнике. Диагностирован рентгеноструктурным методом. Главные линии дебаеграммы: 3.41 (10), 3.098 (10), 2.701 (6), 2.297 (3), 1.700 (4). Зерна козсита в проходящем свете бесцветные или слабо-желтоватые, погасание волнистое или секториальное, показатели по N_g и N_p почти одинаковые

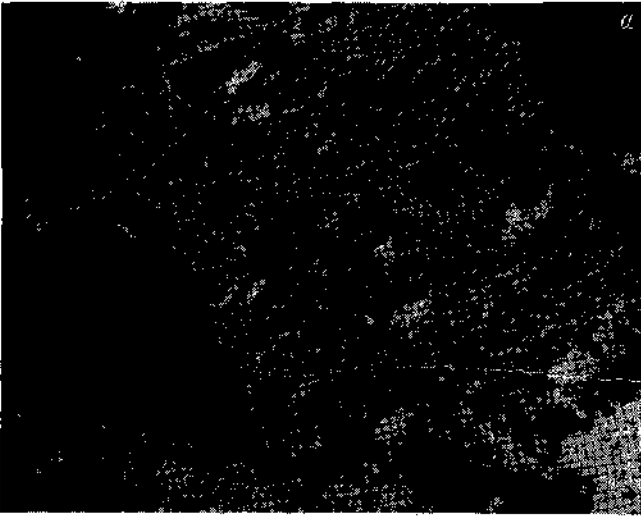


Рис. 32. Сагеныты (а) и мирмециты (б) ильменита (серое; цементируемые пирротинном (белое). Увел. 80. Центральный Пай-Хой, участок Дальний.

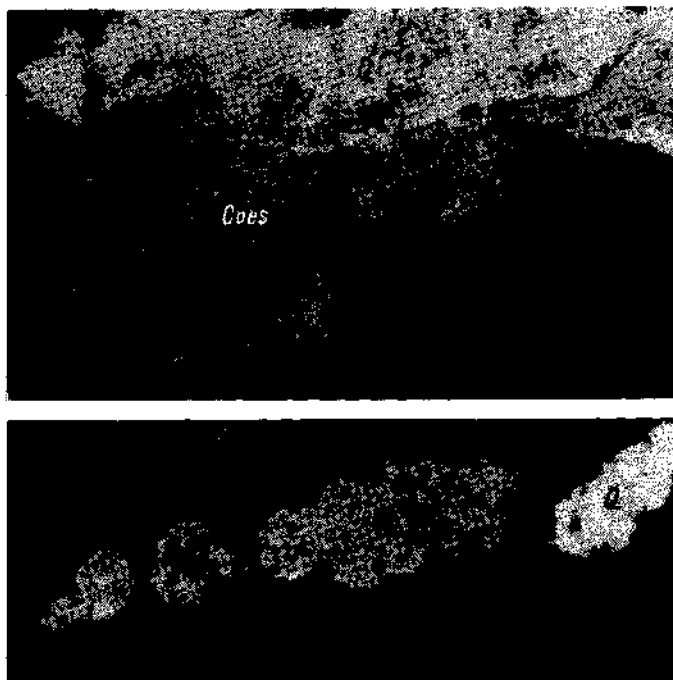


Рис. 33. Агрегаты коэсита в интенсивно девитрифицированном стекле. Масштаб 250 мкм. Карская депрессия. Фото М.А. Маслова.

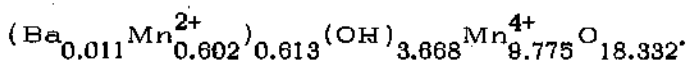
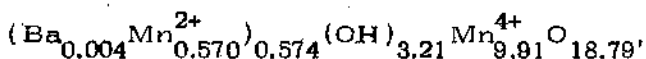
и составляют 1.592 ± 0.002 , двупреломление порядка $0.002 - 0.003$ [33].

Криптомелан - $K_2Mn_8O_{16}$. Встречается в гроздевидных и натечных агрегатах в ассоциации с гетеролитом, псиломеланом, пиролюзитом в марганцеворудных проявлениях на р. Силоваяха, а также в гипергенных лимонитовых корках, развивающихся по сланцам. Главные линии дебаеграммы: 4.94 (5), 3.12 (10); 2.39 (10), 1.828 (6), 1.539 (5).

Пиролюзит - MnO_2 . Встречается в тех же условиях, что и гетеролит, псиломелан, криптомелан.

Псиломелан - $BaMn^{2+}Mn_9^{4+}O_{20} \cdot 3H_2O$. Это наиболее распространенный минерал марганцевых месторождений и проявлений на р. Силоваяха, приуроченных к верхам девона и сформировавшихся в результате гидротермального изменения ишмоподобных пород. Образует иссиня-черные натечные гроздевидные агрегаты или цементирует обломочные брекчии. Внутреннее строение, как показывают микроскопические наблюдения,

неоднородно. Очевидно, состав агрегатов полиминеральный. Химический состав двух образцов псиломелана, марганцеворудной минерализации в нижнем течении р. Силоваяха:



Неостехеометричность состава объясняется примесью других гидроксидов марганца. Микропримеси (в %): Nb - 0.06, V - 0.04, Cu - 0.007, Ag - $3 \cdot 10^{-4}$, Ni - 0.002, Zr - 0.1, Cr - 0.1, Sn - 0.003, Ti (проценты); кроме того, постоянно присутствуют Ca, Mg, Si, Al, связанные с включениями минералов вмещающих пород.

Рутил - TiO_2^1 . Присутствует в составе кластогенных минералов в осадочных породах и корах выветривания, а также в россыпях.

Касситерит - SnO_2^1 . Довольно часто, по одному-двум знакам, встречается в шлихах аллювиальных отложений Центрального Пай-Хоя. Каких-либо закономерностей в его распределении не отмечено. Упоминается как аксессуарный минерал в пирит-калькопиритовых жилах северного Вайгача [31]. Размер зерен 0.2 мм; приурочены они к кальциту на границе его с кварцем.

Анаказ - TiO_3 . В виде единичных знаков анаказ входит в терригенную часть почти всех осадочных пород разреза; встречается также в аллювиальных шлихах.

Брукит - TiO_2^2 . Встречается в тех же условиях, что и анаказ. Кроме того, обнаружен в кварцевых жилах на Новой Земле, Пай-Хое, в рудных жилах Соболевского месторождения на Вайгаче, в амдермитах Амдерминского месторождения, а также в гидротермально измененных терригенно-карбонатных ордовикских породах в районе пос. Русаново. Главные линии дебаграммы: 3.51 (10), 2.91 (9), 1.895 (4), 1.665 (4).

Ванадиевая охра - V_2O_5 . Входит в состав гидротермальных корочек, покрывающих окисленные кристаллы сульфата. В них ассоциирует с самородной медью, малахитом.

Диаспор - AlOOH^1 . Является обычным минералом в карских бокситах, особенно характерен для живетского бокситоносного горизонта. Микрокриптозернистый диаспор формирует концентрически-зональные бобовины, а также входит в состав цементующей массы.

Гётит - FeOOH^1 и гидрогётит - FeOOH^+ + aq. Это широко распространенные минералы зоны гипергенеза. Характеризуются очень широким и разнообразным составом элементов-примесей, отражающим в общем состав вмещаемых

минералов. С частотой более 50% в них встречаются: Sc, Mn, Pb, Mo, V, Cu, Ti, Co, Ni, Cr, Ca, Mg, Si, Al; более редкие - Be, P, Ga, Ge, Cd, Ag, Zn, Zr, Sr, Ba.

Бёмит - $\text{AlO}(\text{OH})_2$. Встречается в карских бокситах, в частности в живетском бокситоносном горизонте.

Карбонаты

Минералы группы карбонатов, хотя и не очень разнообразны по составу, но по объему минеральной массы являются преобладающими. Они слагают основную массу осадочных горных пород, жильный материал гидротермальных месторождений, широко распространены в зоне окисления сульфидных руд.

Магнезит - $\text{Mg}[\text{CO}_3]$. Очень редок, отмечается в составе карбонатных осадочных пород и в жильном материале.

Смитсонит - $\text{Zn}[\text{CO}_3]$. Встречается довольно часто в зоне окисления сфалеритсодержащих гидротермальных месторождений. Обычно смитсонит образует тонкозернистые агрегаты или корочки на зернах сфалерита. В виде монокристаллов размером до 1 мм встречён в Амдерминском флюоритовом месторождении [122]. Габитус кристаллов ромбоэдрический, с тупым ромбоэдром $\{10\bar{1}1\}$. Кристаллы, как правило, мозаичны, с явной тенденцией к скручиванию; разориентировка блоков $10-20^\circ$ (рис. 34). По составу смитсонит относится к железистой разновидности с отношением Fe:Zn от 1:4 до 1:8. Элементы-примеси: Ca, Mg, Mn, Ti, Cr. Кристаллы зональны. Бурые внутренние зоны ядер кристаллов обогащены железом и кальцием, но обеднены титаном; кроме того, в них обнаружены Ni и Pb, отсутствующие в светлом смитсоните. Главные линии дебаеграммы: 2.749 (10), 1.7058 (7), 1.4126 (7), 1.072 (8). Параметры элементарной ячейки (в Å): $a_0 = 4.658_1 \pm 0.008$, $c_0 = 15.125_2 \pm 0.005$. Плотность 3.81-4.00±0.03. Твердость бурых участков - 824 кгс/мм², серовато-желтых - 777 кгс/мм² [122].

Сидерит - $\text{Fe}[\text{CO}_3]$. Встречается в карбонатных и терригенно-карбонатных осадочных породах и среди гидротермального жильного материала.

Родохрозит - $\text{Mn}[\text{CO}_3]$. Является довольно распространенным минералом в зонах гидротермального метаморфизма верхнедевонских яшмовидных сланцев на Пай-Хое (бассейн р. Силоваяха). Встречается в гидротермальных жилах, секущих терригенно-карбонатные породы. Некоторые разновидности можно отнести к олигониту - промежуточному члену ряда сидерит-родохрозит. Эти разновидности ассоциируют с железисто-цинкистым родохрозитом. Главные линии дебаеграммы родохрозита: 2.94 (10), 2.84 (9), 1.798 (7).

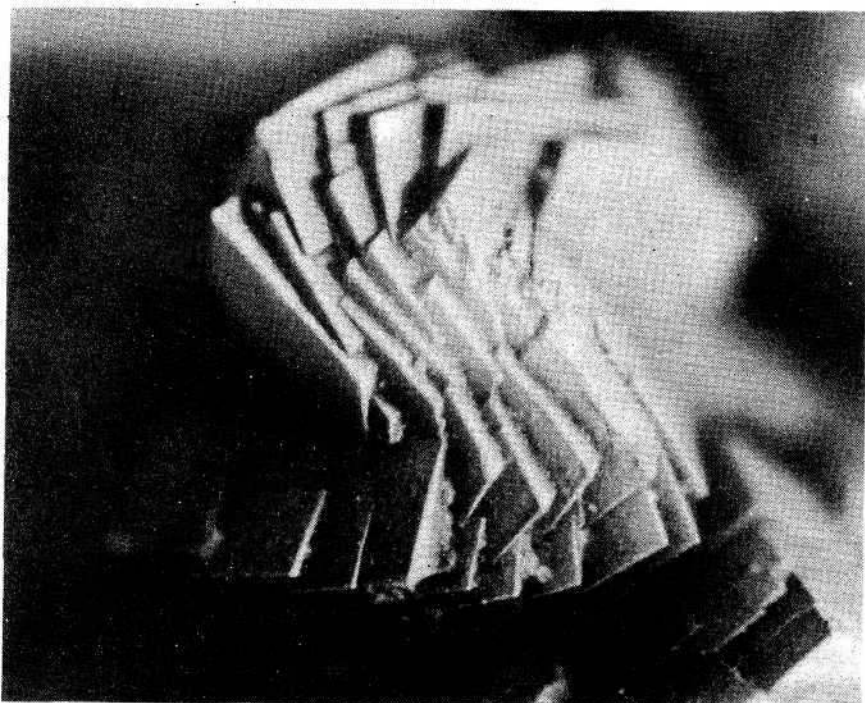


Рис. 34. Кристалл смитсонита. Амдерма.

К а л ь ц и т - $\text{Ca}[\text{CO}_3]$. Это весьма широко распространенный полигенный минерал, встречающийся во всех типах минеральных комплексов. Детально кальцит будет рассмотрен в гл. V, где особое внимание будет обращено на типоморфные и индикаторные свойства.

Д о л о м и т - $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})[\text{CO}_3]_2$. Так же как и кальцит, доломит является очень широко распространенным минералом. Основная его масса сконцентрирована в составе осадочных пород и в гидротермальных жильных и метасоматических образованиях. Последние обычно развиваются по седиментогенному доломиту, поэтому на большинстве гидротермальных месторождений, особенно на полиметаллических месторождениях Вайгача, выделяется два типа доломита: дорудный седиментогенный доломит обычно мелкокристаллический, темноокрашенный; синрудный доломит белый или желтовато-белый, крупнокристаллический, образует жилы, гнезда, цемент брекчий. Нередко синрудный доломит встречается в нескольких генерациях. Доломит медных и полиметаллических руд в отличие от

доломита вмещающих пород и перекристаллизованного доломита безрудных зон гидротермальной переработки характеризуется повышенным содержанием рудных элементов — меди и цинка. Кроме того, появляется целая группа специфических примесных элементов: As, Ga, Ge, Cd, Sn. По данным В.И. Силаева [215], повышенное содержание этих элементов определяется не их изоморфным вхождением, а тонкой вкрапленностью соответствующих рудных минералов. Эпигенетический доломит от сингенетического отличается и по характеру термолюминесценции. Интенсивность свечения эпигенетического доломита всегда выше, чем сингенетического, причем у рудного доломита она самая высокая. В жеодах, в рудных телах и в доломитовой брекчии встречаются часто довольно крупные (до 10 мм) ромбоэдрические кристаллы доломита.

Анкерит — $\text{CaFe}[\text{CO}_3]_2$. Так же как и доломит с кальцитом, анкерит входит в состав седиментогенных, метаморфогенных и гидротермальных минеральных комплексов. В составе гидротермального анкерита кроме обычных примесей Si, Al, Mn, Ba, содержащихся в тысячных, сотых и десятых долях процента, обнаружены следы Zn, Sc, Y.

Арагонит — $\text{Ca}[\text{CO}_3]$. Изредка арагонит встречается в карбонатном жильном материале вайгачских полиметаллических месторождений, но в общем как для гидротермальных, так и для других минеральных комплексов провинции не характерен.

Стронцианит — $\text{Sr}[\text{CO}_3]$. По оптическим данным и качественным определениям состава предполагается наличие стронцианита в мраморизованных визейских известняках, однако точно минерал не диагностирован.

Церуссит — $\text{Pb}[\text{CO}_3]$. Как вторичный минерал развивается по галениту, образуя белые налеты и корочки. Особенно характерен для южновайгачских сфалерит-галенитовых месторождений и зон минерализации в районе бухты Северной на Новой Земле. Главные линии дебаеграммы: 3.52 (10), 3.18 (7), 2.58 (7), 1.828 (9), 1.568 (7), 1.518 (5), 1.299 (5), 1.087 (5).

Азурит — $\text{Cu}_2\text{Cu}[\text{CO}_3]_2(\text{OH})$. Довольно широко распространенный минерал, встречающийся в зоне окисления почти всех медьсодержащих минералопроявлений провинции, но в незначительных количествах. Более высокие содержания азурита характерны для горы Медной на Вайгаче, где он местами даже превалирует над малахитом. Главные линии дебаеграммы: 5.18 (5), 3.54 (4), 2.81 (10), 2.53 (5).

Малахит — $\text{CuCu}[\text{CO}_3](\text{OH})_2$. Один из главных минералов зоны окисления медьсодержащих сульфидных месторождений. Встречается в виде пленок, тонких корочек, радиальнолучистых агрегатов, сплошных коздреватых масс. Наибольшим рас-

пространением пользуется в зоне окисления соболевских халькопиритсодержащих жил на севере Вайгача, где малахитовые корки на стенках трещин достигают 10 мм, и на горе Морейпа на Пай-Хое, где малахит встречается в приповерхностной сыпучке в виде желваков до 50 мм в поперечнике. Примеси, встречающиеся в малахите всех проявлений: Mn, Ti, Mg, Si, Al, Fe, Ca, Sr, Ba. Для различных проявлений и месторождений кроме общих примесей характерны специфические комплексы: для малахитов Соболевского месторождения - Sb, Ga, Ag, Zn, Ni; для малахитов из проявлений на горе Морейпа - Be, As, P, In, V, Zr, Cr, Y. Главные линии дебаеграммы: 4.51 (10), 3.15 (5), 2.88 (10), 2.43 (9), 1.728 (4).

Сульфаты

Из минералов группы сульфатов только ангидрит, барит и целестин широко распространены в рассматриваемой провинции (рис. 35). Все другие минералы характерны для зоны гипергенеза.

Ангидрит - $\text{Ca}[\text{SO}_4]$. Ангидрит является основным минералом ангидритовой толщи серпуховского возраста, обнаружившейся на Алябастровых островах и о-ве Междушарском на Новой Земле. Ангидрит белый, с голубоватым оттенком, полупрозрачный („ледяной“); плотный, крепкий. Состав ангидрита (в %): CaO - 40.24, SO_3 - 56.98, SrO - 0.14, MnO - 0.010, MgO - 0.32, CO_2 - 0.13, H_2O - 0.06. Микропримеси (в %): Mo - 0.002; Cu - $2 \cdot 10^{-4}$, Ag - 0.001, Ti - 0.02, Zr - 0.005. Главные линии дебаеграммы: 3.48 (10), 2.84 (6), 2.32 (5), 2.21 (5), 1.862 (5), 1.747 (5), 1.646 (5).

Целестин - $\text{Sr}[\text{SO}_4]$. Целестин широко распространен в пределах провинции (рис. 35), входя в состав различных минеральных комплексов [275, 295]. Он встречается в переменных количествах (от нескольких граммов на тонну до десятков процентов) в проявлениях целестин-барит-флюорит-сфалерит-сульванитовой формации, связанной с зонами гидротермального изменения нижнекаменноугольных известняков ($\text{C}_1\text{v-n}$) и сланцев (C_1t). В качестве аксессуарного минерала он обнаружен в полиметаллических рудопоявлениях на юге Новой Земли. Известны проявления целестина, пространственно связанные с магматическими породами - с эпидотизированными диабазами п-ова Медного и монционит-сиенитами о-ва Цветного. Встречается целестин и в россыпях, однако наиболее значительные проявления его локализируются в нижнедевонских (жединских?) карбонатных породах на Южном острове Новой Земли, в районе бухты Каменка. Здесь целестин наблюдается в виде кристаллических щеток по стенкам каверн, крупных и мелких гнезд, согласных жиль-

Рис. 35. Схема распространения сульфатов.

1 - целестин; 2 - барит; 3 - ангидрит.

ных и пластовых метасоматических тел, сложенных сплошным белым с голубоватым оттенком целестином.

На Новой Земле целестин в значительной степени представлен хорошо ограниченными кристаллами изометричного или несколько удлиненного облика. Габитус призматический. Простые формы: $\{001\}$, $\{010\}$, $\{110\}$, $\{102\}$, $\{111\}$, $\{112\}$, $\{210\}$, $\{324\}$. Перечисленные простые формы имеют неодинаковое значение в огранке кристаллов (рис. 36). На всех без исключения кристаллах габитусными являются формы $\{110\}$ и $\{011\}$. Постоянно встречается пинакoid $\{001\}$ и почти постоянно - призма $\{102\}$, но грани этих форм сравнительно небольшие. Все другие простые формы встречаются реже, имеют небольшие размеры и не определяют морфологию кристаллов целестина. Габитус кристаллов часто асимметричен, искажен вследствие неравномерного развития различных граней одних и тех же простых форм, особенно граней ромбической призмы $\{110\}$ и пинакоида $\{001\}$. Очень часто, особенно в центральной зоне, встречаются параллельные сростки кристаллов целестина.

Химический состав мало отличается от теоретического: $(\text{Sr } 0.986-0.998$
 $\cdot \text{Ba } 0.001-0.013 \text{ Ca } 0.001 \text{ SO}_4 \cdot 4 \text{ Мик}$
 роспримеси: Mo, Cu, Ti, Si, Al, Fe, La. Плотность 3.812-3.933. Показатели преломления (± 0.001): $n_g = 1.631$, $n_m = 1.624$, $n_p = 1.622$. Кристаллы целестина содержат большое количество жидких включений, распределенных преимущественно по залеченным трещинам во внешних зонах кристаллов. Характерной особенностью всех включений является их однофазность -



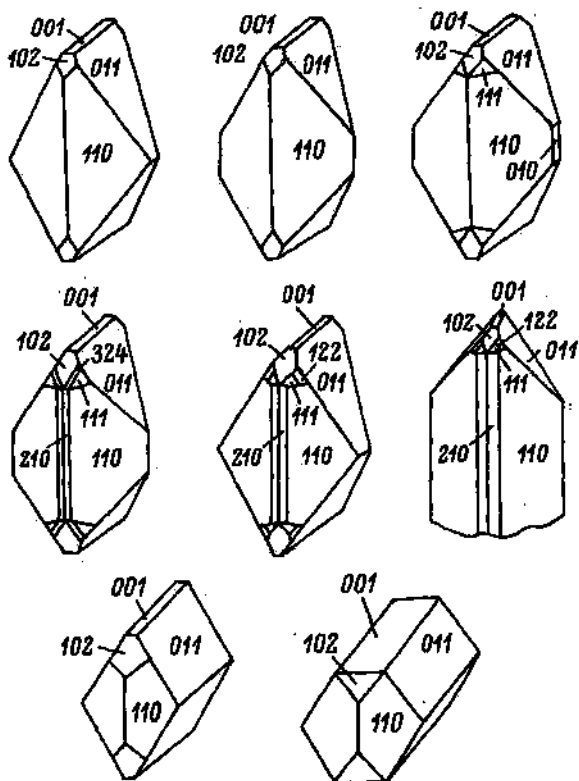


Рис. 36. Морфология кристаллов целестина, Новая Земля, Камека.

почти все они содержат одну воду и только в некоторых из них наблюдаются крупные пузырьки газа. Впрочем однофазность включений характерна для целестина из всех эпигенетических месторождений. Среди первичных и вторичных включений встречаются как ограниченные, так и неограниченные.

Крупные кристаллы целестина имеют зональное строение, отражающее эволюцию формы кристалла. Фиксируется последовательная смена габитусов: 1) $\{102\} + \{011\} \rightarrow 2) \{110\} + \{011\} \rightarrow 3) \{110\} \rightarrow 4) \{102\} + \{011\} \rightarrow 5) \{110\} + \{011\}$. Границы перехода от одного габитусного типа к другому отмечены замутненными трещинными зонами, являющимися следствием напряжений на границе между структурно неидентичным материалом (явление гетерометрии). На границе между габитусами 1 и 2 наблюдаются многочисленные изометричные включения пирита, оттеняющие границу. Включения пирита характерны и

для границы габитусов 3 и 4, но здесь включения имеют веретенообразную форму с переменным поперечным сечением, указывающим на совместный рост пирита и целестина. Особенности геометрии этой границы позволяют предположить некоторое растворение кристалла, имевшее место при смене габитусов.

Барит - $Ba[SO_4]$. Весьма широко распространенный минерал осадочных и гидротермальных комплексов [216, 275, 296]. Осадочный барит приурочен к среднедевонским терригенно-карбонатным отложениям, в которых «а северо-восточном крыле Пайхойского антиклинория в основании падейской свиты известен горизонт глинисто-карбонатных баритовых конкреций мощностью около 3 м. Кроме барита, кальцита, кварца, глинистого материала в конкрециях присутствует пирит (до 10%). Барит в значительных количествах встречается в упоминавшихся при описании целестина проявлениях целестин-барит-флюорит-сфалерит-сульванитовой минерализации. На юго-западе провинций он вытесняет все другие члены парагенезиса и, становясь ведущим минералом, формирует крупные согласные метасоматические баритовые залежи. Барит постоянно отмечается в полиметаллических месторождениях Вайгача, в которых он вместе с флюоритом является одним из наиболее поздних минералов. Незначительные содержания барита характерны для псиломелановых проявлений на р. Силоваяха. Широко распространен барит в современном аллювии, формируя ореолы механического рассеяния вокруг коренных месторождений.

Барит в проявлениях на р. Силоваяха образует удлиненные кристаллы призматического габитуса. Они находятся в тесном срастании друг с другом, формируя сферолитоподобные агрегаты. Кристаллы, как правило, деформированы: имеют блоковое строение с довольно существенной (несколько градусов) разориентацией блоков или разбиты полосами деформации, хорошо заметными благодаря мелкой трещиноватости и обилию вторичных газово-жидких включений.

В некоторых участках встречаются обособленные кристаллики желтого полупрозрачного барита, нарастающие на кристаллы водяно-прозрачного кварца. Облик кристаллов сильно уплощенный, таблитчатый, габитус пинакоидальный, размер кристаллов 5-8 мм вдоль наиболее развитого направления [010]. Кристаллы барита образованы габитусными гранями пинакоида {001} в комбинации с ромбическими призмами (рис. 37) {011}, {110}, {102}. Грани кристаллов часто матовые со следами природного травления.

Химический состав карского барита довольно прост. Помимо таких примесей, как SiO_2 , CaO , CO_3 , которые явно связаны с механическими включениями кварца и кальцита, обращает на себя внимание постоянное присутствие SrO в умеренных количествах - от 0.26 до 1.48%. В общем состав барита варьирует в сравнительно узких пределах - от $(Ba_{0.97}Sr_{0.03})SO_4$

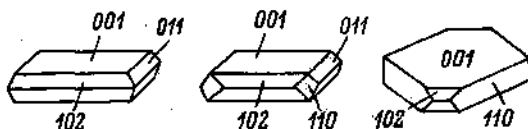


Рис. 37. Морфология кристаллов барита.

до $(\text{Ba}_{0.99}\text{Sr}_{0.01})\text{SO}_4$. Барит содержит незначительное количество микропримесей. Сравнивая составы карских баритов с уральскими (Полярный и Приполярный Урал) из зон гидротермальной переработки липаритовых пород, можно заметить их существенные различия. Так, во всех образцах уральских баритов присутствуют свинец (0.003–0.005%), серебро ($5 \cdot 10^{-5}$ – $3 \cdot 10^{-4}\%$) титан (0.003–0.1), не характерные для баритов Кары, но отсутствует хром, который постоянно содержится в карских баритах в количестве 0.01–0.03%. Уральские бариты более высокостроениевые (1.79–2.73% SrO). В барите из осадочных конкреций кроме главных компонентов присутствуют (в %): Ca и Mg – 0.0n, Mn – 0.01, Ti – 0.003–0.007, Cu – 0.0002–0.0008, Pb – 0.002, Ag – 0.001–0.002. Более широкий комплекс элементов-примесей, в частности присутствие Pb, Ag, Al и более высокое содержание Mn, Ti, Fe, отличают барит конкреций от барита гидротермальных метасоматических залежей близкорасположенного проявления на р. Каре. После исключения механических примесей состав барита может быть охарактеризован формулой $(\text{Ba}_{0.99}\text{Sr}_{0.01})\text{SO}_4$.

Рентгенограммы всех изученных баритов идентичны друг другу и эталонному бариту, намечаются лишь тенденция слияния двойного отражения от плоскостей (113) и (312) при 2.117 и 2.103 Å с образованием в ряде случаев одной сплошной широкой линии и некоторое смещение линий от 2.117 до 2.113 Å и от 2.103 до 2.101 Å с увеличением содержания стронция. Однако эти изменения выражены не столь резко, как в высокостроениевых баритах. Целестиновая фаза как рентгеноструктурным анализом, так и другими методами не обнаруживается.

Показатели преломления карского гидротермального барита (± 0.002): $n_p = 1.634$ – 1.637 , $n_g = 1.647$ – 1.649 ; осадочного барита: $n_p = 1.636$, $n_g = 1.644$; они мало отличаются от показателей преломления чистого BaSO_4 .

Плотность карского барита, определенная пикнометрическим методом (± 0.005), меняется довольно существенно – от 3.933 до 4.429. Резко сниженные значения плотности объясняются, конечно, присутствием включений кварца и кальцита, что видно по данным химических анализов, но наблюдается и заметная за-

висимость величины плотности от содержания стронция. Так, низкостронциевый барит (0.26% SrO) имеет плотность 3.933, умеренностронциевый (0.60-0.67% SrO) - 4.307-4.313, относительно высокостронциевый (0.90-1.48% SrO) - 4.353-4.429. Твердость барита варьирует от 150 до 210 кгс/мм². Суммарная вариационная кривая твердости имеет один максимум, отражающий среднее ее значение - 170 кгс/мм² (3.6 по шкале Хрушева). Физические свойства барита из осадочных конкреций несколько отличаются. Плотность, определенная с помощью пикнометра, равна 3.9-4.0. Твердость, измеренная методом микровдавливания, меняется от 152 до 209 кгс/мм², средняя 180 кгс/мм², или 3.7 балла по шкале Хрушева.

Ярозит - $KFe_3^{3+}[(OH)_6(SO_4)_2]$. Встречается в виде желтых пушистых налетов и корочек на поверхности выходов и плоскостях трещин верхнедевонских и нижнекаменноугольных сланцев в зонах их сернокислотного выветривания, связанного с окислением пирита. Обычно ассоциирует с гипсом, мелантеритом, галотрихитом и другими сульфатами. Главные линии дебаеграммы: 5.09 (8), 3.09 (10), 2.28 (6), 1.973 (6), 1.827 (7).

Брошантит - $Cu_4[SO_4](OH)_6$. Довольно обычен в зоне окисления халькопиритсодержащих месторождений, причем чаще встречается в более северных месторождениях - вайгачских и южновоземельских. Образует травяно-зеленые корочки, визуально почти не отличимые от малахитовых. Главные линии дебаеграммы: 5.36 (7), 3.89 (9), 3.20 (6), 2.68 (8), 2.52 (10), 1.739 (6).

Мелантерит - $Fe[SO_4] \cdot 7H_2O$. Встречается в тех же условиях, что и ярозит. Образуется во внутренних частях полисульфатных корок в сухие периоды года, но слабоустойчив, быстро обезвоживается и трансформируется в роценит.

Роценит - $Fe[SO_4] \cdot 4H_2O$. Роценит на Пай-Хое встречен на руч. Флюоритовом, левом притоке р. Силовая, где он приурочен к зоне дробления в черносланцевой толще везейского возраста [290]. Характерной особенностью зоны является ее насыщенность алюмосиликатносульфатнофосфатными железосодержащими гелями различной концентрации (от густой вязкой жидкости до твердого аморфного канифолеподобного вещества), в процессе преобразования которых и образуется роценит.

Роценит встречается в приповерхностных частях зоны дробления в виде поперечно-шестоватых агрегатов и аксиолитов, покрывающих стенки трещин. Иголочки роценита бесцветные, водяно-прозрачные, с сильным шелковистым блеском. Во внешних зонах агрегатов иголочки становятся белыми, полупрозрачными или непрозрачными, приобретают фарфоровидный блеск.

Состав роценита близко соответствует составу четырехводного сульфата железа. Если исключить из данного химического анализа примеси лаусенита $\text{Fe}[\text{SO}_4]_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, эпсомита $\text{Mg}[\text{SO}_4] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, то формула пайхройского роценита примет вид: $\text{Fe}[\text{S}_{1,162}\text{O}_4] \cdot 3,9\text{H}_2\text{O}$. Некоторый избыток серы позволяет предполагать, что часть Al_2O_3 , обнаруженной в количестве 3,98%, связана с SO_3 и находится в форме алуногена $\text{Al}_2[\text{SO}_4]_3 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$.

Спектральными приближенно-количественными анализами обнаруживается разнообразный комплекс элементов-примесей. В десятых долях процента содержатся магний, алюминий и никель (0,15%), в сотых - титан и цинк (0,02%), в тысячных - кальций, кремний, марганец, молибден (0,002%), медь (0,002%), кобальт (0,005%), присутствуют следы серебра.

Роценит диагностирован рентгеноструктурным анализом. Дебаеграмма близка к эталонной. Главные линии дебаеграммы: 5,49 (9), 4,47 (10), 3,98 (8), 3,39 (7), 3,24 (8), 2,97 (9), Параметры элементарной ячейки (в Å): $b_0 = 13,56$, $c_0 = 7,96$. Плотность роценита, измеренная методом микроплавка, составляет 2,26.

ИК спектр роценита, полученный на спектрометре UR-20, имеет конфигурацию, характерную для спектров водосодержащих сульфатов. На нем отчетливо выражены полосы активных в ИК области частот $\nu_3 = 1100 \text{ см}^{-1}$ и $\nu_4 = 615 \text{ см}^{-1}$ колебаний сульфатного комплекса. В связи с тем что ион $[\text{SO}_4]^{2-}$ в структуре роценита координируется железом, симметрия его понижается, что отражается расщеплением вырожденных колебаний и появлением в ИК спектре полос - $\nu_2 = 410 \text{ см}^{-1}$ и $\nu_1 = 990 \text{ см}^{-1}$ (спутник на широкой полосе 1100 см^{-1}), соответствующих колебаниям, обычно активным в спектре комбинационного рассеяния. Широкая полоса поглощения в области $3120-3600 \text{ см}^{-1}$ соответствует симметричным (ν_1) и антисимметричным валентным колебаниям O-H связей. На них же накладываются взаимодействия между молекулами воды и сульфатным комплексом посредством водородных связей $\text{OH}_2 \dots [\text{SO}_4]^{2-} \dots \text{H}_2\text{O}$, что и обуславливает своеобразную „смазанность“, широту этой полосы. Поглощения с частотой 1620 см^{-1} соответствуют деформационным колебаниям (ν_2) N-O-H связей. ИК спектр роценита очень похож на ИК спектр мелантерита, но интенсивность поглощений, связанных с водой, заметно ниже.

На дериватографе системы Ф. Паулик, И. Паулик, Л. Эрдей исследовано поведение роценита при нагревании. Дериватограмма получена в эксперименте с навеской 89 мг, помещенной на

платиновой тарелочке. Чувствительность ДТА-1/10, ДТГ-1/10, ТГ-100; начальное напряжение 75 В.

Дериватограмма может быть расшифрована следующим образом. Первый наиболее глубокий эндозэффект с температурой около 100°C , сопровождающийся потерей 22.47 вес.%, связан с выделением четырех молекул структурной воды. Потеря воды, очевидно, происходит ступенчато, о чем свидетельствует наличие заметного спутника на низкотемпературном склоне этого пика. Для мелантерита В.П. Ивацова и др. [76] предполагают никогруэнтное плавление соли, предшествующее выделению воды, которое сопровождается увеличением массы образца за счет окисления железа. Небольшое увеличение веса, предшествующее потере воды, заметно и на дериватограмме роценита. В интервале $100-600^{\circ}$ происходит постепенное окисление железа от FeSO_4 к $\text{Fe}[\text{SO}_4]_3$, отражающееся плавным экзоперегибом кривой ДТА. Однако на кривой ТГ вместо ожидаемого увеличения массы мы наблюдаем устойчивую потерю веса в 15.73%. Можно предполагать, что в низкотемпературной области произошла какая-то конституционная перестройка с захватом неструктурной воды, которая затем постепенно выделяется в широком температурном интервале, затушевывая эффекты окисления железа. Два четких эндозэффекта 630 и 700°C отражают дифференцированное разложение соответственно FeSO_4 и $\text{Fe}_2[\text{SO}_4]_3$ с образованием Fe_2O_3 . Общая потеря веса 31.4% почти точно соответствует содержанию в роцените SO_3 .

Э п с о м и т - $\text{Mg}[\text{SO}_4] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Встречен в тех же условиях, что и роценит. Образует белые игольчатые налеты.

Л а у с е н и т - $\text{Fe}[\text{SO}_4]_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Обнаруживается в смеси с роценитом.

А л у н о г е н - $\text{Al}_2[\text{SO}_4]_3 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$. Встречается вместе с роценитом.

Г а л о т р и х и т - $\text{FeAl}_2[\text{SO}_4]_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$. Довольно широко распространен на участках сернокислотного выветривания черных углисто-глинисто-кремнистых сланцев. Встречается в виде рыхлой массы, состоящей, как удаётся установить с помощью электронного микроскопа, из удлиненных игольчатых кристаллов. Состав: Al_2O_3 - 8.99, Fe_2O_3 - 4.77, FeO - 1.65, SO_3 - 28.13, H_2O^- - 28.56, H_2O^+ - 48.8. Главные линии дебаеграммы: 4.79 (10), 4.39 (9), 4.29 (8), 4.16 (5), 4.10 (5), 3.49 (10). Параметры элементарной ячейки (в Å): $a_0 = 20.445$, $b_0 = 24.330$, $c_0 = 6.154$; $\beta = 101^{\circ}31'$.



Рис. 38. Кристаллы копиапита. Сканирующий электронный микроскоп. Увел. 500. Пай-Хой, р. Кара.

Гипс - $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Встречается довольно широко в зоне гипергенеза как продукт гидратации ангидрита на Новой Земле, в зоне окисления сульфидных месторождений, в зоне сернокислотного выветривания черных сланцев. Образует сплошные рыхлые массы, дендритовидные корочки, наблюдается в виде мелких прозрачных кристалликов. В гипсе, образующемся по ангидриту, на порядок ниже содержание почти всех примесных элементов. Главные линии дебаеграммы: 7.40 (6), 4.23 (6), 3.04 (10), 2.07 (6), 1.886 (5), 1.803 (5), 1.773 (5).

Копиапит - $\text{CaFe}_4[\text{SO}_4]_6(\text{OH})_2 \cdot 2\text{OH}_2\text{O}$. Встречается в зоне окисления верхнедевонских пиритовых горизонтов в виде ватоподобных плотно слежавшихся масс, состоящих из мельчайших чечевицеобразных кристалликов, различных под электронным микроскопом (рис. 38).

Вольфраматы

Шеелит - $\text{Ca}[\text{WO}_4]$. В качестве акцессорного минерала встречается в незначительных количествах в наиболее сульфидизированных разностях диабазов центральнопайхойского комплекса. Присутствует в шлихах из современного аллювия

на Центральном Пай-Хое в единичных знаках. Зерна его очень мелкие (0.01 мм) с шероховатой поверхностью белого или серовато-белого цвета. На Новой Земле встречается в тяжелой фракции пляжных песков.

Вольфрамит - $(\text{Mn}, \text{Fe}) [\text{WO}_4]$. Единичные очень мелкие зерна вольфрамита были обнаружены в технологических пробах халькопиритовых руд Соболевского месторождения на Вайгаче.

Фосфаты, арсенаты, ванадаты

Крандаллит - $\text{CaAl}_3 [\text{PO}_4]_2 (\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Встречается в зоне сернокислотного изменения фосфоритонесущих кремнисто-углисто-глинистых сланцев в среднем течении р. Силовая-ха в виде желваков, сложенных соломенно-желтой сильно пористой рыхлой массой. Желваки образуют прослой мощностью 0.5 м, согласные с вмещающими сланцами. Под электронным микроскопом пористая масса представляет собой почковидные агрегаты. Почки, часть пустотелые, слагаются пластинчатыми кристаллами (рис. 39).

Апатит - $\text{Ca}_2\text{Ca}_3 [\text{PO}_4]_3 (\text{OH}, \text{F})$. Входит в состав терригенной части осадочных пород, является обычным аксессуарным минералом магматических пород, встречается в протоочках гидротермальных жил в районе о-ва Морейго на р. Каре, постоянно обнаруживается в аллювиальных шлихах. Главные линии дебаеграммы: 3.45 (9), 3.08 (7), 2.80 (10), 2.70 (6), 1.937 (8), 1.838 (8).

Монацит - $\text{Ce} [\text{PO}_4]$. Встречен как аксессуарный минерал в искусственных шлихах измененных разностей диабазов центральнопайхойского комплекса, а также в аллювиальных шлихах.

Вавеллит - $\text{Al}_3 [(\text{OH})_3 (\text{PO}_4)_2] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Вавеллитовая минерализация приурочена к субширотной зоне дробления, рассекающей юго-западное крыло небольшой антиклинальной складки второго порядка в структуре Пайхойского антиклинория. Вмещающие породы представлены черными вертикально залегающими графитизированными углисто-кремнистыми сланцами верхнедевонского возраста, милонитизированными в зоне нарушения, с многочисленными зеркалами скольжения. Вавеллит заполняет трещинные полосы различной формы и мощности, обычно согласные с вмещающими породами, образуя прожилки, или в виде сфалеритовых корок покрывает стенки трещин. Толща вавеллитовых корочек колеблется от 1-2 до 15 мм, но иногда достигает 30 мм. В ядре мелких складочек вавеллит цементирует остроугольные обломки углисто-кремнистых сланцев.

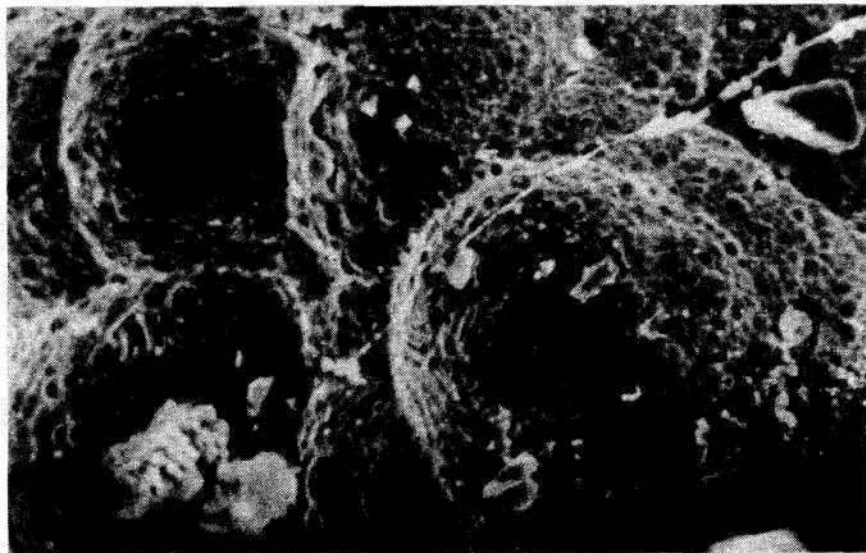
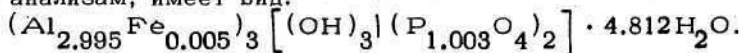


Рис. 39. Агрегаты крандаллита. Сканирующий электронный микроскоп. Увел. 500. Пай-Хой, р. Силоваяха.

Вавеллит кристаллизуется в виде игольчатых кристалликов, образующих радиальнолучистые сфалериты диаметром до 3 см, группирующиеся в сферолитовые корни (рис. 40). Вавеллит в иголочках бесцветный, водяно-прозрачный, обычно с желтоватым и зеленоватым оттенками различной густоты вплоть до собственно зеленовато-желтого. В агрегатах цвет минерала зеленовато-желтый. Блеск стеклянный. Химический состав вавеллита почти идентичен теоретическому составу.

Средняя кристаллохимическая формула, рассчитанная по семи анализам, имеет вид:



Вавеллит характеризуется устойчивым комплексом элементов-примесей. В нем постоянно присутствуют: титан (0.005–0.008%), бериллий (0.001–0.0006%), молибден (сл.–0.0006%), ванадий (0.003–0.004%), медь (сл.–0.001%), часто обнаруживаются цинк (до 0.007%), следы никеля, бария, лантана, иногда цирконий. Вероятнее всего, большая часть этих примесей входит в вавеллит в составе включений вмещающих пород, которые иногда наблюдаются в отдельных зонах сферолитов.

Дебаеграммы вавеллита близки к эталонной. Главные линии дебаеграмм: 8.43 (10), 5.63 (8), 3.41 (9), 3.21 (10), 2.57 (8), 2.10 (7), 1.967 (6), 1.450 (5). Отмечаются незначительные колебания в величине межплоскостных расстояний у разных образ-

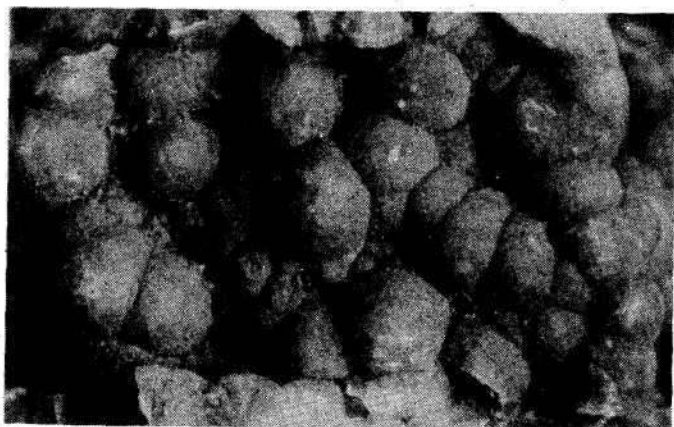


Рис. 40. Морфология агрегатов вавеллита. Увел. 2. Пай-Хой, р. Силоваяха.

пов. Параметр C_0 , определенный по данным рентгеновской съемки монокристаллов, изменяется от 6.18 до 6.79 Å. Очевидно, эти вариации связаны с небольшими вариациями химического состава вавеллита.

Под микроскопом вавеллит двуосный, положительный, $2V \sim +70^\circ$, $r > v$, погасание прямое, удлинение положительное. Темноокрашенные разности обнаруживают сильный плеохроизм. Показатели преломления (± 0.002): $n_g = 1.554-1.561$, $n_m = 1.537-1.541$, $n_p = 1.535$; у бесцветных разностей они несколько выше, чем у желтоватых. Плотность, измеренная методом микроплавка, - 2.31. Вавеллит является хрупким минералом, излом неровный, спайность по $\{110\}$, $\{101\}$, $\{010\}$ довольно ясная, твердость 3.0-3.5.

Конституционные особенности вавеллита, характеризующиеся участием в его структурной постройке кроме ионов металла (Al), комплексов $[\text{PO}_4]^{3-}$, гидроксильных групп $[\text{OH}]^-$, вхождением кристаллизационной воды; определяют сложную конфигурацию ИК спектров по крайней мере с 18 заметно выраженными полосами поглощения. Не все полосы поддаются расшифровке, но главные из них можно более или менее определенно интерпретировать. На спектре отчетливо выражены в виде глубоких полос поглощения колебания комплекса $[\text{PO}_4]^{3-}$ с частотами 1080 см^{-1} (ν_3) к $450-445 \text{ см}^{-1}$ (ν_4), осложненные небольшими полосами

деформационных колебаний в прилегающих областях. Полоса валентных колебаний ОН гидроксила имеет частоту 3570 см^{-1} . Валентные симметричные и антисимметричные колебания H_2O отражаются полосами 3185 и 3425 см^{-1} , полоса 1640 см^{-1} — это полоса деформационных колебаний Н-О-Н. В области 1025 – 1150 см^{-1} на главной полосе колебаний комплекса PO_4^{3-} фиксируются небольшие сателлиты — полосы деформационных колебаний Al-О-Н. Маятниковые и веерные колебания H_2O и колебания Al-О выражаются полосами поглощения 645 , 740 , 850 – 870 см^{-1} . Вавеллит детально описан в работе [288].

Штренгит (баррандит) — $(\text{Fe}^{3+}, \text{Al}) [\text{PO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, скородит — $\text{Fe}^{3+} [\text{AsO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и синкозит — $\text{Ca} [\text{V}(\text{OH})_2 | \text{PO}_4]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Эти минералы встречаются в составе рыхлых буровато-черных масс, выполняющих трещины и цементирующих обломки в зонах сернокислотного выветривания черных сланцев. Ассоциируют с рентгеноаморфными алюмосульфатофосфатами.

С и л и к а т ы

Силикаты составляют весьма многочисленную группу минералов, входящих преимущественно в состав магматических пород и в состав терригенных комплексов осадочных пород.

О л и в и н — $(\text{Mg}, \text{Fe})_2 [\text{SiO}_4]$. Встречается как акцессорный минерал в терригенной части осадочных пород, в современном аллювии, но наибольшие его концентрации характерны для двух типов магматических образований: для гравитационно-дифференцированных тел центральнопайхойского комплекса и для оливиновых диабазов костиншарского комплекса [153, 157, 169, 252].

В гравитационно-дифференцированных пайхойских траппах оливин присутствует в количестве до 30% только в приподошвенных пикритовых горизонтах, встречаясь в виде округлых изометричных зерен, реже в виде слабоудлиненных монокристаллов. Округлая форма характерна для зерен, включенных в моноклиный и ромбический пироксены. Железистость оливина не превышает 20%. Оливин сильно изменен. Округлые его зерна часто полностью замещены хризотилом и частично мусковитом. Идиоморфные кристаллы менее изменены. В них по трещинкам развивается серпентин, иногда с магнетитом, реже с пирротинном.

В оливиновых диабазах костиншарского комплекса оливин также почти нацело замещен агрегатом пеннина, серпентина,

клинохлора, эпидота и других вторичных минералов. Зерна разбиты трещинками, заполненными серпентином, часто с магнетитом и сульфидами (халькопиритом). Развитие сульфидов в псевдоморфозах по оливину характерно для обоих комплексов.

Гранаты - $R_3^{2+} R_2^{3+} [SiO_4]_3$. В провинции гранаты распространены не очень широко [200, 201, 211] и наиболее характерны для контактовых ореолов базитовых интрузий центральнопайхойского комплекса, где они ассоциируют с везувианом. Представлены они бесцветными или розоватыми гранулоидными зёрнами размером 0.5-0.8 м. Состав, определенный по диаграмме Г. Винчелла: гроссуляр₇₄₋₉₂, андрадит₂₋₂₅, альмандин₁₋₉. Плотность 3.45, показатель преломления $n_o = 1.740-1.750$, параметр элементарной ячейки $a_o = 11.81-11.86 \text{ \AA}$, иногда до 11.90 \AA .

В терригенной части осадочных пород гранат встречается в виде мелких хорошо окатанных зёрен.

В аллювиальных шлихах преобладает альмандин, на юго-восточном Пай-Хое встречается пироп.

Циркон - $Zr[SiO_4]$. Обычный минерал всех терригенных фракций. Встречается в виде мелких, хорошо окатанных зёрен - изометричных, удлиненных, уплощенных.

Силлиманит - $Al[AlSiO_5]_{\infty}^1$ и **кианит** - $Al_2[SiO_4]_O$. Довольно редкие минералы. Входят в состав терригенных фракций осадочных и метаморфогенно-осадочных пород, а также в состав современного аллювия. Силлиманит встречен в оторочках кварц-кальцит-сфалерит-сульванитовых жил на р. Пу-тью на Пай-Хое.

Топаз - $Al_2[SiO_4]F$. Угловатые изометричные или пластинчатые обломки топаза изредка встречаются в шлихах современного аллювия.

Ставролит - $Fe_2Al_9[SiO_4]_4O_7(OH)$. Характерен для метаморфических пород нижнего структурного этажа и для современного аллювия.

Датолит - $Ca_2[B_2Si_2O_8(OH)_2]_{\infty}^2$. В ассоциации с аксинитом встречен в контактовых кальцифирах волластонит-везувиан-пироксен-гранатового состава, развивающихся вокруг диабазовых даек вайгачского комплекса на о-ве Вайгач (губа Осминая). Датолит образует белые с желтоватым оттенком мелкозернистые агрегаты, тонкие шетки с кальцитом, встречается в виде метакристаллов и ксеноморфных выделений. Состав примесей (в %): Mn (0.03-0.1), Cu (0.01), Ti (0.003), Ge и Ga (0.001), Sb (0.0005), Y, Yb, Sn (0.0001). Главные линии

дебаеграммы: 3.43 (9), 2.785 (10), 2.79 (10). Показатели преломления: $n_g = 1.671$, $n_p = 1.625$, $n_g - n_p = 0.046$; $2V = -75^\circ$. Плотность 3.01. [1].

Титанит - $\text{CaTi}[\text{SiO}_4]\text{O}$. Довольно широко распространенный минерал, особенно характерный для различных метаморфогенных комплексов, Очень часто образуется в результате гипогенного изменения ильменита диабазов и габбро-диабазов. Главные линии дебаеграммы: 3.24 (10), 3.00 (5), 2.60 (8), 2.28 (5).

Цоизит - $\text{Ca}_2\text{Al}_3[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]\text{O}(\text{OH})$. Чаще всего цоизит встречается в метаморфизованных магматических породах как продукт изменения полевых шпатов, а также в различной степени метаморфизованных сланцах.

Эпидот - $\text{Ca}(\text{Ca}, \text{Ce})(\text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+})\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_7] \cdot [\text{SiO}_4]\text{O}(\text{OH})$. Весьма широко распространенный минерал, особенно характерный для метаморфизованных диабазов всех комплексов. С эпидозитами (пропашитами) костиншарского комплекса связано формирование месторождений самородной меди. В контактовых ореолах базальтоидных интрузий центральнопайхойского комплекса в значительных количествах эпидот присутствует в кальцифирах и роговиках внешней зоны. Показатели преломления: $n_g = 1.750$, $n_m = 1.735$, $n_p = 1.720$, $n_g - n_p = 0.030$.

Плотность 3.24-3.32 [201]. В эпидотах встречается широкий набор примесей: Sc, Mn, Ga, Ge, Mo, V, Cu, Ti, Zr, Sr, Y. В эпидотах из наиболее древних эпидотизированных габбро-диабазов ядра Пайхойского антиклинория, кроме того, присутствуют Be, Pb, Nb, Ag, Zn, Co, Ni, Cr, Ba, La, Ce, в то же время эпидот из более молодых пропашитов сравнительно чист и, кроме обычных, никаких других примесей не содержит.

Ортит - $\text{Ca}(\text{Ce}, \text{Ca})(\text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+})\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_7] \cdot [\text{SiO}_4]\text{O}(\text{OH})$. Очень редок и отмечается изредка в шлихах современного аллювия.

Везувиан - $\text{Ca}_{19}\text{Mg}_3\text{Al}_{10}[\text{Si}_2\text{O}_7]_4[\text{SiO}_4]_{10}\text{O}_2 \cdot (\text{OH})_6$. Везувиан один из характерных минералов контактовых ореолов вокруг пластовых интрузий центральнопайхойского комплекса, а в везувиан-гранатовых кальцифирах относится даже к числу ведущих минералов. Присутствует в виде буроватых зональных короткостолбчатых кристалликов размером 0.3-2.5 мм. Параметры элементарной ячейки (Å): $a_0 = 15.48$, $c_0 = 11.76$. Показатели преломления: $n_g = 1.708-1.716$, $n_p = 1.704-1.711$, $n_g - n_p = 0.004-0.005$. Плотность 3.28-3.33 [202].

Пренит - $\text{Ca}_2\text{Al}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$. Довольно широко распространен в метаморфогенных комплексах, особенно в контактовых образованиях центральнопайхойских траппов. Он присутствует в кальцифирах и роговиках внешней зоны. Образует округлые агрегаты диаметром до 2 мм, сложенные мелкими кристалликами. Относится к маложелезистой разновидности. Показатели преломления: $n_g = 1.640$, $n_m = 1.621$, $n_p = 1.611$, $n_g - n_p = 0.029$. Плотность 3.00-3.01.

Аксинит - $\text{Ca}_2(\text{Mn}, \text{Fe})\text{AlAl}[\text{Si}_4\text{O}_{12}][\text{VO}_3]\text{OH}$.

Аксинит встречается преимущественно в кварц-карбонатных жилах и прожилках, залегающих в контактовых роговиках или диабазовых центральнопайхойского и вайгачского комплексов [1, 15, 281, 282]. Обычное содержание аксинита в прожилках колеблется от 20 до 50%, но встречаются прожилки, полностью сложенные средне- и крупнокристаллическим аксинитом.

Кристаллы аксинита, имеющие размер до 30 мм, образованы комбинацией пинакоидов $\{010\}$, $\{121\}$, $\{111\}$, $\{011\}$, $\{120\}$, $\{110\}$, причем неравномерное их развитие придает кристаллам клиновидный облик. Крупные кристаллы сильно расщеплены, имеют гребенчатый и даже перистый облик. Характер расщепления аналогичен аксиниту с Приполярного Урала. Цвет аксинита кремово-желтый или желтовато-серый с лиловым оттенком. Мелкие кристаллы прозрачны или полупрозрачны, крупные просвечивают по краям. Все без исключения проанализированные аксиниты являются крайними железистыми членами аксинит-севергинитового ряда с расходящимися пределами и в соответствии с рекомендациями ММА классифицируются как аксинит-Fe. Содержание главных компонентов: $\text{SiO}_2 = 42.38-43.23$, TiO_2 до 0.04, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 17.15-17.45$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0.53-0.88$, $\text{FeO} = 7.11-9.02$, $\text{MnO} = 1.00-1.16$, $\text{CaO} = 19.21-19.65$, $\text{MgO} = 1.07-2.20$, $\text{K}_2\text{O} = 0.006-0.02$, $\text{Na}_2\text{O} = 0.05-0.15$, $\text{V}_2\text{O}_5 = 5.90-6.11$. Аксинит характеризуется низким содержанием MnO (1.00-1.16%) и высокой $\Sigma \text{FeO} + \text{MgO}$ (9.31-10.09%). Как можно заключить из анализа литературных данных, столь низкое содержание марганца характерно лишь для таких локалитетов аксинита, для которых отчетливо выступает генетическая связь с продуктами ультрабазитового или базальтоидного магматизма. Спектральными анализами в аксините обнаружены микропримеси бериллия (0.001-0.02%), ванадия (0.005-0.02%), меди ($1-3 \cdot 10^{-4}\%$), цинка (0.01-0.05%), следы скандия, галлия, молибдена. Плотность, определенная пикнометром с точностью ± 0.005 , находится в пределах от 3.200 до 3.225 (три определения); по данным метода микроплавления, пределы колебания несколько шире - от 3.18 до 3.24 (15 определений).

Показатели преломления (± 0.002): $n_g = 1.684-1.693$, $n_p = 1.671-1.682$.

Турмалин - $\text{Na}(\text{Mg, Fe, Mn, Li, Al})_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3 \cdot (\text{OH})\text{F}_4[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$. Встречается в шлихах современного аллювия и в терригенной фракции осадочных пород в виде относительно слабоокатанных удлиненных зерен зеленовато-серого, темно-зеленого до черного цвета.

Пироксены. Как моноклинные, так и ромбические пироксены являются главными породообразующими минералами основных эффузивных и интрузивных пород. Конституция и свойства пироксенов довольно чутко отражают условия их формирования, поэтому мы специально остановимся на анализе типоморфизма этих минералов в гл. У.

Тремолит - $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2^\infty$. Входит в состав магматических пород, а также формирует прожилки тремолит-асбеста. Наиболее часто тремолит-асбестовые прожилки встречаются в телах порфиритов тоятинского комплекса, в габбро-диабазам амдерминского, центральнолайхояского, костиншарского комплексов. Состав тремолита, например с о-ва Местного, по П.П. Сушинскому (в %): $\text{SiO}_2 = 54.34$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 3.34$,

$\text{Fe}_2\text{O}_3 = 9.27$, $\text{CaO} = 12.08$, $\text{MgO} = 17.08$, $\text{CO}_2 = 2.49$ (загрязнен примесями). Главные линии дебаеграммы: 3.10 (9), 2.69 (10), 1.577 (6), 1.434 (8).

Актинолит - $\text{NaCa}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2\text{O}(\text{OH})^\infty$. Входит в состав основных пород. В сульфидизированных телах центральнолайхояского комплекса встречается в кварц-актинолит-асбестовых прожилках в ассоциации с халькопиритом. Главные линии дебаеграммы: 2.892 (10), 1.866 (8), 1.627 (8), 1.394 (7).

Глаукофан - $\text{Na}_2(\text{Mg, Fe})_3(\text{Al; Fe})_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2 \cdot (\text{OH})_2^1$. Очень редкий минерал, встречается в терригенной части осадочных пород.

Роговая обманка - $(\text{Na, K})_{0.5-2}\text{Ca}_{3-4}\text{Mg}_{3-6} \cdot \text{Fe}_{2-4}^{2+}(\text{Al, Fe}^{3+})_2[(\text{OH})_4|\text{Al}_{2-4}\text{Si}_{14-12}\text{O}_{44}]$. В диабазам центральнолайхояского комплекса представлена буровато-зеленой и коричневой разновидностями. Магнезиальность бурой роговой обманки около 35%, зеленой - около 55% [69].

Антофиллит - $\text{Mg}_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2^\infty$. Известен в метаморфогенных прожилках альпийского типа на северо-западном Пай-Хое.

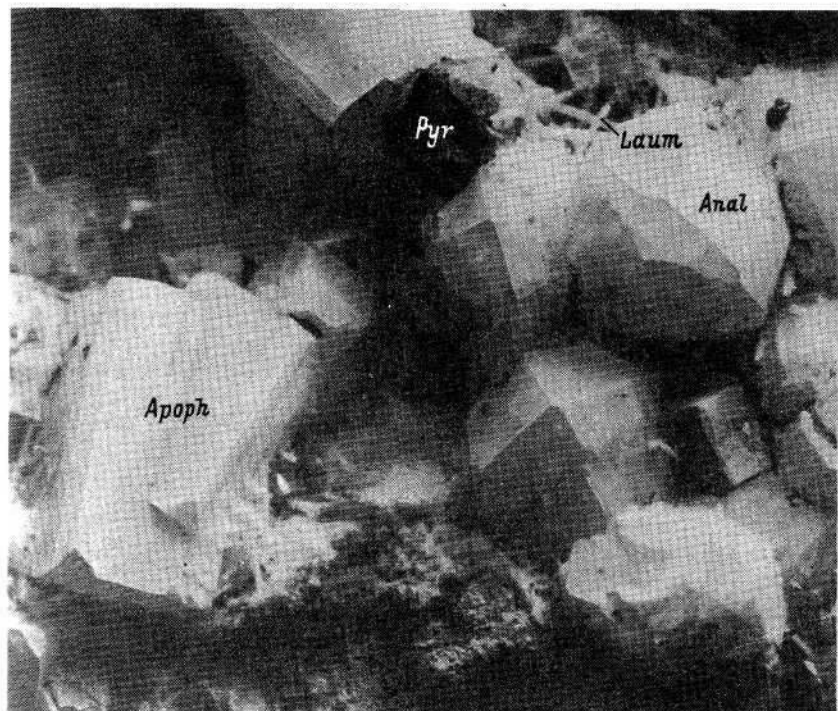


Рис. 41. Друзы кристаллов анальцима (Anal), ломонита (Laum), апофиллита (Апофл) и пирита (Pyr) на стенке трещины в туфобрекчии. Увел. 2. Карская депрессия.

Родонит - $\text{CaMn}_4[\text{Si}_5\text{O}_{15}]_\infty$ ¹. Отмечался на р. Силоваяха в составе гидротермальных жил, секущих марганецсодержащие яшмовидные породы верхнего девона.

Апофиллит - $\text{KCa}_4(\text{H}_2\text{O})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]_2\text{F}_\infty$ ². Встречен в гидротермальных проявлениях Карской депрессии вместе с ломонитом и анальцимом [296]. Кристаллы апофиллита (рис. 41, 42) несколько удлиненного облика и призматического габитуса являются наиболее крупными по сравнению с кристаллами ассоциирующих минералов. Их размер достигает 20 × 7 × 7 мм. Они образованы габитусными гранями {001} и {100}, формы {111} и {210} хотя и встречаются на всех кристаллах, но не определяют их габитуса. Грани кристаллов гладкие, блестящие, грани пинакоида {001} часто блоковые, мозаичные вследствие зачаточного расщепления. Характерна совершенная спайность по (001). Кристаллы, как правило, прорастают иголочками более раннего ломонита.

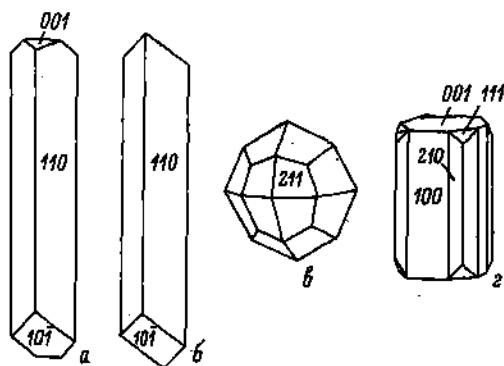


Рис. 42. Морфология кристаллов ломонита (а-б), анальцима (в), апофиллита (г).

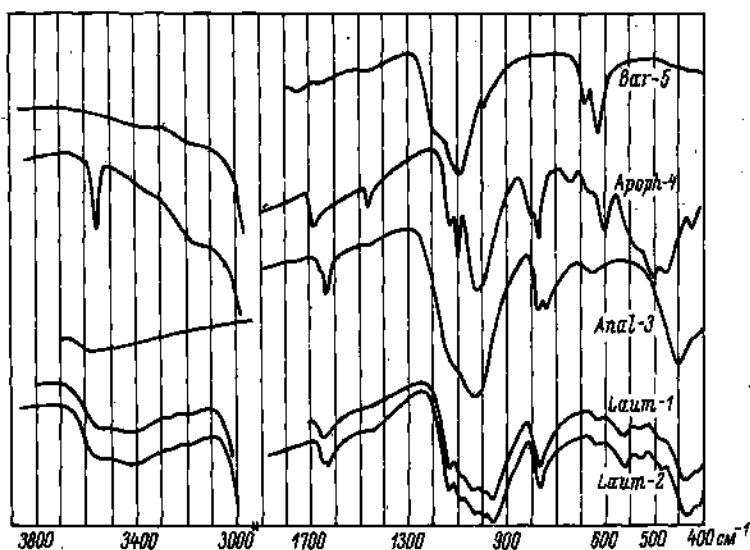


Рис. 43. Инфракрасные спектры ломонита, анальцима, апофиллита и барита.

Апофиллит бесцветен, воляно-прозрачный. Двусный, положительный, $n_o = 1.546$, $n_e = 1.544$. ИК спектр (рис. 43) - типичный для этого минерала. Плотность 2.21-2.27. Наиболее интенсивные линии дебаеграммы: 7.78 (9), 4.49 (8), 3.89 (6), 3.55 (7), 3.17 (6), 2.96 (7), 2.48 (10), 2.10 (6), 1.764 (5). Параметры элементарной ячейки (в Å), вычисленные по рентгенограммам качания вдоль осей: $a_o = 8.96$, $c_o = 15.78$. Элементы-

примеси, по данным спектральных анализов (в %): Mo - 0.002, Zn - 0.05, Ti - 0.02, Mn - 0.001, Ba, Mg, Pb, V, Cu - сл.

По морфологии и свойствам карский апофиллит близок апофиллиту из цеолитовых проявлений, связанных с шаровыми лавами р. Тунгуски [2], и апофиллиту ряда других поствулканических цеолитовых месторождений [40].

Мусковит - $K\{Al_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2\}_\infty^2$. Обычный минерал, развивающийся по полевым шпатам при их разрушении (серицитизации). Главные линии дебаеграммы: 3.27 (8), 2.96 (7), 2.55 (8), 1.970 (9).

Пирофиллит - $Al_2\{Si_4O_{10}\}(OH)_2_\infty^2$. Отмечается в терригенной части осадочных пород и древних кор выветривания.

Биотит - $K\{(Mg, Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2\}_\infty^2$. Биотит характерен для кислых магматических пород, в меньшей мере - для основных [242, 243]. В сиенитах торасовейского сиенитового комплекса содержание биотита варьирует от 4 до 12%, в биотит-роговообманковом лейкодиорите - 13-14%, в керсантите - 37%. Пластинки биотита изъедены; характеризуются неровными краями и округлыми отверстиями; в них нередко включены зерна магнетита. Состав биотита (в %): $SiO_2 = 37.13-41.33$, $TiO_2 = 3.61-4.77$, $Al_2O_3 = 10.78-12.97$, $Fe_2O_3 = 2.30-4.03$, $FeO = 13.49-18.54$, $MnO = 0.170-0.210$, $MgO = 10.78-11.93$, $CaO = 0.74-3.49$, $Na_2O = 0.16-0.54$, $K_2O = 7.64-8.80$, $H_2O^- = 0.02-0.12$, $H_2O^+ = 1.62-2.52$, $S_{общ} = 0.36-0.57$, $F = 0.30-0.61$, $P_2O_5 = 0.02$.

Из основных пород биотит присутствует в небольших (1,4%) количествах в пикритовых горизонтах гравитационно-дифференцированных интрузий центральнопайхойского комплекса. Представлен густо окрашенной разновидностью [69].

Гидрослюды - $(Na, K)_{1-x}(H_2O)_x\{Al_2[AlSi_3O_{10}](OH)_{2-x}(H_2O)_x\}_\infty^2$. Входят в состав метаморфизованных осадочных пород, а также в терригенную часть неметаморфизованных.

Монтмориллонит - $Na_x(H_2O)_4\{Al_2[Al_xSi_{4-x}O_{10}](OH)_2\}_\infty^2$. Входит в состав метаморфизованных сланцев. Довольно часто встречается в гидротермальных образованиях: в кальцит и кварц-кальцитовых жилах, во флюоритовых и халькопиритовых месторождениях. Главные линии дебаеграммы: 3.04 (10); 2.20 (7), 2.02 (7), 1.814 (8), 1.794 (8), 1.469 (5), 1.392 (5).

Хлориты - $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2\text{Al}_2\text{SiO}_5(\text{OH})_4 - (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3 \cdot \text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$. Являются главными породообразующими минералами метаморфических пород, обычно входят в терригенную часть осадочных пород, широко встречаются в гидротермальных месторождениях. Специально не изучались.

Пеннин - $(\text{Mg}, \text{Al})_3 [(\text{OH})_2 | \text{Al}_{0.5-0.9}\text{Si}_{3.5-3.1}\text{O}_{10}] \cdot \text{Mg}_3(\text{OH})_6$. Встречается в контактово-метаморфических ореолах диабазовых тел.

Клинохлор - $\text{Mg}_4(\text{Mg}, \text{Al})_2 [(\text{Si}, \text{Al})_2\text{Si}_2\text{O}_{10}] \cdot (\text{OH})_{8\infty}^2$. Характерен для контактово-метаморфических образований.

Тюрингит (Fe-Al-алюмошамозит) - $\text{Fe}_4\text{Al}_2 [(\text{Si}, \text{Al})_2\text{Si}_2\text{O}_{10}] (\text{OH})_{8\infty}^2$. Довольно широко представлен в бокситоносных корках выветривания.

Каолинит - $\text{Al}_4 [(\text{OH})_8 | \text{Si}_4\text{O}_{10}]$. Встречается в древних и современных корках выветривания.

Антигорит (серпентин) - $\text{Mg}_6 [\text{Si}_4\text{O}_{10}] (\text{OH})_{8\infty}^2$. В виде вторичных гипогенных корочек по оливины и прожилки в оливиновых зернах постоянно встречается в оливиновых диабазах и пикритах костиншарского и центральнолайхойского комплексов.

Хризотил - $\text{Mg}_6 [\text{Si}_4\text{O}_{10}] (\text{OH})_{8\infty}^2$. Характерен для сильнометаморфизованных разновидностей диабазов. Встречается в виде развивающихся по ним тонких прожилков.

Анальцим - $\text{Na}_2 [\text{AlSi}_2\text{O}_6]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}_{\infty}^3$. Встречен в гидротермальных жилах Карской депрессии вместе с апофиллитом и ломонитом [287]. Кристаллы анальцима размером до 10 мм в поперечнике характеризуются изометричным обликом и сформированы гранями тетрагонтриоктаэдра (рис. 42). Вследствие неравномерного развития граней габитус кристаллов скорее псевдодипирамидальный и может быть условно представлен комбинацией дипирамид $\{112\}$, $\{121\}$ и $\{211\}$. Кристаллы анальцима бесцветны, прозрачны. Они почти постоянно содержат вростки иголок ломонита, так как росли позже его, реже встречаются включения пирита. Корочки и присыпки пирита иногда наблюдаются на гранях кристаллов анальцима.

Химически не анализировался. Элементы-примеси по данным спектрального анализа (в %): Ca - 0.7, Ti - 0.01, Ga, Mo,

V, Mg, Fe - 0.00n, Cu, Ag - 1×10^{-4} , Ba - сл. По диаграмме „состав-параметр ячейки“ устанавливается содержание: Na+K+2Ca=15.7 α Si - 32.3 атомов в элементарной ячейке.

Плотность анальцима 2.23-2.25. Анальцим изотропный, иногда аномально анизотропный, $n = 1.494 (+0.002)$. Конфигурация ИК спектра (рис. 43) несколько проще, чем у ломонтита. В области 400-800 см^{-1} здесь наблюдаются всего четыре полосы поглощения, валентные колебания (Al, Si)-O связей отражаются одной широкой полосой поглощения около 1040 см^{-1} , так же как и валентные колебания OH-связей (3630 см^{-1}). Наиболее интенсивные линии дебаеграммы: 5.67 (8), 3.42 (10), 3.02 (9), 1.746 (7), 1.221 (6), 1.121 (5). Параметр элементарной ячейки $a_0 = 13.714 - 0.003 \text{ \AA}$.

Полевые шпаты - Ca $[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ - (Na, K) $[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Полевые шпаты - главные породообразующие минералы магматических пород и осадочных кластогенных пород - широко распространены в провинции [69, 159, 157, 242, 243, 252], особенно кальциево-натровые полевые шпаты (плагноклазы).

В гранитоидах едунейского кварц-диорит-плагногранитового комплекса плагноклаз представлен лабрадором (№ 52-60), реже андезином, sdвойникован по бавенскому закону, сосюритизирован. В сменитах торасовейского комплекса плагноклаз составляет от 45 до 63%, калиевый полевой шпат - 21-22%, плагноклаз - андезин и лабрадор, причем преобладает лабрадор. Кристаллы идиоморфные, призматические или таблитчатые от 1 до 2.3 мм, иногда зерна более мелкие, размером в десятые доли миллиметра, разноориентированы. Все кристаллы полисинтетически sdвойникованы по бавенскому, реже по карлсбадскому закону, многие из них неотчетливо зональны, с волнистым погасанием. Калиевый полевой шпат встречается в виде ксеноморфных зерен с пойкилитовыми вростками плагноклаза, цветных минералов, апатита.

В субинтрузивных телах центральнопайхойского комплекса содержание плагноклазов варьирует от 40 до 60%. Отмечается обогащение плагноклаза альбитовым компонентом от краевых частей недифференцированных интрузий к их пегматоидным ядрам. В гравитационно-дифференцированных телах наблюдается различие состава плагноклазов по разрезу: в зонах контактовых диабазов плагноклаз представлен An_{43} , в такситовых горизонтах - андезином (An_{33}), в пикритах - лабрадором (An_{60-69}). В наиболее кислых разностях (гранофирах) встречается альбит № 3-4.

В синхронных центральнопайхойских базальтоидах костиншарского комплекса состав плагноклазов несколько различен и за-

висит от петрографического состава вмещающих пород: в оливиновых диабазах - лабрадор с содержанием анортита 45-55%, в диабазах с пойкилофитовой структурой содержание анортита 35-64%, в спилитах - 3-37%, в плагиоклазовых порфиритах - 20-40%, в диабазовых порфиритах - 45-48%. В комагматичных с ними интрузивных габбро-диабазов вайгачского комплекса содержание анортитового компонента варьирует от 40 до 62%.

Диаспор - AlOON^1_{∞} . Отмечается иногда в метаморфизованных ордовикских сланцах.

Скаполит - $\text{Ca}_4[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]_3\text{O}^3_{\infty}$. В магматических породах вместе с хлоритом и минералами группы цоизита-клиноцоизита замещает плагиоклаз, образуя мелкозернистые агрегаты. Характерен только для наиболее сильнометаморфизованных пород.

Ломонтит - $\text{Ca}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}^3_{\infty}$. Встречается в зонах гидротермальной минерализации в Карской депрессии в ассоциации с анальцимом и апофиллитом. Ломонтит является наиболее ранним минералом и нарастает непосредственно на стенки трещины, образуя сильно удлиненные игольчатые кристаллы призматического габитуса, часто собранные в радиальнолучистые агрегаты. Длина кристаллов до 10 мм, на некоторых участках - до 15 мм, сечение менее миллиметра. Кристаллы образованы простыми формами: с $\{001\}$, т $\{110\}$, е $\{10\bar{1}\}$ (рис. 41, 42). Для кристаллов ломонтита характерна совершенная спайность по (010) и (110) и менее совершенная - по $(10\bar{1})$. В центральной части кристаллов наблюдаются серии хлопьевидных и трубчатых полостей, ориентированные вдоль удлинения.

Кристаллы ломонтита бесцветные, водяно-прозрачные, со стекляннным блеском, реже полупрозрачные, молочно-белые. Ломонтит двуосный, отрицательный, с $2V$ около $30-50^\circ$, плоскостью оптических осей (010), углом погасания до 40° , $n_g = 1.521 (\pm 0.002)$, $n_m = 1.516$, $n_p = 1.511$. Цвета интерференции яркие, аномальные. Плотность 2.23.

Состав ломонтита соответствует формуле $(\text{Ca}_{3.39}\text{Na}_{0.60} \cdot \text{K}_{0.40})_{4.39} [\text{Al}_{7.1}\text{Si}_{16.8}\text{O}_{48}] \cdot 14.24\text{H}_2\text{O}$. Спектральным анализом фиксируются примеси (в %): Mn - сл., Ga - 0.002, Sr - 0.04, Ba - 0.01, Sn - 6×10^{-4} . Ломонтит, следовательно, по составу относится к малокальциевой, несколько щелочной разновидности с пониженным количеством воды. Потеря почти двух молекул воды связана с переходом в атмосферных условиях ломонтита в β -леонгардитовую разность. По своим особенностям он близок к ломонтиту из современных гидротерм Камчатки.

Главные линии дебаегранмы: 7.05 (10), 6.73 (10), 4.16 (10), 3.28 (9), 3.01 (8), 2.38 (8), 2.15 (10), 1.728 (7), 1.705 (8).

1.566 (10), 1.434 (6), 1.329 (9), 1.077 (7), 1.023 (9), 0.976 (10). Параметр элементарной ячейки, измеренный по рентгенограмме качания вдоль волокна (C_0), равен 7.18 Å, что совпадает с теоретическим значением. ИК спектры ломонита, (рис. 43), снятые на спектрографе UR-20, типичны для этого минерала. Они характеризуются сложной конфигурацией в области 400–800 см^{-1} и многократным расщеплением полос валентных колебаний (Al, Si)-O-связей в интервале 965–1140 см^{-1} . Полоса деформационных колебаний OH-комплексов 1645 см^{-1} выражена очень четко, полоса валентных колебаний этих группировок размытая (3100–3700 см^{-1}) и имеет четыре нечетких максимума – 3200, 3290, 3430 и 3560 см^{-1} [287].

Томсонит – $\text{NaCa}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]_{2.5} \cdot 6\text{H}_2\text{O}_\infty^3$. Отмечался в контактово-метасоматических образованиях, связанных с субинтрузивными телами центральнопайхойского комплекса.

Минералоиды

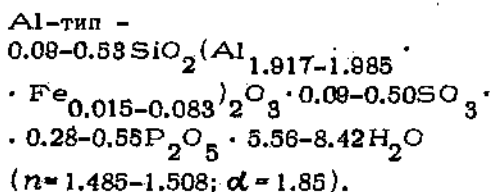
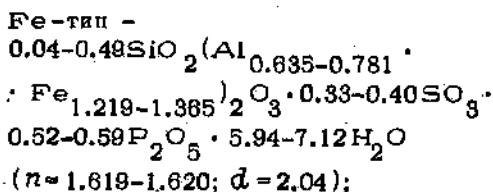
В этой группе мы перечислим ряд аморфных природных образований, не являющихся минералами в строгом понятии этого термина, так как для их структуры не характерен дальний порядок. Однако эти минералоиды имеют серьезное минералогическое значение, поскольку являются исходными для формирования ряда минералов, формируются в результате определенных минералообразующих процессов и связаны с определенными этапами минералообразования. В ряде случаев минералоиды представляют непосредственный практический интерес. Их главные находки в провинции показаны на рис. 44.

Железоалюмофосфатные гели. Широко распространены на юго-востоке Пай-Хоя, где образуются в результате сернокислотного выветривания нижневизейских фосфоритовых глинисто-углисто-кремнистых сланцев. Они представляют собой вязкие жидкости желтого, желтовато-коричневого и темно-коричневого цвета, постепенно сгущающиеся от супоноподобного золя до золя дегтеподобной и смолоподобной консистенции. Состав жидких золь не постоянен и варьирует в пределах $0.02\text{--}0.37\text{SiO}_2 \cdot (\text{Al}_{0.014\text{--}1.927}^{\text{Fe}} 0.073\text{--}1.886)_2\text{O}_3 \cdot 0.74\text{--}2.98\text{SO}_3 \cdot 0.21\text{--}0.49\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 6.10\text{--}23.86\text{H}_2\text{O}$. Золи характеризуются очень кислой реакцией ($\text{pH}=1.5\text{--}3$), показатели преломления $n=1.335\text{--}1.380$, у подсушенных золь $n=1.492\text{--}1.525$, $d=1.81\text{--}2.11$. Предельным результатом коагуляции жидких золь являются твердые канифолеподобные коагелы, прозрачные и полупрозрачные, винно-красного или красновато-коричневого цвета. При коагуляции золь формируются два конституционных типа коагелов со специфическими свойствами:



Рис. 44. Схема распространения минералов:

1 - алюмофосфаты и алюмофосфато-сульфаты; 2 - янтарь; 3 - антраксоидит.



Твердые канфолеподобные: коагели цементируют обломки пород в зонах дробления и образуют почковидные агрегаты со скорлуповатым внутренним строением, очень похожие на сферолитовые корки. От кристаллизационных сферолитов коллоидные почки отличаются отсутствием четких границ между ними и отсутствием зон геометрического отбора, несоответствием между формой различных слоев роста, наличием полигональной отдельности усыхания с перпендикулярными поверхностями корок трещинами, не контролируемой формой и распределением почек, раковистым поперечным изломом и др.

Колофаны. Белые плотные скрытокристаллические агрегаты апатита (колофаны) образуются при разрушении фосфоритовых конкреций в нижневизейских глинисто-углисто-кремнистых сланцах. Наиболее часто встречаются в тех районах, где на фосфоритоносные горизонты накладываются зоны дробления.

Особенно широко колофановые образования распространены на северо-восточном крыле антиклинория и встречаются в береговых обнажениях на реках Сибирчатаяха и Солчаю.

Эвансит - $Al_3[(OH)_6]PO_4 \cdot 6H_2O$. Встречается вместе с алюмофосфатносульфатными гелями и по внешним признакам неотличим от них. Представляет собой безсульфатный тип охарактеризованных выше гелей.

Аллофаны. Аморфные алюмосиликаты с соотношением Al и Si, близким к 1 : 1, встречаются вместе с алюмофосфатами и алюмофосфатосульфатами в зонах сернокислотного выветривания глинистых сланцев.

Опал - $SiO_2 + aq$. Довольно редкий минерал. Иногда в виде стеклоподобных масс встречается в зонах окисления медноколчеданных проявлений, а также в зонах сернокислотного выветривания сланцев.

Стекла. Весьма характерны стекла для туфобрекчиевого и лавового выполнения Карской кольцевой депрессии и для ореола передробленных и переплавленных в бортах и на дне депрессии палеозойских пород [33, 132]. Здесь широко развиты как диаплектовые стекла, так и моно- и полиминеральные стекла плавления. Последние чаще всего не гомогенизированы: в скоплениях стекла наблюдаются линзы и полосы с разной окраской (бурой, зеленой, бесцветной) и разными показателями преломления. Среди диаплектовых стекол выделяются маскелинит - стекло по полевому шпату - и лешательерит - стекло по кварцу. Стекла в значительной степени раскристаллизованы. Продуктами раскристаллизации является кварц с примесью кристобалита. Здесь же встречается коэсит.

Гагат. Крупные (до 10 см) обломки смоляно-черного гагата, вязкого, хорошо режущегося ножом встречены с обломками слабометаморфизованных (меловых?) углей в древнечетвертичном аллювии на севере Пай-Хоя (бассейн р. Песчаной). Вместе с гагатом встречаются такие же по внешнему виду обломки, но очень хрупкие.

Янтарь. Отдельные зерна янтареносных смол размером до 15 мм встречаются на пляжах Югорского побережья Карского моря и материковом берегу пролива Югорский Шар. Довольно значительные пляжные скопления янтаря обнаружены на озерах Тоинто и Вояты на севере Пай-Хоя. Янтарь встречается также в аллювии почти всех пайхойских рек, особенно Хейяхи и Лиуряхи. На р. Песчаной в 25 км от пос. Амдерма открыта залежь янтаря в дельтовых отложениях голоценового возраста со средней продуктивностью 2.087 кг/м³.

В янтареносной залежи р. Песчаной зерна янтаря представлены как неразрушенными первичными образованиями с естественными поверхностями смоляных выделений, так и их обломками, ограниченными поверхностями раковистого излома (рис.45). Степень разрушения янтаря в процессе его перетолжения не

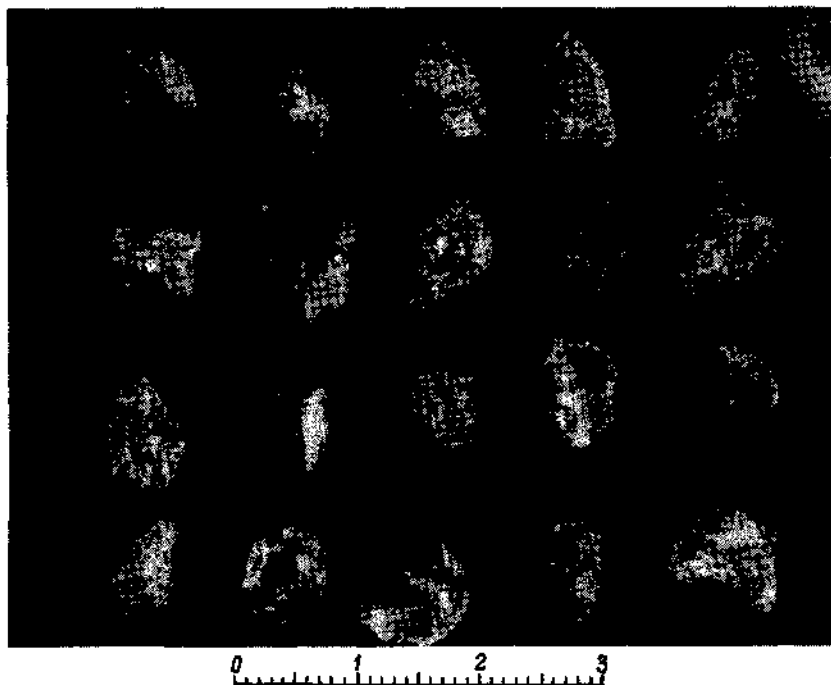


Рис. 45. Форма зерен янтаря. Натур. вел. Пай-Хой, р. Песчаная.

очень высока, а значит, первичный источник находился сравнительно недалеко. Среди первичных форм резко преобладают натечные (каплевидные, сосульковидные). Часто они искажаются отпечатками веток и коры деревьев. Поверхность зерен неровная, мелкобугорчатая, с многочисленными узкими неглубокими морщинами, образующими полигональный рисунок из правильных многоугольников размером 1-3 мм, похожий на полигональную структуру усыхания. Размер янтарных зерен невелик - около 75% составляет фракция 2-5 мм. Наиболее крупные зерна имели размер 27 x 17 x 11 и 29 x 20 x 16 мм. По степени прозрачности зерна янтаря распределяются следующим образом: совершенно прозрачные - 79%, полупрозрачные - 11%, непрозрачные - 9%. Среди них можно выделить все основные разновидности янтаря, известные на других месторождениях: облачный, бастард, костяной, пенистый. Цвет прозрачных зерен янтарно-желтый или лимонно-желтый, полупрозрачных - от соломенно-желтого и восково-желтого до белого, непрозрачных - белый, желтовато-белый, коричневатого-серый. Все зерна с естественными поверхностями характеризуются наличием внешней прозрачной желтовато-красной зоны окисления толщиной до 1-5 мм, причем мелкие зерна могут быть полностью сложены окисленным янтарем.

Комплексные физико-химические исследования янтаря из проявления на р. Песчаной позволяют выделить здесь два основных типа ископаемых смол, отличающихся целым комплексом свойств.

Первый тип включает прозрачные и полупрозрачные зерна, второй - непрозрачные фарфоровидные. Между ними существуют не только морфологические различия, но и более глубокие конституционные. Янтарь первого типа по сравнению со вторым является структурно более упорядоченным, что особенно четко отражается в упрощении связей, повышении хрупкости и т.п. Оба типа смол по комплексу признаков относятся к семейству ретинита, причем второй тип похож на разности, переходные от геданита к сукцинисту, первый же в таксономической литературе по янтарю не находит себе аналогов. Очень сходные два типа янтаря описаны С.С. Савкевичем и Т.Н. Попковой [185] по материалам В.В. Жерихина из Хатангской впадины. Несмотря на то что пайхойский янтарь не является сукцинистом, обычно используемым в ювелирной практике, изготовление опытной партии изделий из него" дало весьма положительный результат. В связи с широким распространением янтаря в этом регионе целесообразно ставить вопрос о его использовании как химического сырья. Пайхойский янтарь детально описан в брошюре [267].

Гильсонит и греемит. Эти и другие продукты" метаморфизма нефтей довольно часто встречаются в проявлениях эпигенетической кальцитовой, как правило, низкотемпературной минерализации в карбонатных породах. Типичные проявления детально описаны на параллельном Пай-Хою поднятии Чернова [251, 262].

Антраксолит. Этот битум довольно высокой степени метаморфизма присутствуют почти во всех полиметаллических проявлениях, а также образует крупные скопления в призматических частях Южноновоземельского антиклинория, объединяемые в самостоятельную кальцит-антраксолитовую формацию [3, 4, 71, 144, 228, 297].

На Новой Земле наиболее крупные скопления антраксолита характерны для мыса Соколова и северной части о-ва Междушарского. Общая мощность антраксолитовых зон около 20 м. В ассоциации с антраксолитом кроме кальцита иногда отмечается пирит и в одном случае зафиксирован халькопирит. В протоочках постоянно присутствуют флюорит, целестин, сфалерит, иногда самородный свинец. Пирит в некоторых полостях образует вместе с кальцитом сталактитоподобные образования - цепочки кристаллов длиной до 100 мм и толщиной 1-3 мм. Ориентировка осей этих образований почти совпадает с современной вертикалью, что свидетельствует о сравнительно позднем формировании кальцит-антраксолитовых зон. На полиметаллическом месторождении Раздельное на о-ве Вайгач антраксолит встречается в зонах рудной брекчии, где его выделения приурочены или к границам неперекристаллизованного доломита с белым вторичным

доломитом, или к центральным частям доломитовых гнезд. В первом случае антраксолит образует тонкую вкрапленность или почти сплошные мелкозернистые скопления, во втором — стахтитообразные, каплевидные и почковидные выделения и правильные полые шарики диаметром 3–5 мм.

На югорском побережье Пай-Хоя антраксолит встречается в мощных кальцитовых жилах и зонах дробления, сцементированных кальцитом, в виде гнезд размером до 50 мм в поперечнике. Такие жилы с антраксолитом широко развиты в районе полярной станции Белый Нос.

Антраксолит представляет собой хрупкое легкое вещество черного цвета со смоляным, а иногда металлическим блеском, с раковистым изломом, не просвечивающее даже в тонких осколках. Состав (в %): С — 76.15–76.72, Н — 2.10–2.29, N — 0.82, O — 2.87–3.23. Спектральным анализом кроме порообразующих элементов обнаружены V, Ba, Ni (*n*, %), Ti (0.003–0.005%), Cu, Mo (*n* · 10⁻⁴%), следы Mn, Pb, Nb, Ag, Zn. Антраксолит существенно ванадиевый и, по данным И.А. Орловой и В.А. Успенского, содержит до 60% V₂O₅. Зольность 0.65–1.00%. Состав золы (в %): SiO₂ — 7.11–8.06, WO₃ — 0.09–0.10, V₂O₅ — 18.79–21.33, MoO₃ — 0.29–0.33, NiO — 2.29–2.60, Fe₂O₃ + TiO₂ — 2.62–3.02, CaO — 22.47–25.50, MgO — 0.12–0.13, SO₃ — 33.62–38.16, CoO, MnO, Cr₂O₃ — сл., CuO. As₂O₃ — не обн. Спектральным анализом в золе, кроме того, обнаружены Ba, Sr, Zn, Ti, Cr, Zr. Антраксолит, таким образом, характеризуется сложным химическим составом. На дебаграммах в области 2θ = 29–30° фиксируется четко выраженное диффузное галло, а в областях 2θ = 46, 49 и 56° — слабые диффузные полосы. Межплоскостные расстояния этих отражений соответственно равны (в Å): 3.5, 2.29, 2.16, 1.91. Полученная картина свидетельствует об определенной структурной упорядоченности исследованного битуминозного вещества. Антраксолит не горит, не плавится. Твердость около 3. Плотность 1.56–1.72. Электропроводность, измеренная в разных образцах, также заметно колеблется от едва ощутимой до значительной. Это колебание, вероятно, вызвано высокой степенью метаморфизма антраксолитоподобного вещества и приближением его по свойствам к графиту.

Глава V. МИНЕРАЛЫ - ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ МИНЕРАЛОГЕНЕЗИСА

Характеризуя минеральные комплексы Пайхойско-Южновоземельской провинции и рассматривая ее минеральный кадастр, мы неоднократно отмечали зависимость конституционных особенностей и свойств многих минералов от особенностей их локализации, парагенезисов, условий формирования, т.е. отчетливо выраженный типоморфизм минералов. Типоморфический анализ имеет большое значение как для генетической дифференциации различных минералопроявлений, выяснения их генетической природы и физико-химических параметров минералообразования, так и для разработки минералогических прогнозных и поисково-оценочных критериев. Поэтому мы считаем необходимым и полезным проанализировать в этой главе типоморфизм хотя бы нескольких наиболее распространенных минералов, чтобы на их примере установить главнейшие пространственные и временные закономерности изменения конституций и свойств минералов, получить надежную информацию о среде и условиях минералообразования, показать перспективность типоморфического анализа в решении топоминералогических проблем. Исходя из этой задачи, мы остановимся на ряде наиболее типоморфно чувствительных минералов - сфалерите, халькопирите, галените, пирротине, пирите, сложных сульфидах мышьяка, ванадия, германия, флюорите, кварце, кальците, породообразующих пироксенах.

С ф а л е р и т ¹

Сфалерит является одним из главных минералов в минеральных парагенезисах почти всех типов минеральных формаций Пайхойско-Южновоземельской минералогической провинции. Конституционные особенности сфалерита допускают возможность широких вариаций его состава вследствие относительно легкого изоморфного вхождения в кристаллическую структуру широкого

¹ В написании раздела использованы материалы А.Б. Макеева.

комплекса примесных элементов, резко меняющегося с изменением условий кристаллизации [39, 77, 128, 173, 184]. В связи с этим сфалерит характеризуется высокой нормой и чувствительностью его реакции на изменения минералообразующей среды и является удобным объектом типоморфического анализа [271, 273]. Он широко и успешно используется для выяснения генетической природы сфалеритсодержащих месторождений, формировавшихся в самых различных условиях.

Учитывая „сквозной“ характер распространения сфалерита и его высокую генетическую чувствительность, мы попытались на основе типоморфического анализа его состава и свойств подойти к решению ряда задач, в первую очередь - к уточнению формационного расчленения гидротермальных месторождений провинции, дифференциации региональных рудных зон по типоморфным особенностям сфалерита, выявлению однотипных месторождений и проявлений, выяснению условий формирования месторождений и топоминералогических закономерностей. Некоторые данные о результатах изучения сфалерита опубликованы [119, 127, 280, 281, 282, 293, 302].

Аналитический материал и методы его обработки. Нами изучался сфалерит более чем из 80 локатипов, причем из 50 наиболее детально. Было выполнено более двухсот полных анализов, в том числе 53 анализа традиционными химико-аналитическими методами, а остальные - с помощью рентгеновского микроанализатора JXA-5; сходимость результатов этих методов удовлетворительная. Состав и содержание микропримесей оценивались по данным приближенно-количественных и количественных спектральных анализов, а для некоторых элементов (например, Mn) корректировалось по данным ЭПР.

Обобщенные данные о компонентном составе сфалерита из различных локатипов приведены в табл. 4. Аналитические данные о составе элементов-примесей имеются в работе [281].

Кроме химического состава с различной степенью детальности исследовались основные физические свойства сфалеритов: твердость микровдавливания с помощью микротвердометра ПМТ-3; плотность на термоградиентной трубке и пикнометрически; магнитная восприимчивость методом Фарадея; термолюминесценция, фотолюминесценция, спектры возбуждения и поглощения [293]; структурные особенности рентгеновским методом; внутреннее строение с помощью электролитического травления. Получены сведения о полиптипии, параметрах элементарной ячейки [119, 120, 124], степени гексагональности, одномерном беспорядке и двойниковании изученных сфалеритов. [124].

Для выявления типоморфических и топоминералогических закономерностей данные химических, спектральных анализов и физические характеристики обрабатывались с помощью ряда графических, математических и аналитических методов. Из них

Таблица 4

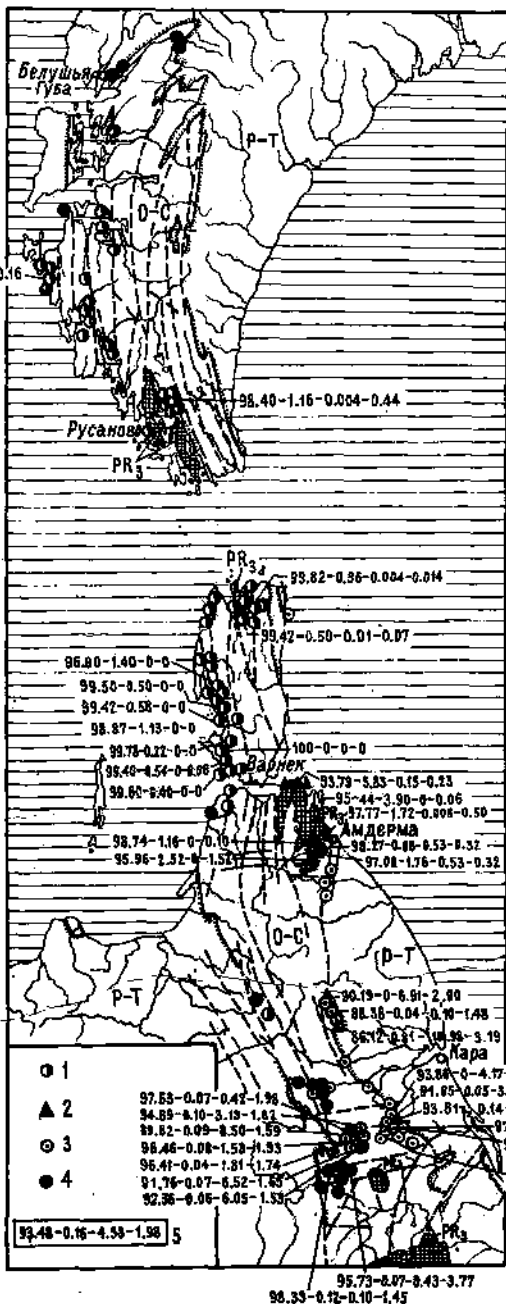
Компонентный состав сфалеритов провинции

Локалиты сфалерита	Кол-во анализов	ZnS			FeS			MnS			CdS			
		от	до	среднее	от	до	среднее	от	до	среднее	от	до	среднее	
Новая Земля														
Карбонатно-кварц-галенит-сфалеритовая формация (бухта Северная)	1	-	-	98.40	-	-	1.16	-	-	<0.004	-	-	-	0.44
	5	99.19	99.77	99.54	0.18	0.42	0.30	-	-	<0.002	0.05	0.39	-	0.16
О-в Вайгач														
Кварц-халькопирит-сфалеритовая формация: Гора Цинковая	5	99.40	100.00	99.62	Сл.	0.51	0.36	-	0.02	0.004	Сл.	0.07	0.014	
	3	99.77	100.00	99.42	"	1.00	0.50	-	0.03	0.01	"	0.20	0.07	
Карбонатно-сфалеритовые и карбонатно-сфалерит-галенитовые формации (Вайгачская зона разломов): Налейяха	1	-	-	96.80	-	-	1.40	-	-	-	-	-	-	
	5	99.10	100.00	99.50	Сл.	0.90	0.50	-	-	-	-	-	-	
Цинковый Нос														

Т а б л и ц а 4 (продолжение)

Локалиты сфалерита	Кол-во анализов	ZnS			FeS			MnS			CdS		
		от	до	среднее	от	до	среднее	от	до	среднее	от	до	среднее
Талата-Сале	5	98.40	100.00	99.42	Сл.	1.60	0.58	-	-	-	-	-	-
Пейгото	3	98.30	99.30	98.87	0.70	1.70	1.13	-	-	-	-	-	-
Обн. 8513	1	-	-	100	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Красное	5	99.50	100.00	99.78	Сл.	0.50	0.22	-	-	-	-	-	-
Раздельное	12	97.20	100.00	99.40	"	2.80	0.54	-	0.02	0.004	Сл.	0.28	0.06
Жилы Северного Комитета	7	99.00	100.00	99.50	"	0.70	0.33	-	-	-	"	0.50	0.19
Западные жилы	3	98.90	100.00	99.45	"	0.80	0.37	-	-	-	"	0.30	0.18
Гребень	1	-	-	99.60	-	-	0.40	-	-	-	-	-	-
П а н - Х о й													
Кварц-халькопирит-сфалеритовая формация:													
Юшар	4	89.70	97.79	93.79	1.44	10.30	5.83	-	0.56	0.15	Сл.	0.73	0.23
Карбонатно-сфалерит-галенитовая формация:													
р. Крестовая	3	95.20	95.60	95.44	3.70	4.00	3.90	-	-	-	0.50	0.80	0.66
р. Водопадная	5	97.40	99.80	98.74	0.20	2.10	1.16	-	-	-	-	0.50	0.10

95.54-0.30-0.02-0.16



были выбраны для массового применения те методы, которые наиболее отчетливо раскрывают специфику типохимического облика сфалеритов из различных локатипов и выявляют главные черты их сходства и различия, а также позволяют наиболее точно установить изменение физических свойств в пространстве. Результаты анализов обработаны основными методами математической статистики, для них выполнены корреляционный и факторный анализы.

Региональные закономерности изменения состава сфалерита хорошо прослеживаются на карте типоморфизма сфалерита (рис. 46), где указаны условия локализации изученных сфалеритопроявлений и даны сведения о их составе. В частности, очень четко выступает химическое своеобразие сфалерита из проявлений, приуроченных к разным региональным тектоническим зонам, а для некоторых зон улавливается определенная направленность изменения химизма сфалерита по их простиранию.

Два совмещенных треугольника состава - $\text{FeS}-(\text{Zn}, \text{Cd}) \cdot \text{S}-\text{MnS}$ и $\text{CdS}-\text{ZnS}-(\text{Mn}, \text{Fe})\text{S}$ (рис. 47), кроме того, что они дают возможность проводить уверенные классификационные построения по областям сгущения фигуративных точек, ярко раскрывают особенности изоморфизма основных минералообразующих компонентов. Устанавливаются, например, три схемы изоморфизма, три изоморфных ряда: железистых, марганцовистых и кадмистых сфалеритов.

Ряд железистых сфалеритов отражает широко известную и хорошо изученную схему изоморфизма $\text{ZnS} \rightleftharpoons \text{FeS}$ [86, 232] при постоянном или чуть уменьшающемся в высокожелезистых сфалеритах содержании CdS . Наиболее высокое содержание FeS в проанализированных сфалеритах 10.30%, т.е. ряд реализуется в пределах $100\% \text{ZnS} \rightleftharpoons 90\% \text{ZnS} + 10\% \text{FeS}$.

Ряд марганцовистых сфалеритов - это изоморфный ряд $\text{ZnS} \rightleftharpoons \text{MnS}$, прослеженный до состава с 14.53% MnS и характеризующийся безжелезистостью или очень низкой железистостью его членов. Именно последнее обстоятельство (отсутствие железа) и подчеркивает уникальность этого ряда, описанного нами впервые [282]. Изучавшиеся ранее сфалериты с высоким содержанием марганца из других районов характеризуются одновременно и высоким содержанием железа (до 30.04%

Рис. 46. Топоминералогическая схематическая карта типохимизма сфалерита.

1 - сфалерит с низким содержанием примесей; 2 - железистый сфалерит; 3 - марганцовистый сфалерит; 4 - кадмистый сфалерит; 5 - среднее соотношение $\text{ZnS}-\text{FeS}-\text{MnS}-\text{CdS}$ в составе сфалерита.

FeS), причем между Fe и Mn устанавливается положительная корреляционная связь [77, 128], т.е. изоморфизм развивается по схеме $ZnS \rightleftharpoons (FeS \rightleftharpoons MnS)$, а не по $ZnS \rightleftharpoons \rightleftharpoons MnS$, как на Пай-Хое. Марганцовистый сфалерит пайдойских месторождений содержит, кроме того, большие количества кадмия (до 4.40%, среднее около 2.05% Cd). Химические особенности марганцовистого сфалерита отражаются и на его физических свойствах. В частности, эта разновидность характеризуется широким распространением поли типов 2H и 4H, а также полисинтетических двойников, своеобразной катодолюминесценцией [8], термо- и фотолюминесценцией.

Ряд кадмистых сфалеритов, развивающийся по схеме $ZnS \rightleftharpoons \rightleftharpoons CdS$, прослежен до 6.83 мол.% CdS (максимальная концентрация Cd - 7.83). Особенностью этого ряда является низкая железистость и марганцовистость его членов, что отличает его от известной кадмиевой разности - пришибрамита, содержащего первые проценты изоморфной примеси железа. Уникальность состава кадмистых сфалеритов отражается на необычности свойств этой разности - сильной фосфоресценции, термолюминесценции, повышенном параметре элементарной ячейки и плотности.

Для дополнительной типизации сфалеритов района по химическому составу и выяснения общих закономерностей изменения состава сфалерита в пределах провинции по известной шенноновской формуле рассчитывались относительная энтропия состава (H), эквивалентная энтропия смешения, или "сложность" состава [273], и анэнтропия (A) - функция, введенная Т.Г. Петровым [162-184] преимущественно для учета случайных величин с малыми вероятностями и определяемая как отрицательный логарифм среднегеометрической вероятности (в данном случае концентраций элементов). Она соответствует энтропии рассеяния и имеет смысл "чистоты" системы. Составы всех изученных сфалеритов региона представлены фигуративными точками на диаграмме $H-A$ (рис. 48), на которой они группируются в строго определенные поля. Характеристика их приведена ниже.

Более детальное разделение всей совокупности изученных сфалеритов на естественные группы проведено с помощью одной из разновидностей факторного анализа (программа составлена в НИИЗК ЛГУ Т.Г. Петровым, С.В. Мошкиным, В.В. Шергиным), сводящейся в своей основе к следующему: Составы сфалеритов выносились в n -мерное пространство (n - число проанализированных компонентов; каждая координата определяется содержанием соответствующих компонентов), которое затем преобразовалось в трехмерное с таким выбором положения ортогональных координатных осей, при котором максимальная изменчивость состава отвечала бы оси X (максимальная ось эллипсоида), а Y и Z соответствовали двум другим осям эл-

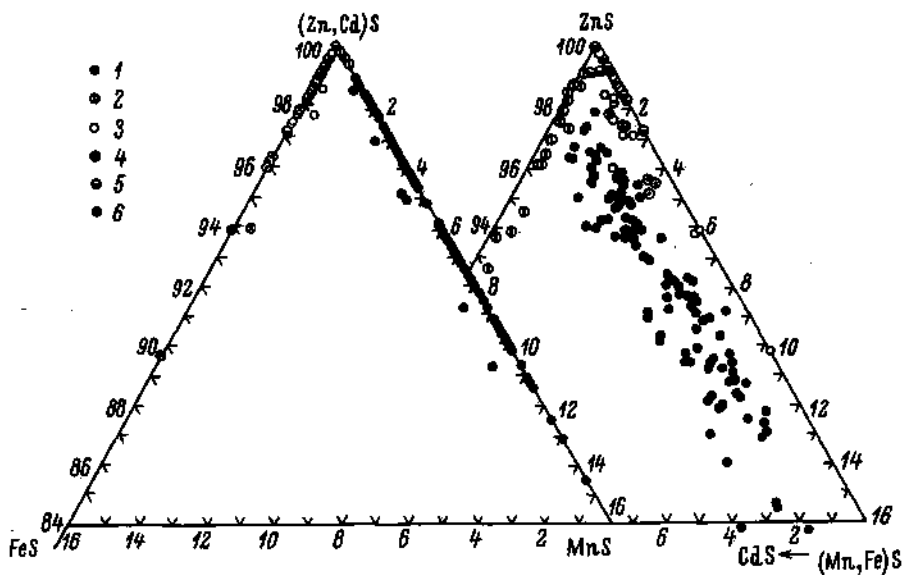


Рис. 47. Диаграммы состава сфалеритов различных формаций.

1 - кварц-кальцит-целестин-барит-флюорит-сфалерит-сульвани-
 товая формация (марганцовистый ряд сфалеритов); 2 - та же
 формация (кадмистый ряд сфалеритов); 3 - кварц-сфалерит-пи-
 рит-флюоритовая формация (Амдерма); 4 - карбонатно-сфалерит-
 галенитовая формация (р. Крестовая); 5 - сфалеритовая и сфа-
 лерит-галенитовая формации Вайгача; 6 - кварц-халькопирит-
 сфалеритовая формация (Юшар).

липсоида, в котором располагались фигуративные точки соста-
 вов. После этого определялись координаты x , y , z каждого
 состава сфалерита, по ним построены диаграммы на рис. 49,
 очень четко представляющие естественные типы изученных сфа-
 леритов.

Типизация сфалеритов, проводившаяся перечисленными мето-
 дами „сжатия информации”, дополняющими и уточняющими друг
 друга, находится в полном соответствии с геологическими дан-
 ными.

Факторный анализ (метод главных компонент) проведен для
 выявления основных генетических факторов, определяющих со-
 став сфалерита в различных генетических типах его проявлений.

Типоморфизм состава и свойств сфа-
 лерита. Типоморфический анализ состава и свойств сфале-
 ритов, проведенный с помощью разобранных в предыдущем раз-

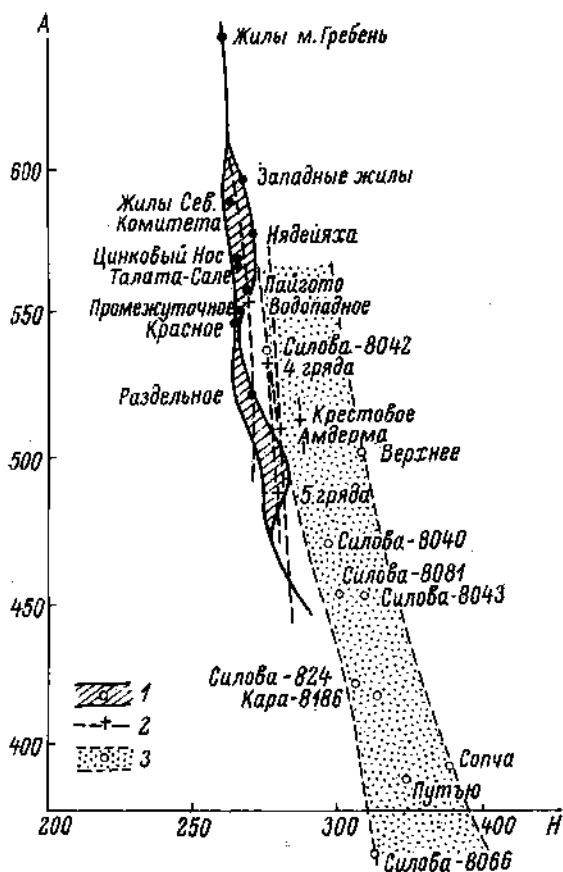


Рис. 48. Дифференциация сфалеритов Пай-Хоя и Вайгача по энтропии (H) и анэнтропии (A) химического состава.

Сфалериты: 1 - вайгачские; 2 - амдерминские; 3 - северо-восточного крыла Пайхойского антиклинария.

делу методов, раскрывает главные черты вещественной и генетической специфики различных сфалеритсодержащих формаций Пайхойско-Южноновоземельской провинции. Остановимся на главнейших особенностях сфалерита из месторождений Новой Земли, Вайгача и Пай-Хоя. Общая характеристика разбираемых выше минеральных формаций была дана в гл. III.

Для Южного острова Новой Земли наиболее характерны два типа сфалеритсодержащих формаций - галенит-сфалеритовая и сфалерит-флюоритовая.

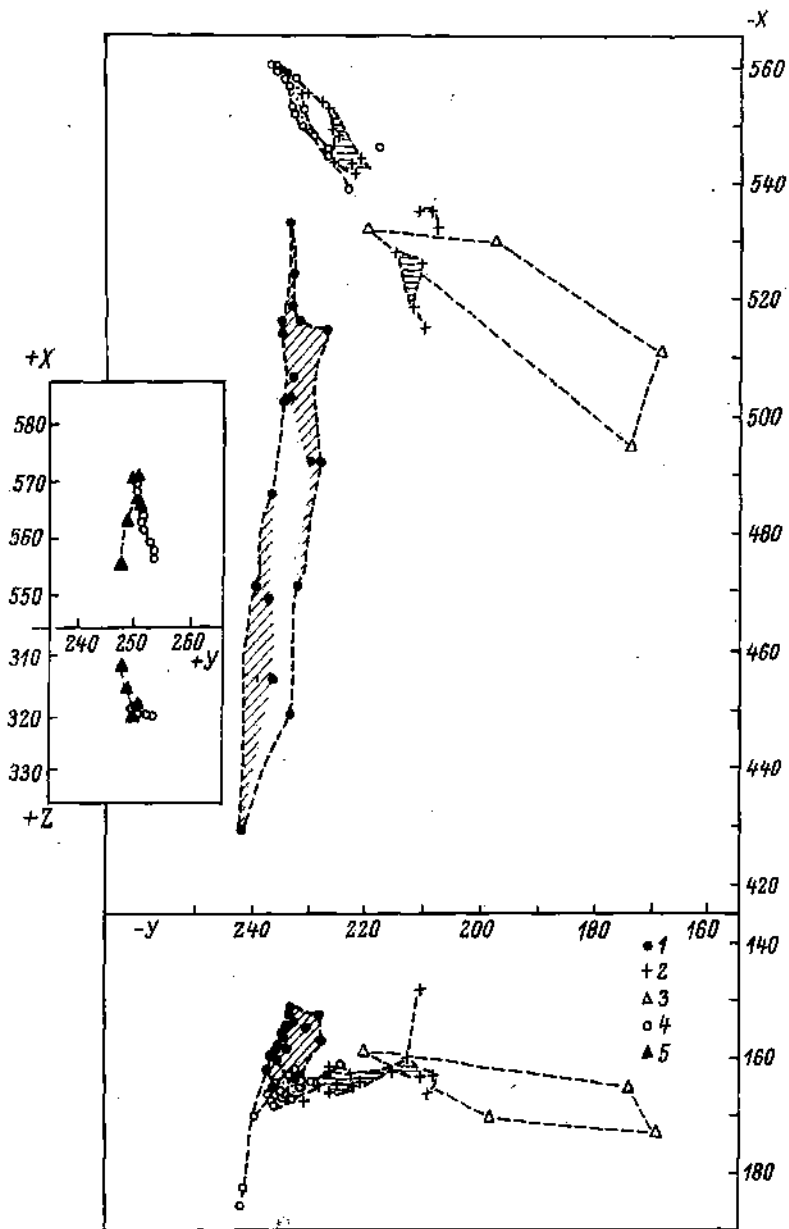


Рис. 49. Составы сфалеритов в координатах XYZ факторного анализа (системы координат выборок 1 и 2 независимы и к единому началу координат не приводятся).

1 - сфалериты из месторождений Пай-Хоя; 2 - сфалериты амдерминских месторождений; 3 - сфалериты юшарских месторождений; 4 - сфалериты западновайгачских месторождений; 5 - сфалериты северовайгачских месторождений.

Карбонатно-сфалеритовая формация представлена на Новой Земле проявлениями района бухты Северной. Сфалерит встречается в виде неправильной формы гнезд размером до 10 см в поперечнике и. мелкой вкрапленности. Цвет бурый до красновато-бурого и темно-бурого. Состав сфалерита характеризуется относительно высоким содержанием кадмия (0.5%) и низким - марганца (<0.002%), содержание железа - 0.66%, нередко ниже (0.1%). Комплекс элементов-примесей (Sb, Ga, Ge, Cu, Ag, Ti) обычный, но обращает на себя внимание присутствие Sb и Ge.

Кальцит-кварц-сфалерит-флюоритовая формация распространена очень широко по юго-западному побережью Новой Земли. Сфалерит встречается только в некоторых проявлениях (залив Цивольки, губа Раковая, губа Черная) в ассоциации с флюоритом. Цвет сфалерита желтый, до желтовато-бурого, зерна неправильные, реже сростки кристаллов. Легко разрушается в мучнистую фракцию. Содержание кадмия значительно ниже, чем в сфалерите из полиметаллических ассоциаций (0.06-0.15%), содержание марганца - 0.001-0.002%, железа - 0.05-0.29%. Комплекс элементов-примесей аналогичен, но нет Sb, характерны Pb и In, значительно выше содержание Ga, Cu.

На о-ве Вайгач выделяются два района, несколько отличающиеся по особенностям локализации и составу минерализации: Северовайгачский с преимущественно кварц-халькопирит-сфалеритовыми минеральными ассоциациями и Западновайгачский, для которого характерна закономерная смена халькопирит-сфалеритовой минерализации на сфалеритовую, а затем на сфалерит-галенитовую с севера на юг вдоль Вайгачской зоны разломов.

Кварц-халькопирит-сфалеритовая формация о-ва Вайгач представлена проявлениями гор Медной, Цинковой, губы Долгой, в которых сфалерит в ассоциации с халькопиритом, галенитом, блеклыми рудами, кварцем и доломитом цементирует обломки карбонатных пород (доломитов), образуя рудную брекчию. Сфалерит этих проявлений отличается непостоянной окраской: встречаются разности от зеленовато-серого цвета через светло-желтый с зеленоватым оттенком до красновато-бурого, темно-бурого и красного с бурым оттенком. Распределение окраски даже в пределах отдельных зерен очень неравномерное и закономерное, однако резкое преобладание красноватых и буроватых разностей является характерной особенностью сфалерита этой формации. Структурным травлением грубо выявляется двойниковое строение многих зерен.

По химическому составу сфалерит отличается сравнительно низким содержанием железистого (не более 1%), марганцевого (не более 0.1%) и кадмиевого (не более 0.07%) компонентов (табл. 4). Для сфалерита характерны следующие элементы-примеси (среднее содержание в %): Co - 0.0012, Pb - 0.005,

Ga - 0.0031, Mo - 0.0028, Cu - 0.034, Ti - 0.0070, V - 0.0003, Ge - 0.0075, Ag - 0.0006. При сравнительно пониженном общем содержании микропримесей отмечается несколько повышенное содержание германия и меди, т.е. тех элементов, которые входят в состав парагенных сфалериту минералов (халькопирита и германита). Присутствие кобальта свидетельствует об относительной высокотемпературности этого типа сфалерита. Корреляционным анализом элементы-примеси разделяются на две устойчивые ассоциации: Mn-Fe-Cd-Sn-Co-Cu и Ti-Ag-Ge-Pb-Ga. Первую группу образуют элементы, входящие в состав сфалерита изоморфно, а вторую - элементы, входящие в состав включений парагенных минералов и минералов вмещающих пород. Компонентный состав и содержание примесей довольно устойчивое в различных участках одних и тех же рудопроявлений и в различных рудопроявлениях.

Средняя твердость сфалерита различных индивидов варьирует от 198 до 267 кгс/мм², общая средняя твердость 240.0+₋±20.8 кгс/мм².

Карбонатно-сфалеритовая и карбонатно-кварц-сфалерит-галеитовая формации Вайгачской зоны разломов представлены многочисленными рудопроявлениями, сгруппированными в почти сплошную цепочку, тянущуюся от р. Саурияха до п-ова Раздельного. Сфалерит этих рудопроявлений морфологически разнообразен - от макрокристаллов и тонкой вкрапленности до колломорфных зональных корок на стенках полостей и трещин. Во многих проявлениях, особенно на месторождении Раздельном, сфалерит передроблен и обломки сцементированы более поздним белым доломитом. На рис. 50 четко прослеживаются последовательные стадии брекчирования колломорфных корок сфалерита.

Окраска сфалерита варьирует от почти бесцветной и светло-желтой с зеленоватым оттенком до зеленовато-серой и темно-серой, иногда с бурым оттенком и бурыми пятнами. Распределение окраски неравномерное; участки бурой окраски являются как бы скелетами, включенными в зеленый кристалл. Характерной особенностью окраски сфалерита рассматриваемых формаций является обязательное наличие зеленых тонов.

Структурным травлением выявляются полисинтетические и клиновидные двойники. Полисинтетическое двойникование проявляется и в катодолюминесценции, которая, кроме того, позволяет различать и границы зерен в агрегатах. В зернах сфалерита постоянно встречаются мелкие включения пирита в виде „сыпи“, иногда очень густой, причем густота увеличивается к периферии зерна, и сыпь как бы продолжается во вмещающей породе. Некоторые включения пирита имеют скелетную форму и поверхности совместного роста со сфалеритом. Встречаются также включения доломита.

Состав сфалерита характеризуется практически полным отсутствием марганцевого и кадмиевого компонента (марганец в

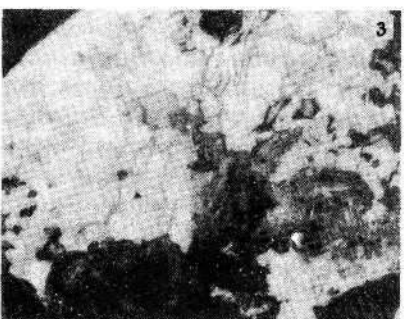
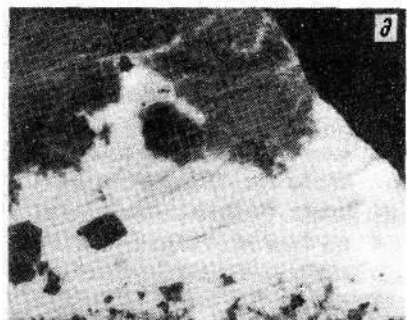
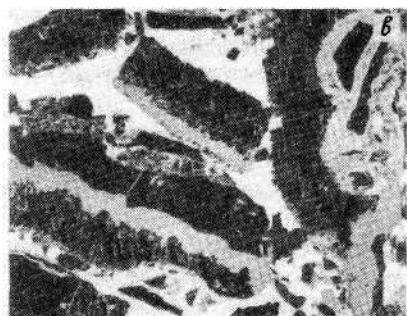
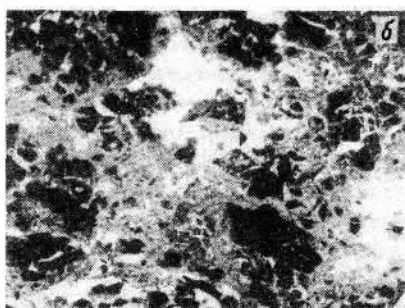
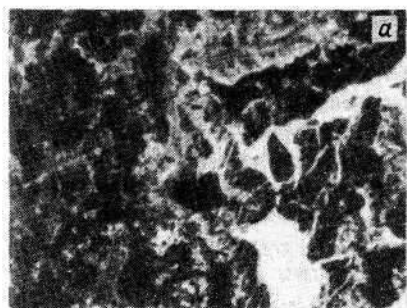


Таблица 5

Средние содержания аксессуарных элементов в сфалерите пластового и жильного типов минерализации

Элементы	Доломит-кварц-галенит-сфалеритовая формация (месторождение Раздельное)		Карбонатно-сфалеритовая формация
	пластовый тип	жильный тип	
Fe	0.37	0.08	0.52
Cd	0.22	0.09	0.27
Mn	0.0014	He обн.	0.017
Ge	0.0068	0.0068	0.087
Sb	0.005	0.0008	0.0015
Pb	0.011	0.011	0.001
Ga	0.0007	0.0007	0.0011
Mo	0.0006	0.0002	0.0012
Cu	0.0043	0.0020	0.0071
Ag	0.0026	0.0019	0.0024
Ti	0.0019	0.0029	0.0019
Группы ассоциирующихся элементов	Cd - Cu - Ag, Pb - Sb - Ga - Zn - - Fe - Mn - Ge	Cu - Sb - Ti	Cd - Ga - Cu - Ti - S, Mo - Ag - Ge - Sb - Fe

количестве 0.0014-0.009% устанавливается только по данным ЭПР, кадмий появляется лишь в сфалерите месторождения Раздельного, причем его содержание, как и других элементов, несколько уменьшается в жильном типе оруденения по сравнению с пластовым (табл. 5). Содержание кадмия повышается в катодолуминесцирующих индивидах полисинтетических двойников (рис. 51). Железистый компонент характерен для всех проявлений, причем заметно падение содержания железа от проявления к проявлению с северо-запада на юго-восток. Присутствие железа не связано с вкрапленностью пирита, так как анализ проводился микроскопом на беспримесных участках. Падение содер-

Рис. 50. Агрегаты сфалерита из различных проявлений.

а-в - Раздельное (Вайгач); г - руч. Водопадный; д - Амдерма; е-ж - р. Путью; з - бухта Северная (Новая Земля). (а, б, в - уменьш. в 2 раза; г, д - натур. вел.; е - увел. 5; ж - увел. 2; з - уменьш. в 2 раза).

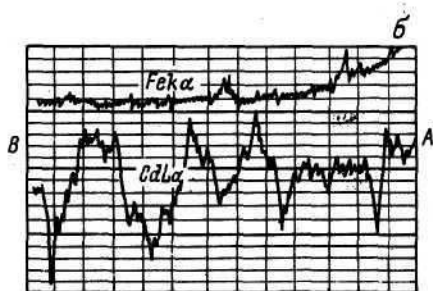
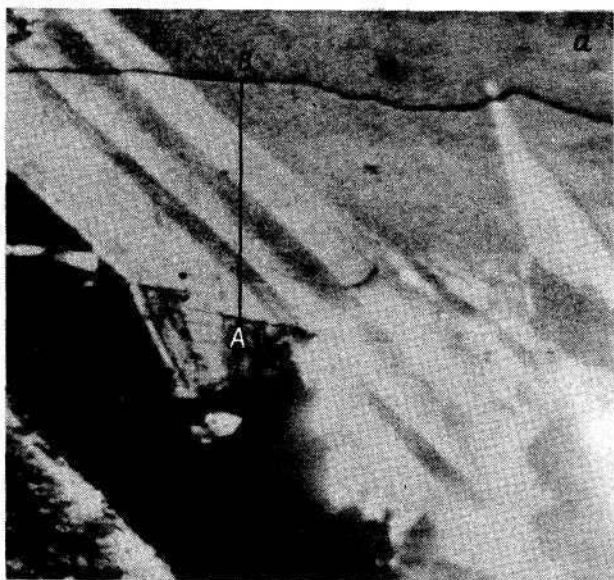


Рис. 51. Зональное строение сфалерита (а), выявляющееся по катодолюминесценции в растровом электронном микроскопе „Стереоскан” (обр. 8467) и кривые изменения содержания железа и кадмия (б).

жания железа параллелизуется со снижением температур кристаллизации и сменой существенно сфалеритовых парагенезисов на сфалерит-галенитовые. Эта закономерность отчетливо прослеживается на рис. 46. Состав микропримесей специфичен и характеризуется присутствием редко встречающихся в сфалерите других формаций Sc, P, Sb, высоким содержанием Pb, Ge, Ag, Ba, Mg, т.е. тех элементов, которые входят в состав парагенных или породообразующих минералов, но низким Si (в парагенезисе отсутствует халькопирит).

Химические особенности вайгачских сфалеритов определяют их строгое положение вблизи цинковой вершины на цинк-железистой стороне треугольника составов (рис. 47).

Параметр элементарной ячейки сфалерита $a = 5.409-5.410 \text{ \AA}$. Средняя твердость индивидов варьирует от 198.8 до 271.4 кгс/мм², средняя твердость в различных месторождениях изменяется в узких пределах: $228.6 \pm 20.8-247.0 \pm 15.7 \text{ кгс/мм}^2$.

Вся совокупность вайгачских сфалеритов характеризуется наиболее низкой энтропией (H), в среднем около 265 усл. ед., но по анэнтропии-энтропии рассеяния (A) фигуративные точки составов укладываются в узкую длинную полосу, вытянутую субпараллельно оси A на $H-A$ -диаграмме (рис. 48). Это отражает постоянство содержания главных компонентов и изменчивость содержаний микропримесей. Обращает на себя внимание интересная закономерность: последовательность распределения средних составов сфалеритов из различных месторождений удивительно соответствует географическому положению месторождений. Смена месторождений с юга на север в Вайгачской зоне разломов характеризуется закономерным увеличением параметра A , причем расстояние между фигуративными точками на $H-A$ -диаграмме в общем пропорционально географическому расстоянию между месторождениями. Это еще раз подтверждает наличие каких-то общих факторов, управляющих региональной минералогической зональностью.

Сфалерит из проявлений жильного типа юга Вайгача отличается наиболее высокой анэнтропией, т.е. наиболее чист, как это видно и из табл. 4, и отклоняется от отмеченной закономерности. Сфалерит северовайгачских проявлений (кварц-халькопирит-сфалеритовая формация) по характеристикам H и A близок к сфалериту месторождения Раздельного. Различие сфалеритов этих двух вайгачских формаций удастся выявить только факторным анализом, и на XYZ -диаграмме каждая совокупность образует отдельный ряд, хотя эти ряды и близки друг к другу. Следовательно, северовайгачские и западовайгачские месторождения, несмотря на их геологическое сходство, несколько различны по условиям формирования.

Сфалеритсодержащие минеральные ассоциации Пай-Хояского антиклинория более разнообразны, чем Вайгач-Южноновоземельского.

Кварц-халькопирит-сфалеритовая формация Пай-Хоя развита на карском побережье Югорского полуострова в районе полярной станции Юшар. Здесь обнажается несколько кварцевых жил со сфалеритом, халькопиритом, пиритом. Сфалерит встречается в виде крупных (до 30 см) гнезд в жильном кварце, местами образуя сплошную сфалеритовую оболочку в зальбандах жил. Цвет от коричневого до темно-коричневого. Сфалерит содержит, как правило, мелкие включения халькопирита преимущественно во внешних зонах монокристалльных зерен.

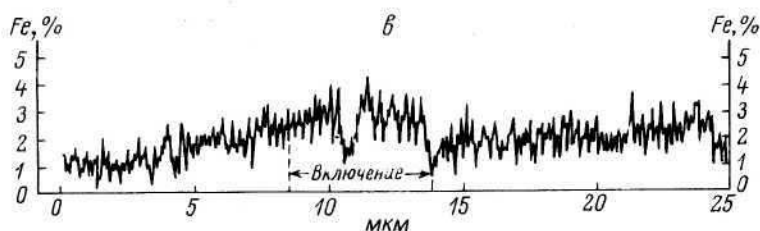
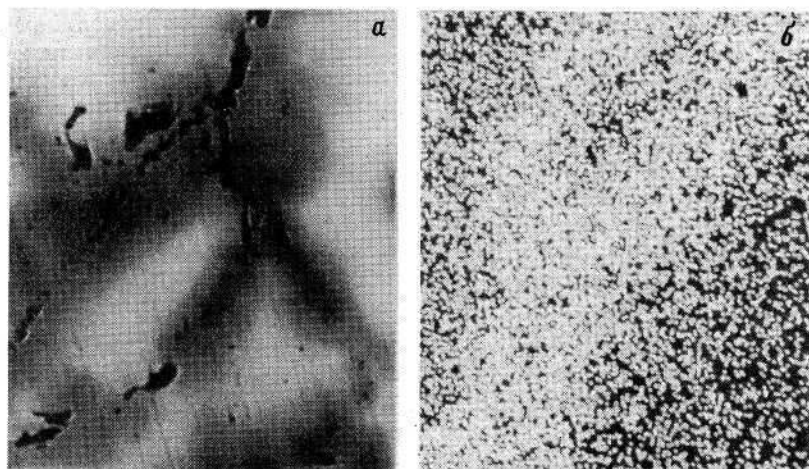


Рис. 52. Распределение железа в железистом сфалерите юшарских проявлений.

а - снимок участка кристалла сфалерита в обратно рассеянных электронах (стороны снимка в натуре составляют 100 мкм);
 б - снимок в рентгеновском $Fe_{K\alpha_1}$ излучении; в - концентрационная кривая.

Компонентный состав (табл. 4) отличается наиболее высоким для района содержанием железистого компонента; содержание марганца незначительное, содержание CdS в среднем 0,23%. На треугольнике составов фигуративные точки юшарского сфалерита занимают наиболее близкие к железистому концу участки диады $FeS-ZnS$ (рис. 47). Специальными исследованиями с помощью микрозонда JXA-5 выявляется неравномерное дендритоподобное распределение железа в сфалеритовых зернах с закономерным снижением концентрации железа от границ включений железосодержащего кальцита к внутренним частям сфалеритовых зерен (рис. 52). Распределение железа является вто-

ричным и определяется особенностями его внедрения и перераспределения в процессе изменения зерен. Как состав (Ti, Co, Pb, Cu, Sn), так и содержание микропримесей значительно беднее, чем во всех других типах месторождений сфалерита, относительно более высоким является лишь содержание Co и Sn.

Величина параметра элементарной ячейки меняется от 5.4094 до 5.4126 Å. Плотность 3.995-4.101. Твердость 198.8±7.1-220±7.8, средняя 201.3±15.5 кгс/мм².

Карбонатно-сфалерит-галенитовая формация на Пай-Хое (проявление на р. Крестовой) характеризуется ксеноморфными выделениями сфалерита в сростках с галенитом (тонковкрапленный тип оруденения). Цвет сфалерита от светло-желтого до светло-бурого, распределение окраски неравномерное, пятнистое.

Для сфалерита характерно относительно высокое содержание железистого (FeS - 3.90%) и кадмиевого (CdS - 0.66%) компонентов при отсутствии марганцевого. Точки составов (рис. 47) группируются в обособленное локальное поле, что свидетельствует о химической специфичности крестовского сфалерита. Из микропримесей характерно высокое содержание Pb и Co при относительно более низком содержании всех других элементов.

Плотность сфалерита 3.92, твердость от 235.0±6.2 до 264.4±13.2, средняя 254.7±18.4 кгс/мм².

Сфалерит-галенитовая формация кроме вкрапленного типа представлена и жильным типом проявлений, примером которого является рудопроявление на руч. Водопадном. По типоморфным особенностям сфалерит этого проявления существенно отличается от сфалерита из проявления на р. Крестовой. Он образует друзовые корки толщиной до 2 см на кристаллах кальцита (рис. 50, г).

Цвет сфалерита темно-коричневый, густота окраски неравномерная, в некоторых случаях просматривается грубая зональность зерен с темно-бурыми зонами в центре зерен. Под микроскопом различаются полосы деформации. Наблюдаются включения пирита неправильной и скелетной формы, количество которых к периферии увеличивается, при этом зерна становятся идиоморфными. Вкрапленники пирита встречаются и за пределами сфалеритовой зоны, в более позднем кальците. Здесь они идиоморфны. В сфалерите наблюдаются включения кальцита.

Компонентный состав сфалерита характеризуется сравнительно высоким содержанием железа, низким кадмия и отсутствием марганца. Как показывает оптическое сканирование вдоль индивидов, содержание железа в них неравномерное и вначале снижается примерно от 2.2% (корневая часть) до 1.1% (на 2/3 длины индивида), затем отмечается повышение содержания железа - до 1.5% во внешней зоне кристалла. Это изменение часто коррелируется с изменением температур гомогенизации включений, которые падают соответственно от 190 до 100°C, а затем повышаются до 140°C [79]. Фигуративные точки составов на

диаграмме (рис. 47) смешиваются с составами амдерминского сфалерита. Состав микропримесей также близок к составу амдерминского сфалерита. Твердость сфалерита 249.4 ± 16.7 кгс/мм².

Кварц-сфалерит-флюоритовая формация представлена многочисленными проявлениями Амдерминского района, относящимися к метасоматическому, жильно-метасоматическому и жильному типам. Сфалерит в этих проявлениях встречается в виде тонкой вкрапленности и крупных (до 200 мм) метакристаллов во флюоритизированных известняках, в виде гнезд, зон и отдельных кристаллов (рис. 50, д) в кварц-кальцит-флюоритовых жилах.

Цвет сфалерита от бурого до темно-бурого и даже смоляно-черного, причем распределение окраски неравномерное, блоковое. Под микроскопом наблюдаются полосы деформации, оттененные газово-жидкими включениями. Параллельные системы полос накладываются друг на друга. Изредка встречаются включения пирита по периферии сфалеритовых зерен.

Сфалерит характеризуется умеренной железистостью и кадмиевостью и низким содержанием марганцевого компонента (табл. 4). Четко заметно, что содержание железа и кадмия повышается от проявлений северной части зоны на юго-восток, к гряде Беляева. В этом направлении уменьшается относительная доля метасоматических руд и становится преобладающим жильный тип оруденения, что, очевидно, связано с изменением температуры минералообразующих растворов. Амдерминский сфалерит характеризуется незначительными вариациями состава, что определяет группировку точек в компактное поле (рис. 47). Отличием амдерминского сфалерита является большое разнообразие и высокое содержание микропримесей - Sb, Pb, Ga, Ge, Mo, Cu, Ag, Ti, Co, Sn.

Параметр элементарной ячейки изменяется от 5.4077 до 5.4181 Å, средний 5.4117 Å; плотность - от 3.980 до 4.100, средняя 4.028; твердость - от 230 до 270 кгс/мм², средняя 262.1 кгс/мм².

Кальцит-кварц-целестин-барит-флюорит-сфалерит-сульванитовая формация представлена почти сплошной недосой рудопроявлений, приуроченных к четко выраженной линейной зоне гидротермальной переработки нижнекаменноугольных известняков (C₁v-n), тянувшейся вдоль северо-восточного крыла Пайхойского антиклинария, и к системам трещин в нижнекаменноугольных сланцах (C₁t).

Сфалерит здесь локализуется в кварц-кальцитовых жилах в виде зерен и зернистых агрегатов неправильной формы размером от 0.5 до 4 см, иногда зажатых между шестоватыми индивидами кальцита (рис. 50, е), или в виде мелких тетраэдрических хорошо ограненных кристаллов величиной от 0.5 до 3 мм (рис. 50, ж). Обычные формы сфалерита: тетраэдр {111}, псевдооктаэдр {111, $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$ }, тригонтриэдраэдр {112}. Очень часто встречаются полисинтетические сфалеритовые микровдвойники



Рис. 53. Сфалеритовые микродвойники гексагональнопризматического габитуса. Увел. 5, Пай-Хой, р. Путью.

(рис. 53) по шпинелевому закону $\{111\}$, необычного вюрцитоподобного гексагонального габитуса.

Редкие кристаллы вюрцита, ассоциирующего со сфалеритом, образованы комбинацией простых форм: гексагональной призмы $\{11\bar{2}0\}$, пирамиды $\{11\bar{2}1\}$ и пинакоида $\{0001\}$. Эти же формы характерны и для полисинтетических сфалеритовых микродвойников, отличающихся заметной штриховкой на гранях призмы и пирамиды. Вюрцит представлен поли типами $2H$ и $4H$, которые часто находятся в тесном сростании с полисинтетическими сфалеритовыми микродвойниками ($3C/3C'$). Частота встречаемости структурных разновидностей сфалерита — поли типов и их синтаксических сростков с микродвойниками, степень гексагональности и вариации параметра элементарной ячейки различных цветовых разновидностей сфалеритов, представлены в табл. 8.

Структурная характеристика сфалеритов-Mn и сфалеритов-Cd Пай-Хойского антиклинария

Но- мер вы- борки	Чис- ло проб	Окраска сфалерита	Встречаемость полиптов и их синтаксических сростков в пробах, %					Средняя степень гексаго- наль- ности H, %	Параметр α_0 , Å (по сфале- риту)
			2H	2H+3C/3C'	4H+3C/3C'	6H+3C/3C'	3C/3C'		
1	12	Темно-коричневая	-	-	100	-	-	22	$\frac{5.420-5.431}{5.423}$
2	15	Оранжево-коричневая	-	-	80	-	20	27	$\frac{5.428-5.438}{5.432}$
3	36	Оранжевая	11	14	-	-	60	20	$\frac{5.428-5.449}{5.434}$
4	12	Желто-коричневая	-	-	25	-	50	12	$\frac{5.417-5.422}{5.419}$
5	12	Желтая	-	-	-	25	50	5	$\frac{5.418-5.437}{5.423}$

Примечание. Параметр α_0 элементарной ячейки рассчитывался исходя из сфалеритовой кубической упаковки. В числителе приведены варжания, а в знаменателе - среднее значение α_0 в выборке. В выборках 1-4 сфалериты-Mn, в 5 - сфалериты-Cd.

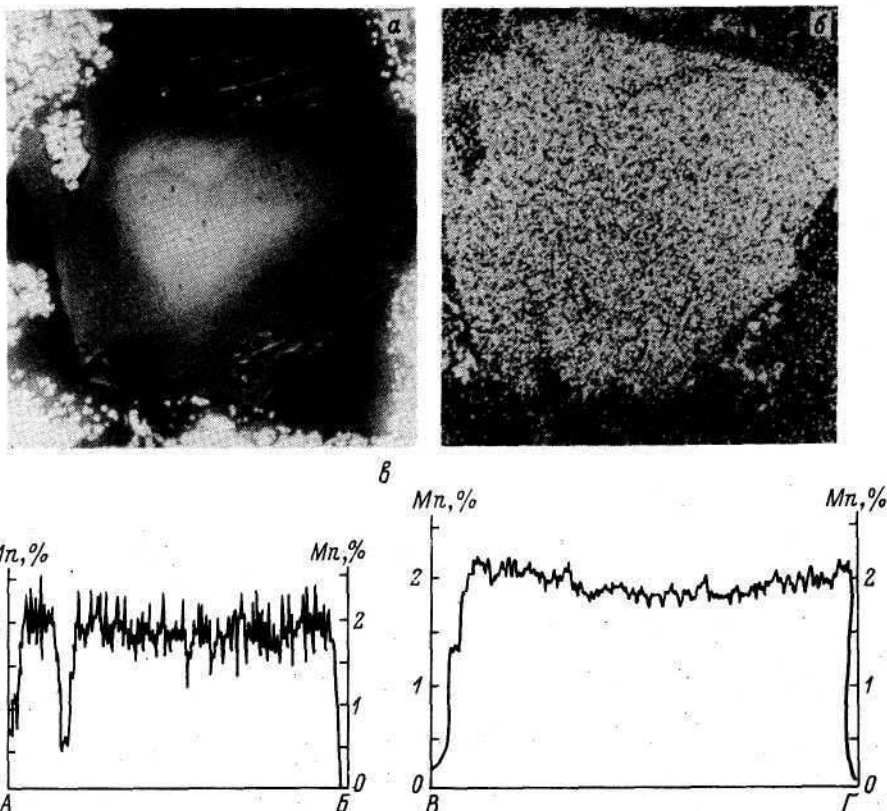


Рис. 54. Распределение марганца в марганцовистом сфалерите.

а - снимок зонального кристалла сфалерита в обратно рассеянных электронах (сторона снимка в натуре соответствует 100 мкм); б - снимок в рентгеновском $Mn_{K\alpha 1}$ -излучении; в - концентрационные кривые по линиям.

Сфалерит характеризуется необычной окраской, меняющейся от светло-желтой, почти бесцветной, до ярко-оранжевой, красной и красно-коричневой. Наблюдается закономерное осветление окраски сфалерита вверх по разрезу вмещающей сфалеритсодержащие жилы визейско-намурской толщи.

Некоторые кристаллы сфалерита зональны, с внутренней темно-оранжевой зоной и внешней светлой. Зональность, неразличимая при наблюдении в отраженном свете, отчетливо выявляется при темнопольном исследовании и еще более четко при наблюдении в обратнорассеянных электронах [280]. Один из таких зональных кристаллов показан на рис 54. Электролитическим травлением выявляется полисинтетическое двойникование кристаллов. Существенные неоднородности обнаруживаются при ис-

следовании катодолюминесценции сфалерита в растровом электронном микроскопе [8]. Катодолюминесценцией вскрывается поликристаллическое строение зерен, участки с низким и высоким содержаниями марганца в них, тонкая зональность, неразличимая другими методами.

В сфалерите часто наблюдаются твердые и газОВО-жидкие включения. Твердые включения представлены сульванитом, ванадиево-мышьяковым германитом, нерудными минералами. Размер газОВО-жидких включений колеблется от 0.003 до 0.05 мм. Коэффициент заполнения включений жидкой фазой варьирует в пределах 0.90-0.95. Форма газОВО-жидких включений или изометрично-округлая, или в виде хорошо ограненных отрицательных кристаллов. В сфалерите форма отрицательных кристаллов - тетраэдр или куботетраэдр, а в сфалеритовых микродвойниках и вюрцитите - гексагональнопризматическая.

Сфалерит рассматриваемой формации является весьма специфическим по составу (табл. 4). Здесь резко преобладает марганцовистый сфалерит с необычайно высоким содержанием марганцевого (до 14.53 мол.% MnS) и кадмиевого (до 3.83 мол.% CdS) компонентов практически при отсутствии железа. Следует отметить, что разности, содержащие особенно значительные количества Mn и Cd, в структурном отношении являются синтаксическими сростками политипов вюрцитита-2Н и 4Н с полисинтетическими сфалеритовыми микродвойниками. В марганцовистом сфалерите присутствуют микропримеси, не встречающиеся в других типах сфалеритов, такие как Ni, V, зато отсутствуют Ge, Co, La, значительно выше содержание Си, Сг, Ста, Ti, Sb и Sn, но ниже содержание Pb и Mo. Наиболее обогащены примесями темноокрашенные разности, причем установлена прямая корреляция плотности окраски с содержанием Си, V, Sn, Ag, Ti. Высокая концентрация Си и V в сфалерите связана с тонкодисперсной примесью сульванита (Cu_3VS_4).

Об этом свидетельствует, в частности, очень высокий коэффициент корреляции между ними ($r=0.95$).

Кадмистый сфалерит, содержащий до 8.00% Cd (7.01 мол.% CdS), встречается в восточной части юго-западного крыла антиклинория в кварц-карбонатных жилах, среди тех же среднекаменноугольных известняков и известково-кремнистых сланцев. Характерны три минеральные ассоциации с кадмистым сфалеритом: а) флюорит-пирит-галенит-сфалеритовая (Буреданское флюоритовое проявление); б) пирит-блеклые руды-ванадиево-мышьяковый германит (сульванит)-сфалеритовая (р. Силоваяха); в) флюорит-сульванит-сфалеритовая (руч. Флюоритовый). Кадмистый сфалерит встречается в виде прозрачных буро-красных или лавандово-желтых изометричных зерен или кристаллов гексагонального габитуса, являющихся полисинтетическими микродвойниками или политипами 6Н. Характерной особенностью состава сфалерита (табл. 4) является отсутствие железа и очень

низкое содержание марганца, т.е. здесь мы встречаемся с „чистой“ схемой изоморфизма $ZnS \rightleftharpoons CdS$. Состав и содержание микропримесей те же, что и в марганцовистом сфалерите, но для сфалерита-Cd не характерны Sn и Sb, в то же время присутствуют As и Ge, очевидно, связанные с включениями ванадиево-мышьякового германита.

Наличие кадмистых сфалеритов в юго-западном крыле Пайхойского антиклинория наводит на мысль о структурной и генетической связи южнопайхойских полиметаллических проявлений с западновайгачскими, в сфалеритах которых наблюдается отчетливая тенденция увеличения содержания кадмия в юго-восточных месторождениях, в частности в Раздельном. Это подтверждается и относительно повышенным содержанием германия в обоих сфалеритах.

Обращает на себя внимание закономерное изменение состава сфалерита по разрезу, отражающее зависимость его химизма от химизма вмещающей среды [127].

Специфичность и типоморфизм состава сфалерита из каждого типа формаций особенно выражаются через обобщенные характеристики $H-A$, $X-Y-Z$ (рис. 48, 49).

Наиболее высокой энтропией состава (в среднем 310 усл. ед.) и наиболее широкими ее колебаниями (от 270 до 340 усл. ед.) характеризуется сфалерит из проявлений целестин-барит-флюорит-сфалерит-сульванитовой формации. Фигуративные точки составов на диаграмме образуют широкое поле в правой ее части, характеризующее неоднородность условий кристаллизации сфалерита. Какой-либо направленности изменения состава, в пределах этого поля не выявляется. XYZ -анализ (рис. 49) раскрывает, однако, гетерогенность этой совокупности и выделяет две группы. Составы сфалеритов первой группы на XYZ -диаграмме группируются в плоскости, субпараллельной XZ и перпендикулярной YZ ; это сфалериты из двух соседних сфалеритопроявлений Верхнего и Путью на северо-восточном крыле антиклинория. Составы сфалеритов из всех других проявлений образуют как бы жгут, перпендикулярный плоскости ZY .

Высокожелезистые сфалериты из проявлений кварц-халькопирит-сфалеритовой формации (район Юшара) также относительно высокоэнтропичны (275-305, в среднем 293 усл. ед.).

Промежуточное положение между вайгачскими и другими пайхойскими сфалеритами занимают на $H-A$ -диаграмме сфалериты Амдерминского района. Точки их составов группируются в узкие линейные области, субпараллельные оси A , причем каждая такая линия соответствует определенному типу сфалеритопроявлений. Правая линия более высокоэнтропийных составов характеризует сфалериты стратиформного сфалерит-галенитового проявления на р. Крестовой. С ней соседствует линия сфалеритов из метасоматических кварц-сфалерит-флюоритовых тел Амдерминского месторождения, далее следует линия состава

ВОВ сфалеритов преимущественно жильных кварц-сфалерит-флюоритовых тел на грядях 4 и 5 в районе Амдермы, а затем - линия, характеризующая жильные галенит-сфалеритовые проявления на руч. Водопадном в том же районе. Таким образом, прослеживается отчетливая тенденция уменьшения энтропии состава сфалерита от стратиформного тонковкрапленного типа минерализаций к метасоматическому и далее к жильному. На XYZ-диаграмме сфалериты Амдерминского района группируются в обособленное поле, разделенное разрывом на две области. Одну из них образуют, как показывает анализ диаграммы, относительно маложелезистые сфалериты (Fe до 1.2%), вторую - высокожелезистые (Fe от 1.22 до 2.3%). В первой области группируются точки составов сфалеритов из проявления Водопадного, 4-й и 5-й гряд Амдерминского месторождения, некоторые разности из 2-й и 3-й гряд, т.е. преимущественно из жильных проявлений, во второй - сфалериты собственно Амдерминского месторождения (1-3 гряды) и проявления на р. Крестовой (из проявлений гнездового и пластового типов). Вторая область непосредственно смыкается с полем очень высокожелезистых юшарских сфалеритов. Разрыв между этими областями может свидетельствовать о резкой разнице условий минералообразования метасоматических тел и тел выполнения и об отсутствии промежуточных образований.

Таким образом, типоморфический анализ свидетельствует о достаточно четкой специфике состава и свойств сфалеритов из различных типов месторождений, отражающей их генетические особенности. В то же время намечается общая тенденция деления составов сфалеритов на две генеральные и существенно различные группы (группу безжелезистых и железистых сфалеритов и группу марганцовистых и кадмистых сфалеритов), которая отчетливо прослеживается, например, на XYZ-Диаграмме (рис. 49). Сущность этой тенденции определяется резкими различиями в физико-химических условиях формирования двух групп месторождений, в первую очередь составом и свойствами минералообразующих растворов и средой минералообразования. Более детально эти различия рассматриваются на основе факторного анализа.

Взаимосвязь состава и свойств в железистом, марганцовистом и кадмистом рядах сфалеритов. Направленность в изменении свойств с вариациями соотношения $FeS : ZnSe$ в железистом ряду совпадает с отмеченной и другими исследователями [128, 184]. Поэтому мы не будем глубоко анализировать железистый ряд, а рассмотрим несколько подробнее марганцовистый и кадмистый ряды. Специфический состав марганцовистого и кадмистого сфалеритов определяет и особенности их физических свойств. Мы уже отмечали необычную ярко-оранжевую окраску марганцовистого сфалерита, необычную полиптипию.

Выявляется отчетливая связь между политипией сфалерита и его химическим составом. Для наиболее марганцовистого сфалерита характерно существенное содержание политипа 2H. При несколько пониженной марганцовистости наибольшее развитие получают синтаксические сростки 4H+3C/3C', а при еще более низкой структура приобретает характер 3C/3C', иногда с примесью 6H, если сфалерит содержит кадмий. Сфалерит с высоким содержанием Cu, Ga, Ag, Sn имеет структуру 4H+3C/3C'. Как в структурах 3C/3C', так и в синтаксических сростках 3C/3C'+4H обнаруживается нередко одномерный беспорядок, особенно он характерен для кристаллов с плотной темной окраской. Субмикродвойники 3C/3C' имеют период повторяемости ABC... и ...CBA... порядка 20-60 Å.

Политипизм сфалерита типоморфен (табл. 6). Политипы с мо- тивом упаковки, кратным 2(2H, 4H, 6H), характерны в основном для сфалерита-Mn и -Cd из продолжений кварц-кальцит-целестин-барит-флюорит-сульванит-сфалеритовСЭ формации, причем структуру вюрцит-2H имеют наиболее высокомарганцови- стые разности с содержанием MnS более 7 мол.%, локализу- щиеся в горизонтах C₁v₁α и C₁v₁с. Политипы 4H типоморф- ны для сфалерита из горизонта C₁v₁α, а также из C₁v₁б и C₁v₁д (но в последних они отличаются меньшей степенью гек- сагональности), политипы 6H - для сфалерита-Cd из C₁г.

Как свидетельствуют экспериментальные данные, образова- нию политипов 2H и сфалеритовых микродвойников способствует нарушение стехеометрии в сторону избытка цинка. Благо- приятными для формирования сложной политипной структуры яв- ляются близповерхностные условия с относительно высоким по- тенциалом кислорода, низкой рН, относительно низкой темпе- ратурой.

Кристаллизация вюрцита-2H происходила метастабильно в поле устойчивости сфалерита (а не в вюрцитовом поле диа- граммы состояния) в присутствии Mn, Cd, Cu, Ag, Sn, спо- собствовавших снижению величины свободной энергии образова- ния вюрцита. Структурный переход 2H → 3C' осуществлялся через промежуточную политипную 4H по схеме: 2H → 4H → 3C/3C'.

Первая стадия процесса реализуется быстро, вторая растя- нута во времени; причем присутствие марганца существенно замедляет ее, стабилизируя промежуточное или начальное со- стояние. Стабилизирующее влияние оказывают также кадмий, медь, олово, серебро.

Для кадмистого сфалерита схема имеет несколько иной вид: 2H → 6H → 3C/3C'; реакция и в этом случае развивается в твердом состоянии.

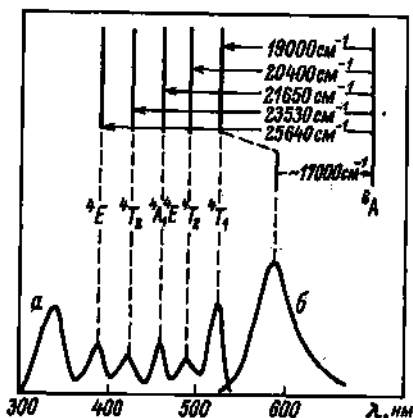
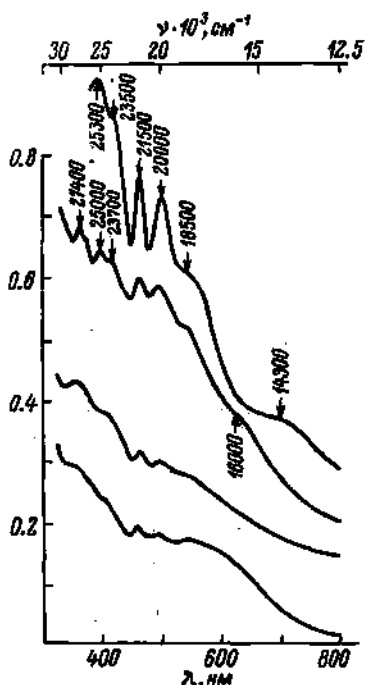


Рис. 56. Спектры возбуждения (а) и фотолюминесценции (б) сфалерита-Мn (обр. Б-1003).

Рис. 55. Оптические спектры поглощения сфалеритов-Мn.

Весьма специфичны оптические свойства сфалерита-Мn, в частности спектры поглощения. Были изучены образцы из трех сфалеритопроизведений: обр. Б-1003, р. Путью (MnS - 9.76-13.87, CdS - 1.66-1.38%); обр. Ю-8081, р. Силоваяяха (MnS - 1.10-8.00, FeS - сл.-0.70, CdS - 1.40-2.10%); обр. Ю-8186, р. Кара (MnS - 4.69, FeS - 0.53, CdS - 2.12%). Методом диффузного отражения удалось получить спектры поглощения всех трех образцов [293], причем один из них (обр. Ю-8081) был продублирован съемкой „на просвет“ под микроскопом. Спектры снимались в диапазоне 300-1200 нм при комнатной температуре. Их конфигурация показана на рис. 55. Для всех спектров характерно наличие нескольких узких полос поглощения, наложенных на интенсивную полосу переноса заряда $S^{2-} \rightarrow Fe^{2+}$.

По спектральному положению (энергии переходов) и относительной интенсивности многие наблюдаемые полосы очень близки соответствующим полосам в оптических спектрах поглощения синтетических марганцевистых сфалеритов и, несомненно, генетически связаны с изоморфной примесью марганца. С повышением содержания MnS интенсивность этих полос увеличивается. В табл. 7 расписано соответствие большей части полос поглощения оптическим переходам в ионе Mn^{2+} , находящемся в кристаллическом поле симметрии T_d . Кроме известных по син-

Таблица 7

Положение полос поглощения $Mn^{2+} (3d^5)$ в оптических спектрах природных и синтетических сфалеритов

Переходы	Энергия переходов, $см^{-1}$		
	природный сфалерит-Мп, по нашим данным	[146]	[183] [314]
${}^6A_1({}^6S) \longrightarrow {}^4T_1({}^4G)$	18500	19050	18900 18750
${}^6A_1({}^6S) \longrightarrow {}^4T_2({}^4G)$	20000	20400	20150 20000
${}^6A_1({}^6S) \longrightarrow {}^4E, {}^4A_1({}^4G)$	21500	21850	21650 21450
${}^6A_1({}^6S) \longrightarrow {}^4T_2({}^4D)$	23500	23580	23400 23300
${}^6A_1({}^6S) \longrightarrow {}^4E({}^4D)$	25300	25650	Не набл. 25500
${}^6A_1({}^6S) \longrightarrow {}^4T({}^4P)$	27400	Не набл.	" " Не набл.

Таблица 8

Положение полос возбуждения и люминесценции в спектрах природных сфалеритов

Переходы	Положение максимумов λ , нм	Энергия переходов, см^{-1}	Характер переходов
„Зона-зона“	340	29400	Возбуждение
${}^6A_1({}^6S) \rightarrow {}^4E({}^4D)$	390	20400	То же
${}^6A_1({}^6S) \rightarrow {}^4T_2({}^4D)$	425	23530	„ „
${}^6A_1({}^6S) \rightarrow {}^4E^4A_1({}^4G)$	480	21650	„ „
${}^6A_1({}^6S) \rightarrow {}^4T_2({}^4G)$	490	21400	„ „
${}^6A_1({}^6S) \rightarrow {}^4T_1({}^4G)$	525	19000	„ „
${}^4T_1({}^6S) \rightarrow {}^6A_1({}^6S)$	590	17000	Излучение

тетическим сфалеритам полос в изученных спектрах обнаружена новая полоса 27400 см^{-1} , связанная с переходом ${}^8Ar({}^6S) \rightarrow {}^4T({}^4P)$.

Полосы поглощения ≈ 16000 и 14300 см^{-1} можно связать с присутствием ионов Fe^{2+} в тетраэдрической координации [167].

Оранжевая и красновато-оранжевая окраска природных марганецсодержащих сфалеритов обусловлена совместным влиянием ионов Mn^{2+} и Fe^{2+} , изоморфно замещающим Zn^{2+} в структуре ZnS .

Все исследованные марганецсодержащие сфалериты характеризуются довольно яркой люминесценцией оранжево-красного цвета [293], обусловленной присутствием марганца $\text{Mn}^{2+} \rightleftharpoons \text{Zn}^{2+}$. С повышением концентрации марганца наблюдается значительное падение интенсивности свечения.

В спектре фотолюминесценции (рис. 56) зафиксирована лишь одна асимметричная полоса с $\lambda = 590$ нм, отражающая переход ${}^4T_1 \rightarrow {}^6A_1$ в ионе Mn^{2+} .

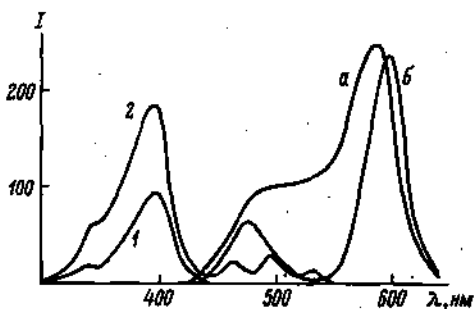


Рис. 57. Спектры люминесценции и возбуждения сфалерита-Cd

Возбуждение полрс: 1 - 474.7 нм; 2 - 595 нм; а - 300°К; б - 77°К.

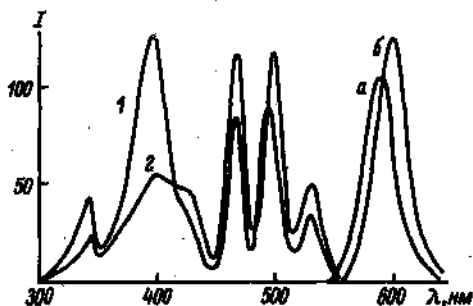


Рис. 58. Спектры люминесценции и возбуждения сфалеритов-Mn.

1 - обр. 1 с 1.06% Mn; 2 - обр. 2 с 2.15% Mn. а - 300°К, б - 47°К.

В спектре возбуждения этой полосы наблюдаются все основные электронные переходы между уровнями $3d$ - конфигурации, расщепленными кристаллическим полем. Значения максимумов соответствующих полос поглощения (табл. 7) и возбуждения (табл. 8) находятся в довольно хорошем согласии (рис. 56), что подтверждает одинаковую природу центров поглощения и возбуждения. Полоса возбуждения 340 нм (29400 см^{-1}) обусловлена переходами "зона-зона". На изученных образцах впервые для природных сфалеритов удалось наблюдать полосу 525 нм в спектре возбуждения, что способствовало однозначной интерпретации природы излучательного электронного перехода.

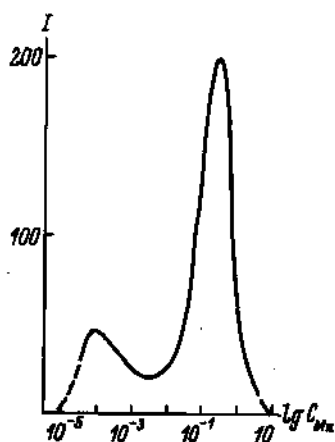


Рис. 59. Зависимость интенсивности люминесценции сфалерита от концентрации Мп,

С повышением концентрации марганца наблюдается концентрационное тушение (рис. 57-59).

Интересной особенностью сфалеритов является интенсивная катодолуминесценция (яркое свечение электронного зонда). Это свойство одинаково хорошо проявляется у сфалеритов-Мп, и у сфалеритов-Сд. Очень слабо катодолуминесценция проявляется в безжелезистых и слабокадмиевых сфалеритах из месторождения Раздельного на о-ве Вайгач и совсем не характерна для железистых сфалеритов. В марганцовистых сфалеритах катодолуминесценция в синем и сине-зеленом свечении интенсивно проявляется по всей поверхности, а в красном - значительно слабее и только на отдельных участках образцов (раздельни-ский сфалерит, наоборот, характеризуется интенсивным красным свечением). Интенсивность катодолуминесценции в красном свете понижается с увеличением содержания марганца.

Термолуминесценция сфалеритов-Сд также своеобразна. Наблюдаются два максимума ТЛ: один весьма интенсивный при 70°C , другой низкий при 200°C . В строении центров захвата принимают участие ионы меди, изоморфно замещающие цинк; энергия ионизации центров захвата $E_{t=70^{\circ}} = 0.37$ эВ. Анализ спектров термовысвечивания позволил установить, что энергия из ловушек (центров захвата) передается на излучательные центры - ионы меди (530 нм) и марганца (590 нм).

Сфалериты-Мп термолуминесцируют несколько иначе. Для них характерны максимумы ТЛ при $200-210$ и $280-320^{\circ}\text{C}$, причем интенсивность второго максимума в 3-6 раз меньше первого. Термолуминесценция приписывается излучательному мар-

ганцевому центру. Суммарная ТЛ сфалеритов-Cd в десятки и сотни раз больше суммарной интенсивности ТЛ сфалеритов-Mn.

Интенсивность ТЛ безжелезистых сфалеритов о-ва Вайгач еще меньше, чем у сфалеритов-Mn, хотя характер кривой ТЛ одинаков. В строении центров захвата и излучения кроме ионов Mn^{2+} принимают участие донорно-акцепторные пары Cu^+-Ga^{3+} , Ag^+-Ga^{3+} и некоторые другие.

Для высокожелезистых сфалеритов никакие виды люминесценции не характерны из-за тушения примесным железом.

Отражательная способность сфалерита мало зависит от состава и меняется в нешироких пределах: \hat{R}_{440} от 16.8 до 18.3%,

R_{700} от 15.8 до 17.0%, т.е. около 2% при точности измерения $\pm 0.1\%$. Свойство это не типоморфно.

Устанавливается отчетливая зависимость параметра элементарной ячейки сфалерита от состава. Так, например, у марганцовистого и кадмистого сфалеритов по сравнению с железистыми и беспримесными сфалеритами параметр α_0 (в Å) заметно увеличен (сфалерит-Mn: $\alpha_0 = 5.416-5.449$, среднее 5.4285; сфалерит-Cd: $\alpha_0 = 5.413-5.437$, среднее 5.4200; другие разновидности: $\alpha_0 = 5.408-5.418$, среднее 5.4105). Уравнение регрессии α_0 от основных примесей имеет вид:

$$\alpha_0 = 5.4083 + 0.000456 \cdot X + 0.00210 \cdot Y + 0.00424 Z,$$

где X , Y , Z - соответственно FeS, MnS, CdS (в мол.%). Это уравнение близко соответствует известному уравнению Б.Дж. Скиннера [327], выведенному для искусственных сфалеритов.

Параметр элементарной ячейки α_0 (в Å) отчетливо типоморфен: сфалерит-Mn из гидротермальных проявлений в C_1V имеет $\alpha_0 = 5.4288 \pm 0.0071$; сфалерит-Cd в C_1n+C_2 - 5.4209 ± 0.0069 ; сфалерит-Fe в PR_3-Cm - 5.4124 ± 0.0023 ; беспримесный сфалерит из вайгачских проявлений - 5.4094 ± 0.0012 .

Такая же строгая зависимость от состава характерна и для плотности D сфалеритов. Плотность марганцовистых и железистых сфалеритов понижена по сравнению с теоретической плотностью чистого ZnS (4.0886 г/см³), а кадмистых - повышена. Для сфалеритов-Mn характерны значения D от 3.981 до 4.075 (средняя 4.040 г/см³); для железистых и малопримесных - от 3.972 до 4.094 (средняя 4.071 г/см³); для кадмистых - от 4.0881 до 4.1295 (средняя 4.1008 г/см³). Выведено уравнение регрессии, имеющее вид:

$$D = 4.0812 - 0.00498 \cdot X - 0.00817 \cdot Y + 0.00741 \cdot Z,$$

где X , Y , Z - (в мол.%) соответственно FeS, MnS, CdS.

Изучена [284] магнитная восприимчивость (χ) марганцовистых и кадмистых сфалеритов, освобожденных от влияния примеси железа. Марганцовистые сфалериты, так же как и железистые, парамагниты, а кадмистые - диамагнитны, так как вклад в магнитную восприимчивость сфалеритов вносят только парамагнитные изоморфные примеси Mn и Fe. Выведено уравнение регрессии ($\times 10^{-6}$, см/г):

$$\chi = -0.30 + 1.10 \cdot X + 1.68 \cdot Y,$$

где X и Y - концентрации Fe и Mn в сфалерите (в %).

Зная свойства сфалеритов - параметр элементарной ячейки, плотность и магнитную восприимчивость, можно, таким образом, с большой достоверностью судить о химическом составе сфалеритов, если решить систему приведенных выше трех уравнений с тремя неизвестными.

Тенденция изменения твердости железистых сфалеритов Пайхойско-Южновоземельской провинции та же, что и в других регионах: с увеличением содержания примеси железа твердость уменьшается. Для марганцовистых сфалеритов закономерность обратная - твердость сфалерита повышается с увеличением содержания марганца. Очевидно, на твердость кроме основных примесей влияют еще и аксессуарные примеси и структурные особенности. Например, твердость сфалеритов, содержащих полипты 4H и 6H, значительно понижена, а твердость вюртцита-2H, наоборот, повышена (вюртцит-2H с содержанием 12.4 мол.% MnS имеет твердость 358,6 кгс/мм²). Твердость марганцовистых сфалеритов варьирует от 183 до 284 (средняя 239 кгс/мм²), кадмистых - от 213 до 275 (средняя 250 кгс/мм²); для железистых - 180-220 (средняя 195 кгс/мм²). Кадмий заметного влияния на твердость не оказывает.

На дериватографе системы Ф. Паулик, И. Паулик, Л. Эрдей нами проводилось детальное термографическое исследование сфалеритов разного состава до температуры 1100°. Снято 25 дериватограмм.

На кривых ДТА марганцовистых сфалеритов (рис. 60, обр.824) с различной степенью резкости выражены 5 эффектов: а - очень слабый эндотермический с минимумом 110°; б - широкий экзотермический с максимумом 300°; в - небольшой экзотермический 660°; г - четкий и резкий экзотермический 740°; д - небольшой, но четкий эндотермический 860°. С увеличением содержания марганца эффект (б) несколько сдвигается в сторону более высоких температур (до 350°), эффект (г) - в сторону низких (до 785°). Положение максимумов других эффектов не меняется, но эффекты (е) и (д) выражаются значительно резче. Очень характерен вид кривой изменения веса (ТГ) при нагревании. Начиная с 450° вес нагреваемой пробы постепенно увеличивается, достигая максимума (5%) при 713°. Затем до 790°

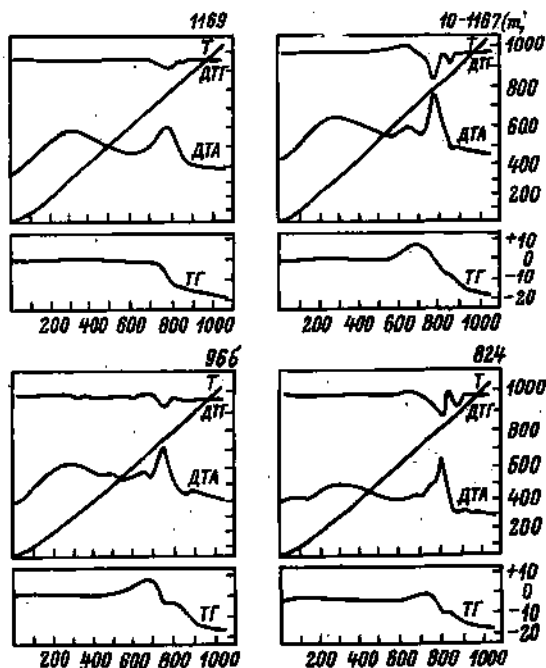


Рис. 60. Дериватограммы железистых и марганцовистых сфалеритов.

1169 - Амдерма (Fe - 1.06%; Mn - 0.01%); 1167 - Амдерма (Fe - 1.52%; Mn - 0.01%); 966 - Приполярный Урал (Fe - 6.29%; Mn - 0.58%); 824 - Силоваяха (Fe - 0.01%; Mn - 2.32%).

теряется около 7% веса, после чего фиксируется новое небольшое (1%) повышение веса при 795°, сменяющееся быстрым снижением - 10% до 882°. Общая потеря веса в интервале 20-1000° колеблется от 8 до 16%, составляя в среднем 13%.

Поведение марганцовистого сфалерита при нагревании заметно отличается от поведения безпримесного или маложелезистого (рис. 60, обр. 1169). На кривой ДТА последнего нет эффектов (а), (в) и (д); кривая ТГ не имеет „горба“ увеличения веса и характеризуется его 18%-й равномерной потерей в интервале 710-1000°. Но дериватограммы высокожелезистых сфалеритов (рис. 60, обр. 1167 т и 966) очень сходны с дериватограммами высокомарганцовистых, сходны и тенденции их изменения с изменением содержания примесей. Видимо, механизм влияния и железа, и марганца на термическую устойчивость сфалерита одинаков.

Генетическая природа типоморфных особенностей сфалерита

Типоморфизм сфалерита определяется главным образом различиями в структуре и химическом составе этого минерала в проявлениях различных генетических типов; изменения физических свойств функционально связаны с вариациями состава.

Для высокотемпературных сфалеритов характерны примеси Fe, Mn, Co, Ti, In, Bi, Pb, для среднетемпературных - Sb, Pb, Ga, Ge, Mo, Cu, Ag, Ti, Fe (не более 1%), Cd (не более 0.5%); для низкотемпературных - Ga, Cd, Ag, Ti, Ni, Ge, Cu. Низкотемпературные сфалериты, кристаллизующиеся в черносланцевой толще карбона, отличаются своеобразным спектром примесных элементов: Mn, Cd, Sb, Pb, Ga, Ge, Mo, Cu, V, Ag, Ti, Ni, Sn. Иногда в них отмечается очень высокое содержание Cu - от 0.17 до 3.31% (до 5.12% CuS) - при отсутствии видимых включений медьсодержащих минералов и очень низком содержании железа. Не исключена изоморфная форма вхождения меди, но этот вопрос требует специального изучения. Обращает на себя внимание антагонизм ряда примесных элементов: Ni и Co - в высокотемпературных сфалеритах, Cd и Fe, Ga и In - в низкотемпературных. Как показывает проведенный выше анализ, компонентный состав сфалерита полностью определяется его генетическими особенностями, в то время как комплекс элементов-примесей генетически гетероген: кроме элементов, входящих в сфалерит изоморфно, в нем присутствуют элементы, связанные с микроскопическими включениями вмещающих пород (Mg, Ca, Si, Al) и парагенными сфалериту минералами: кальцитом - Ca, целестином - Sr, баритом - Ba, галенитом - Pb, Ag, халькопиритом - Cu, Fe, сульванитом - Si, V, блеклыми рудами - Sb, As, Ag, Cu, германитом - Cu, Ag, Ge, Fe.

Для установления генетической природы вариаций состава и свойств сфалерита применялся метод главных компонент факторного анализа [127]. В анализе использованы 22 наиболее информативных типоморфных признака - химический состав сфалерита (содержание 17 элементов) и некоторые его физические свойства: параметр элементарной ячейки (a_0), твердость (H_m), степень гексагональности (γ), светосумма термолюминесценции (2ТЛ) и цвет (Цв).

Результаты расчетов на первые четыре фактора, которые описывают изменчивость типоморфных признаков сфалерита на 48%, представлены в табл. 9. В рамке даны факторные нагрузки, отражающие существенные (при 5%-м уровне значимости) связи между типоморфными признаками сфалерита и гипотетическими факторами.

Таблица 9

Матрица факторных нагрузок и вектор суммарных вкладов факторов в изменчивость элементов системы (V_k)

F	Zn	Fe	Mn	Cd	S	Sb	Pb	Ga
I	-0.78	-0.34	+0.94	+0.75	-0.21	+0.58	-0.07	+0.23
II	-0.58	+0.86	+0.18	-0.29	+0.83	+0.15	+0.32	-0.19
III	-0.22	+0.38	-0.28	+0.56	-0.52	-0.90	+0.24	-0.02
IV	-0.03	-0.01	+0.02	-0.03	+0.01	-0.17	-0.03	-0.27
F	Ge	Mo	Cu	V	Ag	Ti	Co	Ni
I	-0.16	+0.01	+0.38	+0.38	-0.00	-0.08	-0.28	+0.15
II	-0.10	+0.07	-0.00	-0.03	-0.08	+0.21	+0.68	-0.00
III	-0.09	+0.08	-0.06	-0.02	-0.05	+0.18	+0.31	+0.06
IV	-0.14	+0.16	-0.59	-0.58	-0.87	-0.38	+0.01	-0.07
F	Sn	α_0	H_T	r	$\Sigma TЛ$	Цвет	V_k	
I	+0.35	+0.98	+0.15	+0.53	+0.10	+0.12	20.1	
II	-0.02	+0.13	-0.21	+0.09	-0.21	+0.63	13.8	
III	+0.00	+0.08	-0.17	-0.10	+0.41	+0.07	6.2	
IV	-0.36	-0.02	+0.21	-0.22	+0.04	-0.55	7.9	
							48.0%	

Формулы для расчета факторных векторов для конкретных проб

$$F_I = 23.670 + 0.003 \cdot \alpha_0 + 0.168Mn + 0.047Cd + 0.312Sb + 0.00015r + 0.028Cu + 0.135V + 2.680Sn + 0.872Ga - 0.105Zn - 0.118Fe - 5.370Co - 0.538S,$$

$$F_{II} = -87.568 + 0.300Fe + 2.250S + 11.950Co + 0.0012Ca + 0.046Pb + 0.181Ti + 0.020Mn - 0.1067Zn - 0.034 - 0.00005H_T,$$

$$F_{III} = 144.258 + 0.145Cd + 0.372Fe + 17.060Co + 0.088Pb - 4.105S - 0.1475Zn - 0.237Mn - 0.762Sb + 0.00065\alpha_0,$$

$$F_{IV} = 85.230 - 0.379Zn - 0.172Fe + 0.2096Mn - 0.199Ca - 1.777S - 9.435Sb - 0.329Pb - 5.925Ga - 0.704Ge + 0.646Mo - 2.140Cu - 11.250V - 144.17Ag - 10.088Ti + 18.046Co - 10.170Ni - 17.320Sn - 0.0093\alpha_0 + 0.0021H_T - 0.0055r + 0.00024\Sigma TЛ - 0.119Ca.$$

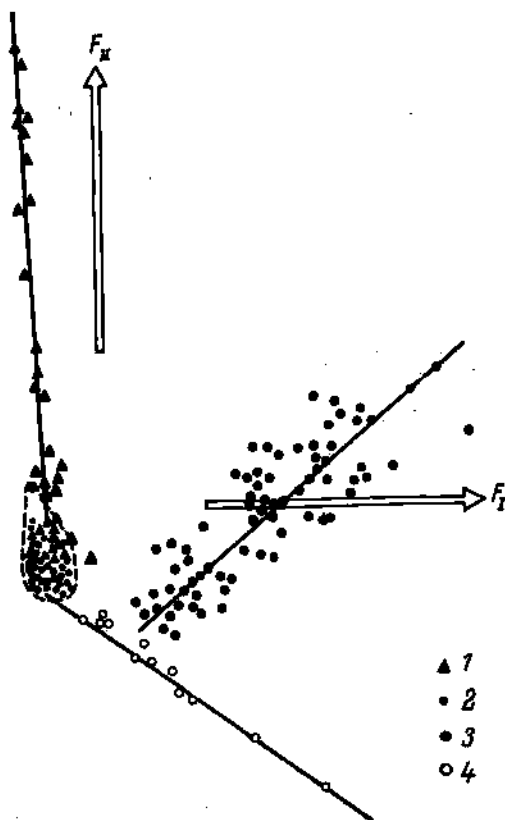


Рис. 61. Фигуративные точки сфалеритов в координатах факторов F_I и F_{II} .

1 - сфалериты железистые уральских, юшарских и амдерминских месторождений; 2 - малопримесные сфалериты вайгачских, новоземельских и амдерминских месторождений; 3 - марганцовистые сфалериты северо-восточного Пай-Хоя; 4 - кадмистые сфалериты юго-восточного Пай-Хоя.

Наблюдаемые вариации типоморфных особенностей определяются главным образом тремя факторами:

$F_I = (20\%) = +(\alpha_0, Mn, Cd, Sb, \Gamma, Cu, V, Sn, Ga) - (Zn, Fe, Co, S, Ge)$, интерпретируемым нами как химизм среды минералообразования;

$F_{II} = (14\%) = +(Fe, S, Co, Цв, Pb, Ti, Mn) - (Zn, Cd, H_T, \Sigma TL, Ga)$, отождествляемым с температурой;

$F_{III} = (8.2\%) = +(Cd, \Sigma TL, Fe, Co, Ti, Pb) - (S, Sb, Mn, Zn, H_T)$, отражающим кислотность-щелочность среды.

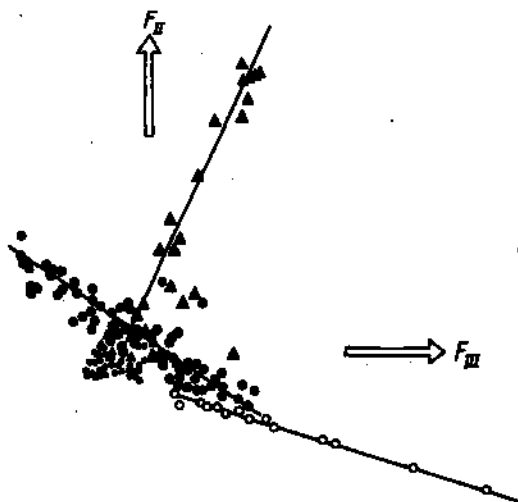


Рис. 62. Фигуративные точки сфалеритов в координатах факторов F_{II} и F_{III} .

Обозначения те же, что и на рис. 61.

Действие фактора IV, описывающего изменчивость признаков $(H_T, Mo) - (Ag, Cu, V, Ti, Sn, Цв, Ga, r, Sb, Ge)$, пока неясно, хотя он явно связан с химизмом гидротермально-метасоматического процесса, в результате которого образовались сфалериты, концентрирующие данный набор элементов-примесей, от которых зависят такие свойства, как твердость, плотность и цвет.

С помощью факторного анализа и известных минералогенетических индикаторов устанавливались условия и режим формирования сфалеритосодержащих парагенезисов и выяснялась общая эволюция минералообразования в провинции. На рис. 61, 62 в координатах этих факторов показаны составы всех изученных сфалеритов. Диаграммы хорошо раскрывают главные причины, определяющие типоморфизм сфалеритов в различных типах месторождений. Например, очевидно, что типоморфные особенности уральских и юшарских полиметаллических месторождений и Амдермы определяются главным образом температурой, а особенности южно- и северопайхойских сфалеритов - химизмом среды. Следовательно, для первой группы мы можем с достаточной долей надежности применить каллерудовский термометрический подход. Об этом свидетельствует и строгая корреляция содержания железа с температурами гомогенизации, прослеживаемая даже в пределах отдельных сфалеритовых зерен.

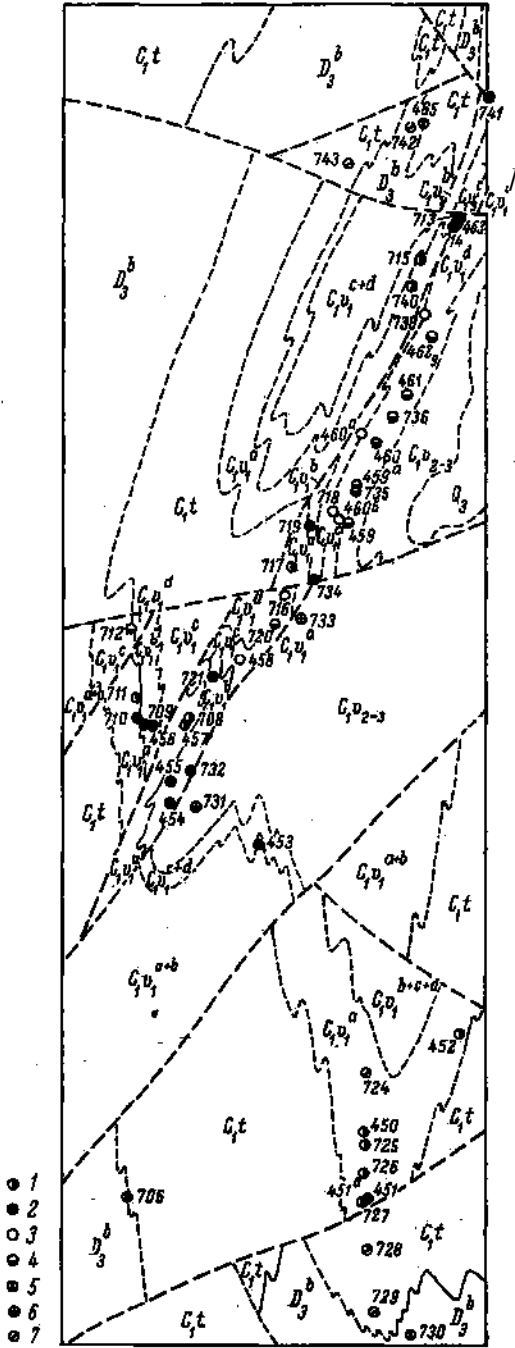


Рис. 63. Топоминералогическая карта типоморфизма сфалерита Силовского района (Пай-Хой). Составил А.Б. Макеев.

Кварц-кальцитовые жилы: 1 - оранжево-коричневый сфалерит, вюрцит-4Н и сульванит, 2 - коричневый сфалерит, вюрцит-4Н и сульванит, 3 - оранжевый сфалерит и сульванит, 4 - желтый и желто-коричневый сфалерит и сульванит, 5 - халькопирит в кварц-анкеритовых жилах, 6 - кальцитовые жилы, 7 - кварцевые жилы.

Четкие конституционные и качественные различия сфалерита из месторождений разных формаций, связанные с различиями их генетической природы, позволяют использовать его для определения формационной принадлежности сфалеритсодержащих проявлений. Например, по парагенезису минералов сфалерит-галенитовое проявление Водопадное, казалось бы, следует коррелировать с проявлениями сфалерит-галенитовой формации (тип р. Крестовой). Типоморфический же анализ раскрывает его полную аналогию со сфалерит-флюоритовыми проявлениями амдерминского типа, что подтверждается и геологическими данными.

	$a_0, \text{Å}$	MnS	CdS	H, %		$a_1, \text{Å}$	MnS	CdS	H, %
		$C_1, v_1 a$					$C_1, v_1 b$		
M-451a	5,4332	9,08	1,35	12-4H	M-453	5,4200	3,44	1,09	12-4H
M-451	5,4380	11,29	1,47	11-4H	M-454	5,4260	3,03	2,78	20-4H
M-450	5,4384	11,42	1,53	15-4H	M-455	5,4238	2,21	2,36	44-4H
M-727a	5,4267	6,43	1,39	-	M-456	5,4294	7,12	1,35	22-4H
M-727	5,4290	6,82	1,51	-	M-732	5,4216	2,42	2,57	47-4H
M-726	5,4363	10,11	1,63	-	M-709	5,4208	1,87	1,85	13-4H
M-725	5,4360	9,61	1,63	6-4H	M-710	5,4248	3,88	1,97	-
M-452	5,4370	11,24	1,09	29-4H	M-721	5,4208	2,60	1,66	43-4H
M-457	5,4320	8,57	1,43	12-4H	M-734	5,4294	6,69	1,43	42-4H
M-708	5,4303	7,62	1,42	45-4H	M-719	5,4322	8,02	1,66	44-4H
M-711	5,4358	10,23	1,42	29-4H	M-458	5,4269	3,62	2,57	13-4H
M-717	5,4322	7,61	1,86	-	M-463	5,4287	6,57	1,60	8-4H
M-740	5,4340	10,85	0,68	36-4H	M-713	5,4247	3,62	2,06	14-4H
M-715	5,4366	10,82	1,42	7-4H	M-741	5,4225	2,14	2,28	7-4H
Среднее	5,4341	9,41	1,41	14,4%	Среднее	5,4251	4,09	1,93	23,6%
		$C_1, v_1 c$					$C_1, v_1 d$		
M-458	5,4354	8,71	1,87	-	M-712	5,4209	1,90	2,03	-
M-716	5,4312	6,89	2,23	6,5-2H	M-720	5,4267	2,96	2,40	13-4H
M-718	5,4316	7,36	2,03	-	M-459	5,4210	2,06	2,24	15-4H
M-460b	5,4390	11,33	1,59	8-2H	M-735	5,4217	2,12	2,11	-
M-460a	5,4307	6,27	2,09	10-4H	M-459a	5,4202	1,76	1,78	10-4H
M-739	5,4265	6,95	0,85	-	M-460	5,4206	2,53	1,49	-
M-464a	5,4290	6,80	1,61	11-4H	M-736	5,4231	3,43	2,36	-
M-760	5,4305	7,00	1,80	-	M-461	5,4247	4,09	1,95	-
					M-462a	5,4264	4,00	2,25	-
Среднее	5,4317	7,67	1,76	4,50	Среднее	5,4226	2,76	2,07	4,3

Рис. 63 (продолжение).

ми. Видимо, здесь мы имеем дело с продуктами кристаллизации только сфалеритовой стадии, в то время как на других месторождениях в полной мере проявились как кварц-флюоритовая, так и сфалеритовая стадии. Так, например, полиметаллические проявления бухты Северной на Новой Земле по типоморфным особенностям сфалерита удастся легко скоррелировать с проявлениями кварц-халькопирит-сфалеритовой формации о-ва Вайгач (горы Медная и Цинковая) и увязать их в одну, трансирующуюся через пролив Карские Ворота, металлогеническую зону.

Типоморфический анализ раскрывает строго определенную связь состава сфалерита с минералогической зональностью провинции, подобную наблюдаемой и в других регионах, например на о-ве Тасманна [320], а также региональные тенденции в изменении состава сфалерита в зонах развития проявлений одной и той же формации, связанные с региональной неоднородностью условий их формирования. Особенно отчетливо эти тенденции выражены в зоне вайгачских рудных разломов (уменьшение содержания железа в сфалерите с северо-запада на юго-запад, т.е. в направлении падения температуры кристаллизации) и в зоне

развития проявлений кварц-сфалерит-флюоритовой формации амдерминского типа (повышение содержания железа, марганца и кадмия на юго-восток, к гряде Беляева). Установление этих закономерностей имеет серьезное поисковое значение.

Закономерное изменение $H-A$ (особенно A) сфалеритов в Вайгачской зоне с юга на север позволяет допустить существование общих причин формирования этих проявлений. Известно, что при повышенных температурах и пересыщениях, определяющих высокие скорости роста кристаллов, вхождение примесей в кристаллы облегчено. Как показали исследования, например плагиоклазов, проведенные О.Г. Сметанниковой, Т.Г. Петровым, В.В. Гордиенко, А.А. Книзель на пегматитах Карелии, это соответствует большим значениям энтропии и, малым анэнтропии. Установленные закономерности изменения H и A свидетельствуют о едином процессе формирования гидротермальной минерализации, центробежно распространяющемся от гипотетического центра между Вайгачом и Новой Землей и характеризующемся падением температуры минералообразования с удалением от этого центра. Это классическая схема распространения теплового фронта от глубинного источника. Глубины вулканических очагов в 30-40 км вполне позволяют допустить, что проекция теплового поля такого источника на дневную поверхность, а следовательно, и ореолы оруденения, могут охватывать значительные территории, соизмеримые с размерами Вайгачской зоны. Этим, собственно, и определяется возможность существования топоминералогии как науки о связи особенностей минералов с их геологическим и географическим положением.

Типоморфизм сфалерита может быть успешно использован в поисковых целях, поскольку определение формационного типа найденного проявления и выяснение его генетической природы по сути дела уже решает вопрос о его перспективности. В прогнозно-поисковых целях при топоминералогических исследованиях весьма полезно составлять специальные поминеральные карты, схематические прототипы которых демонстрируются в этой работе (рис. 46, 63). В качестве элементов минералогического картирования наиболее целесообразно использовать распространность сфалерита, его содержание, типоморфные ассоциации, химический состав и важнейшие физические свойства (морфология, анатомия, твердость, плотность, магнитная восприимчивость, параметры элементарной ячейки, политипия, степень гексагональности, термолюминесценция, фотолюминесценция, спектры возбуждения и поглощения). Все эти свойства являются достаточно чувствительными к изменениям условий минералообразования и имеют большое генетикоинформационное значение. "Сжатие" информации для обобщенных построений можно проводить как статистическими методами, так и путем расчета энтропии и анэнтропии состава и факторных нагрузок.

Халькопирит является одним из основных минералов, широко встречающихся в рассматриваемой провинции (рис. 64). Несмотря на то что халькопирит гидротермальных месторождений довольно часто становится объектом минералогических исследований, он относительно мало используется в типоморфическом анализе. Его типоморфные особенности, в частности типоморфизм состава, все еще остаются неясными [22, 23]. Основная трудность здесь заключается в низком качестве химических анализов, обусловленном большим количеством механических примесей (если анализ химический) или неточностью определения серы (если анализ микрзондовый).

Мы попытались выяснить возможность генетической дифференциации сульфидных гидротермальных месторождений Пайхойско-Южновоземельской провинции [269] на основе химического состава халькопирита, используя для уточнения типоморфического анализа и ряд физических свойств. Материалом служили химические анализы халькопирита и анализы, выполненные с помощью микрзонда "Самеса". О составе микропримесей можно судить по данным спектральных анализов.

В большинстве месторождений халькопирит находится в тонких сростках с пиритом, поэтому при отборе мономинеральных фракций не удалось полностью избавиться от включений пирита, а в одной из проб осталась значительная примесь борнита и халькозина. Следовательно, для строгого сравнения требовался соответствующий пересчет анализов.

Для того чтобы найти наиболее оптимальный способ пересчета реальных химических составов, было опробовано несколько расчетных вариантов: за общий делитель последовательно брались молекулярные количества Cu , $1/2\text{S}$, $1/2(\text{Cu} + \text{Fe})$, $\text{Cu} = \text{Fe}$ за вычетом FeS_2 . Поскольку в природном халькопирите избытка серы быть не может [325], а дефицит серы является наиболее информативной характеристикой состава халькопирита, целесообразнее было бы рассчитывать формулу халькопирита, приняв за общий делитель $\frac{\text{Cu} + \text{Fe}}{2}$. Однако примесь пирита вносит серьезные искажения в полученную таким способом формулу, поэтому прежде всего расчетным путем по избытку железа над медью мы исключили пирит, что не составляло особых затруднений, так как дефицит серы в пирите по данным параллельных анализов невелик ($\text{FeS}_{1.95} - \text{FeS}_{1.97}$) и его состав можно считать близстехиометрическим. Далее остаток пересчитывался на формулу халькопирита; за общий делитель принимались равные молекулярные количества меди и железа.

Полученные таким образом формулы халькопирита и данные о некоторых физических свойствах изученных образцов приведе-



Рис. 64. Схема распространения сульфидов меди.

1 - халькопирит; 2 - халькозин; 3 - борнит; 4 - основные районы медной минерализации (I - Костиншарский; II - Дыроватский; III - Ягояхинский; IV - Юшарский; V - Центральнопайхойский).

ны в табл. 10. Удовлетворительная корреляция „исправленных“ составов с параметрами ячейки подтверждает правильность выбранного метода расчета.

Рассмотрим особенности состава изученных халькопиритов. Для всех них характерен дефицит серы (рис. 65); формульный коэффициент серы варьирует от 1,98 до 1,65 (избыток серы в двух анализах объясняется невозможностью учесть в этих случаях все примеси). Причиной серного дефицита является, очевидно, дефектность структуры халькопирита. Спектральными приближенно-количественными анализами устанавливаются широкие комплексы микропримесей (табл. 11). В халькопиритах различных месторождений фиксируется присутствие 22 примесных элементов, но природа их вхождения и типоморфное значение различны.

Отчетливо выделяются несколько групп примесей. Первая группа включает элементы (в %), связанные с включениями нерудных минералов вмещающих пород: Mg (0.00n-0.n), Ca (сл.-0.n), Ba (сл.-0.01), Si (0.0n-0.n), Al (0.00n-0.n). Содержание этих элементов не везде одинаково: в халькопирите из доломитовых руд несколько больше Mg и Ca, в халькопирите из кварцевых жил - Si. Вторую группу составляют элементы, входящие в состав вростков сульфидов, а также изоморфные примеси (более строго дифференцировать их невозможно). Некоторые из этих элементов встречаются

Т а б л и ц а 10

Состав и свойства халькопирита пайхойских и вайгачских месторождений

Месторождения и проявления	Номера проб	Кристаллохимическая формула	Состав после исключения примесей, мол. %				Параметры элементарной ячейки, Å			Плотность
			Cu	Fe	S	α ₀	c ₀	a/c		
Амлерминское флюоритовое	1188	CuFeS _{1,89} ^{+0.05} FeS ₂	26.71	26.71	48.58	5.288	10.416	0.5077	3.789	
То же	1188а	CuFeS _{1,86} ^{+0.06} FeS ₂	26.00	26.00	48.00	5.280	10.408	0.5073	3.952	
Сульфидные жилы р. Желтой	2187а-1	CuFeS _{1,84} ^{+0.05} FeS ₂	26.04	26.04	47.92	5.278	10.408	0.5089	4.098	
То же	2187а-2	CuFeS _{1,81} ^{+0.06} FeS ₂	26.28	26.26	47.48	5.298	10.432	0.5077	4.074	
" "	2187б	CuFeS _{1,90} ^{+0.08} FeS ₂	25.64	25.84	48.72	5.293	10.410	0.5085	3.898	
Сульфидные жилы горы Морейна	2176а	CuFeS _{1,80} ^{+0.12} FeS ₂	26.32	26.32	47.36	5.296	10.432	0.5077	3.585	
То же	2176б	CuFeS _{1,85} ^{+0.30} FeS ₂	27.38	27.38	45.24	5.264	10.408	0.5068	4.140	
Вайгач, Соболевское	8528в	CuFeS _{1,91} ^{+0.04} FeS ₂	25.57	25.57	48.85	5.268	10.456	0.5067	4.019	
Вайгач, Селовское	8536и	CuFeS _{1,88} ^{+0.21} FeS ₂	25.74	25.74	48.52	5.268	10.503	0.5044	3.873	
Вайгач, Утиное	8549а	CuFeS _{1,88} ^{+0.18} FeS ₂	25.73	25.73	48.54	5.268	10.476	0.5058	4.103	

Таблица 10 (продолжение)

Месторождения и проявления	Номера проб	Кристаллохимическая формула	Состав после включения примесей, мол. %				Параметры элементарной ячейки, Å			Плотность
			Cu	Fe	S	α_0	c_0	a/c		
Вайгач, Ламбар-Пага	8846г	$\text{CuFeS}_{1,85}^{*} + 0,28 \text{FeS}_2$	25,96	25,96	48,09	5,291	10,448	0,5084	4,031	
Вайгач, гора Медная	8572*	$\text{CuFeS}_{1,98}^{*} + 0,66 \text{FeS}_2$	25,06	25,06	49,81	-	-	-	-	
То же	8572в*	$\text{CuFeS}_{2,13}^{*} + 0,23 \text{Cu}_2\text{S}$	24,20	24,20	51,60	5,289	10,383	0,5094	4,589	
Центральный Пав-Хой, шпировые руды участка Первого	922-1**	$\text{Cu}_{1,01} \text{Fe}_{0,99} \text{S}_{2,11}$	24,43	24,12	51,25	5,28	10,44	0,5057	-	
То же	922-11**	$\text{Cu}(\text{Fe}_{0,89} \text{Co}_{0,02})_{1,01} \text{S}_{1,90}$	25,81	25,33	48,49	5,26	10,50	0,5011	-	

* Пробы смешанных сульфидов (халькопирит, халькозин, борнит, пирит).

** Микросонд "Самеса-MS".

Т а б л и ц а 11

Состав элементов-примесей в калькспиритах по данным спектральных анализов

Месторождения и рудоуправления	Элементы включений вмещающих пород	Постоянно встречающиеся („связанные“) элементы-примеси	Типоморфные элементы-примеси	Эпизодически встречающиеся примеси
Амдерминское месторождение	Mg, Al, Ca, Ba (0.00n), Si (0.0n)	Mn(0.005), Ag(0.01), Zn(0.20), Ti(сл.)	Sn(0.005-0.01)	Ge, Mo, Cd, Ni, Zr
Р. Желтая	Mg, Al, Ca (0.00n); Si(0.n), Ba(сл.)	Mn(0.01), Ag(0.001), Ti(0.003)	Mo(сл.-0.0006)	Pb, Zr, Sn
Пролив Морозова	Al(0.00n)	Mn(0.002), Ti(0.00n)	As(0.01), Pb(0.002), Co(0.005), Ni(0.004)	Bi
Юшар	Mg(0.00n), Al(0.0n), Si(0.n)	Mn(0.003), Ti(0.000n)	As(0.02), Pb(0.003), Co(0.003), Ni(0.002)	
Район Юшара	Mg, Ca(0.00n); Al(0.0n), Si(0.n)	Mn(0.002), Ag(0.0003), Zn(0.04), Ti(0.000n)	As(0.02), Co(0.005), Ni(0.005)	Mo
Мореице	Mg, Ca(0.0n); Al(0.0n), Si(0.n)	Mn(0.005), Ag(0.0006), Zn(0.02), Ti(0.000n)		Sn

Т а б л и ц а 11 (продолжение)

Месторождения и рудопроявления	Элементы включений вмещающих пород	Постоянно встречающиеся („сквозные“) элементы-примеси	Типоворфные элемент-ты-примеси	Эпизодически встречающиеся примеси
Вайгачские северные месторождения (Соболевское, Сецовское, Утинское, Ламбар-Пага)	Ca(сл.), Al(0.00п), Mg(0.0п), Bi(0.0п), Ba(сл.)	Mn(0.01), Ag(0.002), Zn(0.02), Ti(0.001)	As(сл.), Ge(сл.), Mo(0.0006)	Sb, P, Bi, Sn
Гора Медная	Ca(сл.), Mg, Al(0.0п); Si(0.п.)	Mn(0.001), Ag(0.0008), Zn(0.03), Ti(0.01)	As(0.05), Ge(0.001), Mo(0.001)	Pb
Диабазы Вайгача	Ca(сл.), Mg, Si, Al(0.00п)	Mn(сл.), Al(0.0003), Zn(0.03), Ti(0.002)	As(0.05), Mo(0.0006), Co(0.003), Ni(0.004)	P
Гора Пестаньяльк	Mg(0.00п), Si, Al, Ca(0.п); Ba(0.01)	Mn(0.001), Ag(0.0001), Zn(0.01)	Pb(0.02), Co(0.03), Ni(0.02)	Sn
Сульфидные руды Центрального Пай-Хоя	Ca(0.00п), Mg, Al(0.0п); Si(0.п), Ba(сл.)	Mn(0.008), Ag(0.003), Zn(0.03), Ti(0.004)	Mo(0.0006), Co(0.03), Ni(0.15)	As, P, Pb, Cd

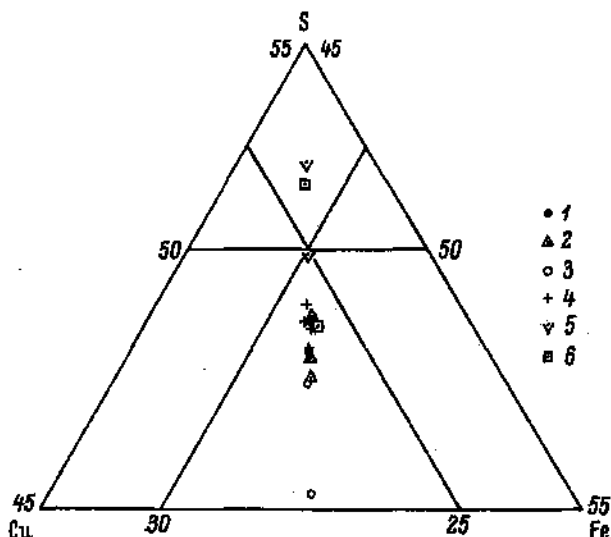


Рис. 65. Треугольник Cu-Fe-S состава халькопиритов.

1 - Амдерма; 2 - р. Желтая; 3 - гора Морейпе; 4 - месторождения Седовское, Соболевское, Утиное и Ламбар-Пага; 5 - гора Медная; 6 - участок Первый на Центральном Пай-Хое.

постоянно (в %): Mn (0,00n, редко 0,01), Ag (0,000n-0,0n), Zn (0,0n-0,1n), Ti (0,00n). Другие являются отчетливо типоморфными и встречаются в халькопирите только определенных месторождений: As, Pb, Ge, Mo, Ni, Co, Sn. Наконец, ряд элементов (Sc, P, Bi, Cd, Zr, Cr) эпизодически наблюдается только в единичных пробах; для халькопирита, они, видимо, мало характерны.

Дифракционные картины халькопирита характеризуются наличием дуплета отражений от 220 ($d=1,855 \text{ \AA}$) и 204 ($d=1,867 \text{ \AA}$) в интервале углов $2\theta=81-84^\circ$, причем интенсивность отражений от 220 существенно выше [215]. Это позволяет рассматривать исследуемый халькопирит как полностью упорядоченную тетрагональную модификацию [23].

Вариации химического состава халькопирита отчетливо отражаются на его свойствах. С увеличением содержания железа и меди (в исправленном анализе) уменьшаются параметры a_0 и c_0 , но с разными темпами, поэтому отношение a_0/c_0 тоже уменьшается. Для пары „сера-параметры ячейки“ зависимости, естественно, обратные. Эти тенденции находятся в противоречии с данными Н.И. Новгородовой [141] о том, что с увеличением дефицита серы уменьшается значение a_0/c_0 . Скорее все-

го, справедлива точка зрения И.А. Будько [22] о зависимости этого отношения от количеств закисных и окисных форм Си и Ре. Характерна интересная направленность изменения соотношения ребер ячейки с увеличением ее размера. Вначале увеличение ячейки происходит за счет параметра a_0 , а затем c_0 . при почти постоянном a_0 . Следовательно, с изменением состава халькопирита происходят определённые деформационные изменения в его структуре. Столь же определенно фиксируется зависимость плотности от состава халькопирита: с увеличением содержания железа и меди плотность, как и следовало ожидать, увеличивается.

Сравнительным анализом химизма халькопирита из различных групп месторождений выявляется целый комплекс довольно отчетливых его типохимических особенностей (рис. 65, табл. 10, И).

Халькопирит Амдерминского флюоритового месторождения (кварц-сфалерит-флюоритовая формация) относится к группе умеренно сернистых ($\text{CuFeS}_{1.85}$ - $\text{CuFeS}_{1.89}$). Он характеризуется наиболее высоким содержанием Ag (0.01%) и Zn (0.2%) и присутствием следов Sn.

В колчеданных жилах на р. Желтой (кварц-халькопиритовая формация) халькопирит также умеренно сернистый ($\text{CuFeS}_{1.81}$ - $\text{CuFeS}_{1.90}$), но содержание Ag (0.001%) в них повышено незначительно, Zn не обнаруживается, типоморфным является Mo.

Серия жильных рудопроявлений кварц-халькопирит-сфалеритовой формации (пролив Морозова, Юшар, Северное, Морейпэ и др.) характеризуется сходным по составу халькопиритом, в котором содержания Ag и Zn очень низкие или вообще не обнаруживаются. Типоморфной примесью является As (0.01-0.02%), почти всегда присутствуют Pb и Co (0.00n). Несколько отличается халькопирит с горы Морейпэ, довольно „очищенный” от примесей и наиболее малосернистый.

Халькопирит северовайгачских месторождений кварц-халькопиритовой и кварц-халькопирит-сфалеритовой формации (Соборное, гора Медная) сравнительно стабилен по составу, является умеренно или высокосернистым, содержит несколько повышенное количество Ag и Zn и несет весьма специфический комплекс акцессорных примесей: As (сл.-0.07%), Ge (сл.-0.004%), Mo (сл.-0.001%). Вкрапленный в вайгачских-диабазх халькопирит очень похож на халькопирит гидротермальных месторождений и, видимо, является наложенным.

На свинцово-цинковом проявлении на горе Пестанмыльк халькопирит отличается очень низким содержанием Ag (0.0001%), но достаточно высоким Zn (0.01), и присутствием Co и Ni. Своеобразен халькопирит из сульфидных медно-никелевых рудо-

проявлений Центрального Пай-Хоя, относящийся к наиболее высокосернистым разностям. Сравнительно высокое содержание Ag (0.003%), Zn (0.03%) и специфические типоморфные элементы-примеси Co (0.03%) и Ni (0.15%) резко выделяют его среди халькопиритов других генетических типов. Эти же группы рудопоявлений отличаются также и по физическим свойствам халькопирита (табл. 10, 11).

Таким образом, генетически различные типы халькопиритовых месторождений удается довольно четко дифференцировать по составу и свойствам халькопирита (по крайней мере, в пределах регионов с близким геологическим строением).

Галенит

Галенит довольно широко представлен в провинции и встречается в разных формационных типах гидротермальных месторождений (рис. 66). Он характеризуется изменчивым составом, поэтому интересно его использовать как объект типоморфического анализа. Попытка проанализировать типоморфизм галенита из вайгачских и пайхойских месторождений предпринималась В.Д. Тихомировой [229], материалы которой использованы в этом разделе..

В месторождениях карбонатно-сфалерит-галенитовой формации юга Вайгача галенит является вторым по степени распространенности после сфалерита рудным минералом. Наиболее высокие его содержания характерны для верхних горизонтов месторождения Раздельного: с глубиной отношение Pb/Zn уменьшается от 1 : 3 до 1 : 120. Галенит образует неправильной формы крупнокристаллические выделения (до 2 см) и небольшие прожилки в пластовом типе руд.

В жилах галенит представлен прожилками с изогнутыми по спайности зернами и тонкозернистыми участками „свинчика”.

Встречаются овальной формы выделения галенита (до 4 см) с тонкой каймой пирита вокруг них. В таких выделениях кристаллы галенита изогнуты по спайности. Идиоморфных кристаллов галенита на месторождении не обнаружено. Обычно он образует крупно-кристаллические выделения с весьма совершенной спайностью (табл. 12).

Галенит из жильного типа руд карбонатно-сфалерит-галенитовой формации заметно отличается от галенита из руд пластового типа более широким комплексом элементов-примесей. Для него характерно присутствие Sb, Mn, Mo, Si, не отмечающихся в галените пластовых руд, и более высокое содержание Cd и Ag. Несколько уменьшается параметр ячейки α_0 , повышаются плотность и твердость. Различия в составе и свойствах галенитов, очевидно, связаны с некоторыми различиями в соста-



Рис. 66. Схема распространения галенита (1).

ве минералообразующих растворов и условиями кристаллизации галенита.

В.Д. Тихомировой и В.Н. Каликовым {230} установлено закономерное изменение состава и свойств галенита по объему зерен, особенно резко выраженное на контактах с пиритом и сфалеритом. Например, термоэДС галенита от контакта с пиритом к контакту со сфалеритом уменьшается от $\alpha = -640 \div -670$ до $\alpha = -330 \div -410$ мкВ/град. На контакте с пиритом резко повышено содержание примесей Fe, Si, Cr; в направлении контакта со сфалеритом они постепенно уменьшаются, а затем исчезают совсем. В распределении Ag, который постоянно присутствует в галените в довольно больших количествах, наблюдается обратная тенденция. Эти особенности распределения примесей, характерные для условий кристаллизации с приблизительно постоянной температурой [308], свидетельствуют о том, что выделения галенита являются метакристаллами по крайней мере по отношению к пириту. Сфалерит галенитом, вероятно, не замешался.

К северу от месторождения Раздельное в тех же ордовикских доломитах расположено рудопроявление Красное. Это рудопроявление характеризуется геологическим положением и типом руды, близким к рудам Раздельного (табл. 12), но здесь резко преобладает жильный тип оруденения. Химический состав галенита также близок галениту месторождения Раздельного и является как бы промежуточным между жильным и пластовым галенитом.

На Новой Земле нами был открыт ряд однотипных проявлений полиметаллической минерализации, находящихся в той же структурной зоне, что и вайгачские, и очень сходных с ними по осо-

Таблица 12

Состав и свойства галенитов различных локалитетов

Характеристики	Раздельное		Красное	Бухта Северная (Новая Земля)
	пластовый тип	жильный тип		
Ассоциация	Сфалерит, пирит, доломит, кальцит, кварц, флюорит, барит, антраксолит, пеллуссит	Сфалерит, пирит, доломит, кальцит	Сфалерит, пирит, халькопирит, доломит, кальцит, кварц, флюорит, антраксолит	Сфалерит, пирит, доломит, кальцит
Морфологические особенности	Крупнокристаллические выделения и прожилки	Крупнокристаллические прожилки и «свичак»	Крупнокристаллические прожилки и «свичак»	Тонкая вкрапленность и отдельные крупные гнезда и зерна
Параметр элементарной ячейки, Å	5.937±0.002	5.939±0.005	-	-
Плотность	7.443	7.479	-	-
Твердость, кгс/мм ²	63±4	67±5	-	-
Термосефект, ОС: экзотермический эндотермический	660-670 880-900	640-700 890-900	-	-

Т а б л и ц а 12 (продолжение)

Характеристики	Раздельное		Красное	Бухта Северная (Новая Земля)
	пластовый тип	жильный тип		
Примеси, %:				
Sb	-	0.007	-	0.1
Mn	-	0.001	-	-
Bi	-	-	-	-
Mo	-	6×10^{-4}	6×10^{-4}	-
Cu	-	Сл.	1×10^{-4}	0.001
Cd	0.001	0.004	-	0.01
Ag	8×10^{-4}	0.003	1×10^{-4}	0.07
Zn	0.1	0.1	0.007	0.05
Ti	0.001	0.001	0.002	-
Ba	Сл.	Сл.	Сл.	0.001
Характеристики	Новая Земля, обн. 184, 187	Амдерма	Р. Крестовая	Гора Пестаимыль
Ассоциация	Пирит, поломит, кальцит	Сфалерит, пирит, халькопирит, каль- цит, флюорит	Сфалерит, пирит, кальцит	Сфалерит, пирит, пир- ротин, флюорит, каль- цит, халькопирит
Морфологические осо- бенности	Относительно рав- номерная крупнокр- сталлическая вкрап- ленность	Кубические кристал- лы до 1 см, выделе- ния неправильной формы	Неправильной формы мелкозернистые гвезда	Правильные кубиче- ские кристаллики до 0.5 мм

Т а б л и ц а 12 (продолжение)

Характеристики	Новая Земля, обл. 184, 187	Амдерма	Р. Крестовая	Гора Пестанмыльк
Параметр элементарной ячейки, Å	-	5.833±0.005	5.834±0.003	5.917-5.989±0.001
Плотность	-	7.474	-	-
Твердость, кгс/мм ²	-	63±5	63±5	-
Термоэффект, °С: экзотермический эндотермический	-	660 870-880	-	-
Примесь, %:				
Sb	0.008-0.04	0.01	-	0.1
Mn	Сл.	0.001	0.001	0.3
Bi	-	-	-	0.1
Mo	-	Сл.	-	-
Cu	-	0.04	0.02	0.03
Cd	0.001-0.007	0.006	0.01	-
Ag	-	0.005	0.001	0.003
Zn	0.004	0.л	0.л	0.л
Ti	0.05	Сл.	0.004	0.01
Ba	0.001	Сл.	0.003	0.03

бенностям Строения и характеру минерализации. Сфалерит ново-земельских проявлений очень близок по типоморфным особенностям вайгачскому сфалериту; в нем лишь несколько выше содержание сурьмы, присутствуют иногда германий и олово. Это сходство еще раз подтверждает генетическое единство вайгачской и новоземельской полиметаллической минерализации.

Галенит в проявлениях на р. Средней, являющихся в формационном отношении переходными от сфалерит-галенитовой к сфалерит-флюоритовой формации амдерминского типа, встречается в виде кубических кристаллов и неправильной формы вкрапленников. По составу он довольно специфичен и отличается присутствием Sn, а также относительно более высоким содержанием Sb, Cu, Cd, Ag. Интересно отметить, что эти элементы, в частности Sb, являются типоморфной примесью и в других минералах амдерминских рудопоявлений.

Проявление на р. Крестовой, относящееся к галенит-сфалеритовой формации, представлено тонковкрапленной минерализацией в перекристаллизованных известняках амдерминской свиты. Галенит образует мелкокристаллическую вкрапленность в известняке, иногда встречаются скопления до 2 см величиной неправильной формы. Микроскопически наблюдаются сростания галенита со сфалеритом и пиритом. Для галенита характерно присутствие La, довольно высокое содержание Ag, но отсутствие Sb и ряда других примесных элементов, содержание Си и Cd близко к их содержанию в галенитах амдерминских проявлений.

В рудопоявлении на горе Пестанмыльк на юго-западном крыле антиклинория галенит в кварц-кальцитовом цементе перетертых известняков встречается в виде правильных кубических кристалликов с размером до 0.5 мм. Галенит отличается наибольшим разнообразием и высоким содержанием примесей. Так, в нем присутствуют Ag, Bi, Co, Ni, не отмеченные ни в одном из других типов галенитов, значительно выше содержание Sb, Mn, Ti, Ba, но отсутствуют Mo и Cd. Этот специфический комплекс элементов-примесей отражает особые условия формирования минералопоявления: перераспределение элементов в процессе локального метаморфизма сульфидсодержащих осадочных пород.

Важной типоморфной особенностью галенита, позволяющей четко дифференцировать различные его генетические типы, является изотопный состав свинца. С помощью И.Л. Лучинина было проведено определение изотопного состава свинца 34 наших проб галенита из различных минералопоявлений Пайхойско-Южноново-земельской провинции. Результаты определений сведены в табл. 13, в которой для сравнения приведены данные по свинцу из некоторых уральских месторождений. Анализ проводился рентгеноспектральным методом с поправкой по контрольным масс-спектроскопическим измерениям. Случайная среднеквадратичная

Изотопный состав свинца галенитов Лайховско-Южновоземельской провинции и севера Урала

Локалиты галенита	Номера проб	Изотопный состав				Соотношение изотопов			
		208 Рb	207 Рb	206 Рb	204 Рb	208 Рb/204 Рb	207 Рb/204 Рb	208 Рb/204 Рb	208 Рb/204 Рb
Лай-Хой, р. Крестовая	Ю-8301-1	51.7	22.3	24.5	1.5	16.33	14.87	34.47	34.47
	Ю-8301-2	52.1	22.2	24.2	1.5	16.13	14.80	34.73	34.73
	Ю-8431-а	51.4	22.7	24.4	1.5	16.27	15.13	34.28	34.28
Лай-Хой, Амлерма	АМ-1	52.9	21.1	24.5	1.4	17.5	15.07	37.79	37.79
	Ю-8464	51.3	22.2	25.0	1.5	16.67	14.80	34.2	34.2
Вайгач, Раздельное	Ю-8464-а	52.1	21.5	24.9	1.5	16.6	14.33	34.73	34.73
	Ю-8470	50.9	22.4	25.2	1.5	16.8	14.93	33.93	33.93
	Ю-8493-ж	50.9	22.7	24.9	1.5	16.6	15.13	33.93	33.93
	ВР-1	51.5	22.0	25.1	1.4	17.93	15.71	36.79	36.79
	Т-9013-а	52.0	21.7	24.8	1.5	16.53	14.47	34.67	34.67
	Т-9031-д	51.14	22.32	24.84	1.68	14.79	13.29	30.44	30.44
	Т-9039-А	51.44	21.81	25.09	1.66	15.11	13.14	30.888	30.888
	Т-9049С	52.39	21.26	24.76	1.59	15.57	13.37	32.95	32.95
	Т-9055В	51.80	21.29	25.41	1.5	16.84	14.19	34.53	34.53
	Т-9054	50.93	22.2	26.24	1.63	13.62	13.62	31.25	31.25
	1233-а	51.11	21.94	25.37	1.58	16.08	13.89	32.35	32.35
	9056-д	51.14	21.79	25.52	1.61	15.85	13.497	31.76	31.76
	Вайгач, Красное	Ю-8495-э	51.1	22.2	25.2	1.5	16.8	14.8	34.07
Ю-8495-п		51.9	21.5	24.8	1.5	16.53	14.53	34.6	34.6
Ю-8502-в		51.2	21.9	25.4	1.6	16.93	14.6	34.13	34.13
Вайгач, Верхнее	1310	51.3	21.8	25.5	1.4	18.21	15.57	36.64	36.64
	1411	51.7	21.7	25.2	1.4	18.00	15.50	36.93	36.93
Новая Земля, бухта Северная	Ю-157-а	51.7	21.8	25.1	1.4	17.93	15.57	36.93	36.93

Т а б л и ц а 13 (продолжение)

Локалиты галенита	Номера проб	Изотопный состав				Соотношение изотопов			
		208 Рь	207 Рь	206 Рь	204 Рь	208 Рь/204 Рь	207 Рь/204 Рь	206 Рь/204 Рь	208 Рь/204 Рь
Новая Земля, обв. 184 Пай-Хой, р. Буредалью Урал, Шантымпрелук	Ю-184-а	51.2	22.1	25.3	1.4	16.07	15.79	36.57	36.57
	Б-1	51.0	21.6	26.1	1.3	30.08	16.82	38.23	38.23
	Б-2	51.5	21.3	25.8	1.4	18.43	15.21	36.78	36.78
	918	51.59	21.2	25.59	1.62	15.796	13.09	31.85	31.85
	919	51.81	21.41	25.41	1.57	16.19	13.04	32.67	32.67
	Т-554/18	51.18	21.65	25.56	1.61	15.88	13.45	31.79	31.79
	С-918	51.48	21.12	25.80	1.6	16.15	13.20	32.18	32.18
	Ч-555/9	51.95	21.2	25.3	1.55	16.32	13.68	33.52	33.52
	555/8ш	51.3	21.58	25.42	1.72	14.78	12.54	28.83	28.83
	Ч-555/2	51.44	21.65	25.45	1.46	17.43	14.83	35.20	35.20
	Ч-555/6ш	52.15	20.77	25.53	1.55	16.47	13.4	33.85	33.85
	1	52.2	21.6	24.8	1.36	18.24	15.88	38.38	38.38
	Урал, Заколайоль	873	51.30	21.59	25.46	1.65	15.43	13.09	31.09
872		50.92	21.91	25.60	1.57	16.31	13.96	32.43	32.43
874		52.00	21.26	25.21	1.53	16.48	13.895	33.99	33.99
871		51.19	21.86	25.43	1.52	16.73	14.38	33.68	33.68
П-872		52.1	21.4	25.2	1.35	18.67	15.85	38.59	38.59
Урал, хрусталоносные месторождения	1382	52.5	20.8	25.4	1.31	19.39	15.88	40.08	40.08
	511	52.1	21.5	25.1	1.35	18.59	15.926	38.59	38.59
	511	51.6	22.0	25.0	1.39	17.886	15.83	37.12	37.12
	948	52.0	21.4	25.3	1.35	18.74	15.85	38.52	38.52
	1897	52.6	21.1	25.0	1.32	18.84	15.985	38.85	38.85
	10	52.2	21.3	25.2	1.34	18.806	15.896	38.96	38.96
	656	51.8	21.6	25.2	1.36	18.53	15.88	38.09	38.09

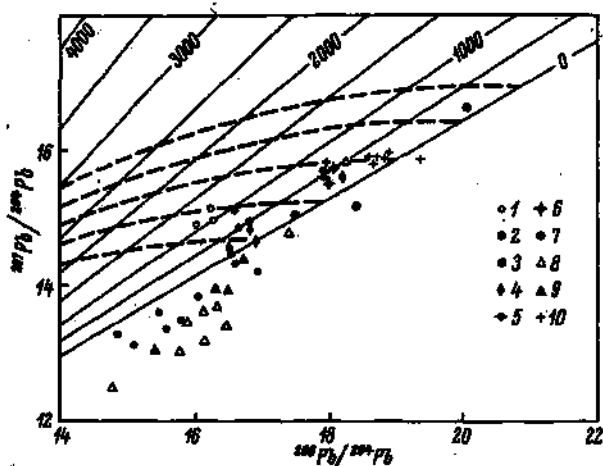


Рис. 67. Изотопный состав свинца галенитов (изохроны по модели Гоутерманса).

1 - р. Крестовая; 2 - Амдерма; 3 - п-ов Раздельный; 4 - р. Красная; 5 - Варнек; 6 - бухта Северная; 7 - р. Буредан; 8 - Шантымприлук; 9 - руч. Заколайоль; 10 - хрусталеносные и полиметаллические месторождения Урала.

погрешность определений содержания изотопов составляет (в %):
 ^{208}Pb - 1,2, ^{207}Pb - 2, ^{206}Pb - 1,2, ^{204}Pb - 7.

Анализ распределения фигуративных точек на диаграммах, построенных в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 67, 68), показывает, что свинец во всех без исключения проанализированных галенитах является аномальным, не укладывающимся в одностадийную модель Холмса-Гоутерманса и не соответствующим строго ни одному из изотропных критериев одностадийных свинцов. В то же время намечаются вполне определенные закономерности в изменении изотопного состава свинца разнотипных галенитов. Галениты из месторождений осевой зоны Урала (хрусталеносные и полиметаллические месторождения) группируются вдоль линии, наклон которой значительно меньше нулевой изохроны. Такая тенденция распределения фигуративных точек соответствует модели Гейса, предполагающей двухстадийное развитие радиогенных свинцов, отделившихся от материнской урановой системы. Модельный возраст свинцов в этой совокупности галенитов не противоречит геологическим данным и, вероятно, соответствует истинному возрасту (175-212 млн. лет для хрусталеносных месторождений). В эту же группу попадает и одна из проб свин-

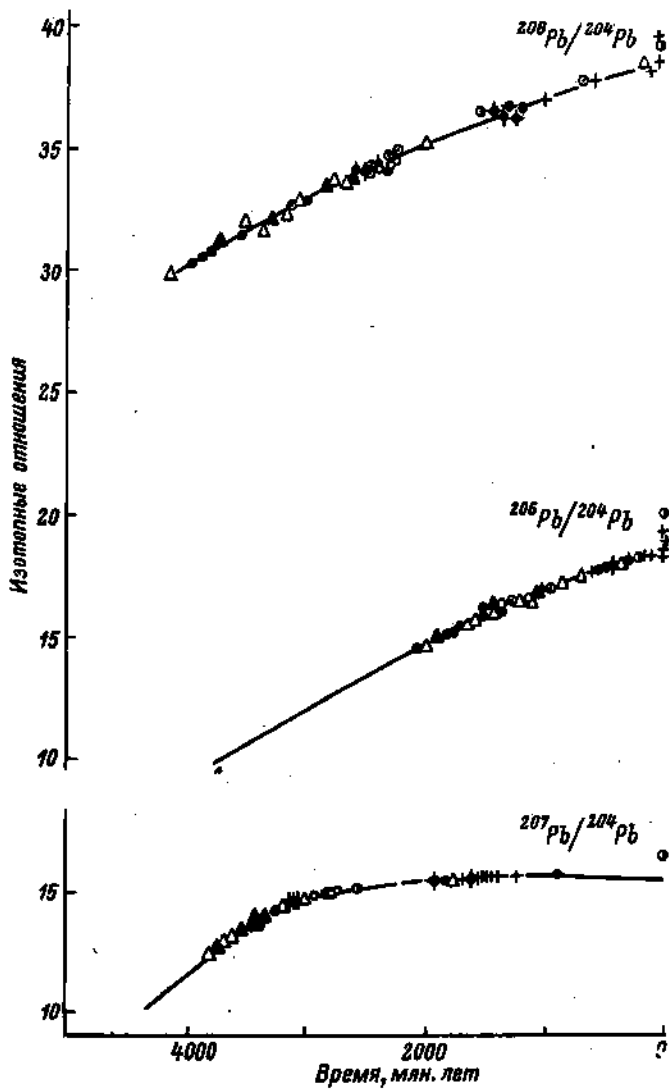


Рис. 68. Модельные возрасты свинца галенитов по параметрам Рассела, Фарквара, Каминга.

Обозначения те же, что и на рис. 67.

цово-цинкового месторождения Шантым-Прилук (модельный возраст 268 млн. лет), в то время как основное их количество не укладывается в модель Гейса.

Галениты свинцово-цинкового проявления на р. Крестовой на диаграмме (рис. 67) укладываются в компактную группу, лежащую в области положительных изохрон Гоутерманса. Модельный возраст свинца (1.763-1.975 млрд. лет) древнее возраста вмещающих верхнепротерозойских известняков и, учитывая эпигенетический характер минерализации, вряд ли соответствует реальному. Модельный возраст свинца галенитов Амдерминского флюоритового месторождения также завышен по сравнению с реальным возрастом (517 млн. лет), так как флюоритовая и галенитовая минерализация эпигенетически наложена на карбонатные породы верхнего протерозоя и нижнего ордовика.

Точки изотопного состава свинца вайгачских и южноновоземельских галенитов образуют на диаграмме изотопных отношений обширное поле сложной конфигурации. Составы с низкими значениями отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ложатся параллельно нулевой изохроне (геохроне), но правее ее, в области отрицательных значений модельных возрастов. Затем, при достижении отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16,5-17,0$, поле изотопных составов резко изгибается, пересекает геохрону и вновь принимает параллельное ей положение, но уже в области положительных изохрон Гоутерманса. В первой „отрицательной“ части этого поля группируются преимущественно составы галенитов пластовых и вкрапленных руд, во второй - жильных. Точно такую же конфигурацию имеет и поле изотопных составов из галенитов полиметаллических месторождений ильчской группы, по геолого-минералогическим особенностям аналогичных вайгачским. Оно лишь несколько сдвинуто вниз, в область низких отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Подобное аномальное распределение изотопных составов свинца свидетельствует о сложной природе галенитов, гибридном в них нормального и аномального типов свинцов. Относительно низкие и даже очень низкие значения отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ указывают на значительный привнос „старого“ свинца. Очевидно, здесь справедлива многостадийная, по крайней мере четырехстадийная схема: а) образование первичного свинца; б) отрыв первичного свинца от урансодержащей системы и формирование промежуточных допалеозойских концентраций; в) мобилизация и переотложение „старого“ свинца в процессе гидротермального минералообразования и соединение его с „молодым“ палеозойским свинцом; г) перекристаллизация и переотложение галенита в пределах рудных полей, сопровождавшееся фракционированием изотопов свинца. Аналогичную гетерогенную природу

ду галенитов раскрывают и данные по ториевым свинцам (отношение $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$).

Галенит из Буреданского флюоритового месторождения также характеризуется "аномальным" составом свинца, подобным вайгачскому, но примесь „старого" допалеозойского свинца в нем существенно ниже.

Таким образом, галениты различных месторождений характеризуются довольно отчетливыми типоморфными особенностями, несмотря на то что все их проявления относятся к одной и той же формации. Это открывает перспективу использования галенита как индикатора специфических условий формирования месторождений. Различия определяются главным образом изотопным составом свинца, составом и содержанием примесей в галенитах. Вариации физических свойств (метрика решетки, плотность, твердость, термическая характеристика) не существенны и не могут рассматриваться в качестве надежного типоморфного признака.

Пирротин 2

Пирротин является одним из наиболее распространенных акцессорных минералов магматических пород основного состава, особенно характерным для субинтрузивных тел центральнопайхойского комплекса. В сульфидных кобальт-медно-никелевых проявлениях, генетически связанных с породами этого комплекса, пирротин резко преобладает над всеми другими сульфидами, составляя 40-98% их объема. Встречается он и в более поздних гидротермальных пирротин-халькопиритовых прожилках.

Акцессорный пирротин, содержание которого резко повышается в центральных крупнокристаллических или пегматоидных частях кристаллизационно-дифференцированных и гравитационно-дифференцированных тел (так называемые "пирротиновые ядра" или „пирротиновые штоки"), выполняет интерстиции между кристаллами породообразующих силикатов, образуя ксеноморфные вкрапленники неправильной формы. Он встречается в виде тонкой пылевидной вкрапленности в ильменит-гематит-титанитовых псевдоморфозах по титаномагнетиту, иногда густо насыщающей псевдоморфозы. Более крупная вкрапленность отмечается в окварцованных участках; размер вкрапленников достигает 8 мм. Встречаются тонкие пирротиновые прожилки.

В рудоносных горизонтах сложнодифференцированных тел (участки Первый, Дальний, Длинный и др.) пирротин образует

тонкую вкрапленность, неправильной формы ("хлопьевидные") мелкие выделения в породообразующих минералах, шлиры самых различных размеров. Границы шлиров чаще всего зазубрены, с с прямолинейными участками. Шлиры, как правило, поликристаллические, вкрапленники моно- и поликристаллические. Наблюдается блокирование и агрегатизация монокристаллических вкрапленников у их периферии, происходящие, видимо, в результате механических напряжений. Пирротин отчетливо ксеноморфен по отношению к породообразующим пироксенам и ильмениту, выполняет в них трещинки, цементирует обломки. По отношению к кварцу идиоморфен. Очень часто наблюдается, что пирротин как бы прорастает многочисленными иголочками амфибола; вероятно, эти иголочки являются более ранними образованиями. Кристаллы ильменита, окруженные пирротином или контактирующие с ним, изменены значительно сильнее, чем находящиеся среди силикатов. В этом случае они переполнены тонкой вкрапленностью сульфидов.

Интересно отметить, что в крупных шлирах пирротина наблюдаются вытянутые кристаллы апатита, не встречающиеся во вмещающей породе. Заметим, что этот факт характерен и для норильских месторождений. Плотность пирротина колеблется от 4.430 до 4.473.

Химический состав (табл. 14) варьирует в пределах от $[(\text{Fe}_{0.64}^{2+} \text{Ni}_{0.03})_{0.87} \text{Fe}_{0.22}^{3+}]_{(1-0.11)} \text{S}$ до $[(\text{Fe}_{0.62}^{2+} \text{Ni}_{0.02})_{0.64} \cdot \text{Fe}_{0.24}^{3+}]_{(1-0.12)} \text{S}$. Характерно высокое (1.88-1.95%) содержание никеля, вероятно, связанное с наличием большого количества веретенообразных и пламевидных выделений пентландита. Также отмечается повышенное содержание меди (0.39-0.75%) за счет включений халькопирита и присутствие мышьяка (0.01-0.02%). Средние содержания аксессуарных элементов-примесей (в %): Mn - 0.19, Mo - 0.002, V - 0.004, Ag - 0.001, Zn - 0.008, Ti - 0.02, Cr - 0.025, Ba - 0.01, As, Pb, Sn, Nb - сл.; постоянно присутствуют петрогенные элементы Si, Al, Mg, Ca, связанные, очевидно, с включениями вмещающих пород.

По данным дифрактометрических исследований, в рудах развиты две фазы пирротина - гексагональная и моноклинная. Об этом свидетельствует, в частности, постоянное расщепление на дифрактограммах наиболее интенсивной линии с $d = 2.06 \text{ \AA}$ на две с межплоскостными расстояниями $d = 2.050-2.054$ и $d = 2.061-2.065 \text{ \AA}$ и меняющейся их интенсивностью. Содержание гексагонального пирротина, рассчитанное по методу Р. Арвольда [306], колеблется от 0 до 25%.

Двухфазное состояние пирротина подтверждается и другими методами: нагреванием по методу А.Д. Генкина и методом магнитной суспензии.

Таблица 14

Состав пирротитов из рудных зон и диабазовых тел Пай-Хоя

Элементы	Пирротин из сульфидных зон участка Первого			Пирротин из легма- тоидной зоны		Пирротин из кварцево- сульфидных жил		
	803	857	921	922 (мик- розонд)	Уч. Зеле- ный, 1201	Сопча, 1075	1049	922а (мик- розонд)
S общ.	38,94	38,26	38,86	35,44	36,57	37,83	37,92	38,07
Co	0,080	0,083	0,063	He обн.	0,064	0,109	0,068	He обн.
Ni	1,95	1,85	1,68	0,33	He обн.	0,05	He обн.	0,35
Fe	56,78	56,94	56,05	61,77	54,79	57,93	56,01	61,43
Cu	0,75	0,41	0,39	0,02	0,16	0,15	0,12	He обн.
SiO ₂	0,84	1,96	0,48	He обн.	3,30	1,62	1,92	-
Al ₂ O ₃	1,00	1,40	0,30	" "	2,85	0,78	2,10	-
As	0,05	0,05	0,05	-	He обн.	He обн.	-	-
Mn	0,02	0,02	0,01	-	0,02	0,02	0,01	-
Ti	0,007	0,05	0,008	He обн.	0,07	0,08	0,05	-
Сумма	99,77	99,82	99,89	97,56	98,81	98,57	98,83	99,85

Кристаллохимические формулы Fe_{1-x}S:803 - (Fe_{0,86}Ni_{0,03})_{1-0,11}S,857 - (Fe_{0,85}Ni_{0,03})_{1-0,12}S,921 - (Fe_{0,86}Ni_{0,02})_{1-0,12}S,922 - (Fe_{0,997}Ni_{0,06})_{1,002}S,1201 - Fe_{1-0,13}S,1075 - Fe_{1-0,12}S,1049 - Fe_{1-0,15}S,922а - (Fe_{0,924}Ni_{0,005})_{1-0,071}S.

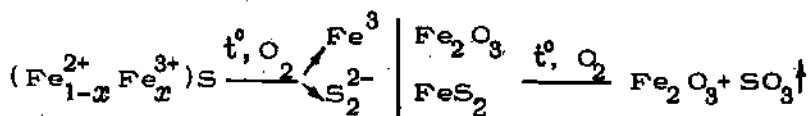
Физические свойства моноклинного и гексагонального пирротина несколько различаются. Гексагональный пирротин характеризуется, например, более низкой твердостью (188-296, средняя 250 кгс/мм²), моноклинный - более высокой (268-340, средняя 314 кгс/мм²). По литературным данным [93], верхняя граница твердости гексагонального пирротина определяется в 307 кгс/мм². Отражательная способность моноклинного пирротина несколько ниже, чем гексагонального.

Моноклинный пирротин по сравнению с гексагональным содержит значительно больше кобальта (0.180 по сравнению с 0.130%), никеля (0.920 и 0.260%), меди (0.243 и 0.153%).

При нагревании двухфазные пирротины гомогенизируются в моноклинный при температурах 250-300°C. На кривых нагревания фиксируются два эндотермических эффекта с максимумами 375 и 930°C и три эндотермических (130, 560, 980°C). Рентгеноструктурное исследование продуктов прокаливании пирротина при 300, 400, 500, 700 и 820°C позволяет приблизительно представить картину термического изменения пирротина в окислительных условиях.

Н.В. Беловым была высказана мысль о переходе пирротина в пирит с выносом трехвалентного железа, а не путем энергичного внедрения серы в решетку пирротина, как считалось ранее. Известно, что в структуре пирротина часть октаэдрических позиций вакантна. Возникающий дефицит отрицательного заряда, компенсируется частичным замещением ионов Fe^{2+} ионами Fe^{3+} . При изменении условий кристаллизации такая „окисленная“ форма быстро становится неустойчивой. Повышение температуры вызывает образование сдвоенного радикала S_2^{2-} вместо S^{2-} , который оказывает антагонистическое влияние на ион Fe^{3+} в решетке пирротина. Это ведет к резкой перестройке структуры в структуру пирита с удовлетворением стехиометрического закона реакции замещения при новообразовании фазы FeS_2 вместо $(Fe_{1-x}^{2+} Fe_x^{3+})S$. Наши данные полностью подтверждают это предположение. Слабый эндоэффект при 130° соответствует образованию фазы FeS_2 , что четко подтверждается на дифрактограммах рефлексами 111, 200, 210, 211, 220. Одновременно с образованием пирита происходит вынос железа, которое в окислительной обстановке реагирует с кислородом (появление слабых рефлексов 10 $\bar{1}$ и 101 гематита). С повышением температуры происходит окисление минерала с образованием Fe_2S_3 и SO_3 (этот процесс фиксируется на термограмме в интервале 200-450°C глубоким экзоэффектом). С 400°C рентгенографически пиритовая и пирротиновая фазы не фиксируются, а дифрак-

ционная картина соответствует гематитовой структуре, упорядочение которой происходит с повышением температуры. Таким образом, высокотемпературным (примерно 850°) продуктом замещения пирротина является гематит, образование которого происходит по схеме:



Сравнительный анализ пирротина из генетически различных образований раскрывает отчетливый типоморфизм его состава и целого ряда физических свойств. Это позволяет использовать пирротин для расшифровки условий минералообразования и для решения проблемы разделения рудоносных и нерудоносных интрузий [157, 161].

Пирротин из рудных залежей (шлировые и шлирово-вкрапленные руды) и аксессуарный пирротин рудоносных интрузий, подобных участку Первому, отличаются высоким содержанием меди (0.52%), никеля (1.89%), кобальта (0.075%) и присутствием мышьяка (0.05%), что объясняется наличием веретенообразных и пламевидных выделений пентландита и включений халькопирита. Пирротин двухфазовый с примерно одинаковой интенсивностью отражений 2.050 и 2.065 Å на дифрактограммах; рентгеновское содержание гексагональной модификации около 11%. При нагревании на воздухе полностью гомогенизируется в гексагональный при 250°C, реже при 300°C.

Пирротин из негматойдных зон кристаллизационно-дифференцированных (нерудоносных) интрузий отличается более низким содержанием никеля и меди (Ni - 0.05, Cu - 0.16%), но содержание кобальта достаточно высокое (0.081%). Отсутствие в проанализированном материале микроскопически видимых включений других минералов позволяет предполагать структурную форму вхождения кобальта: характеризуется более интенсивным отражением (2.067 Å), причем при нагревании двухфазность сохраняется до полного перехода пирротина в пирит выше 300°C.

Пирротин кварцево-сульфидных жил по составу аналогичен пирротину нерудоносных интрузий, но рентгеновская характеристика несколько другая. Наибольшей интенсивностью характеризуется отражение 2.052 Å; при нагревании между 250 и 300°C гомогенизируется в фазу с $d = 2.063$ Å.

Строго типоморфна и отражательная способность пирротина. Как показали исследования Б.А. Остащенко [157], наиболее низкие значения дисперсии R характерны для сульфидов из тел гравитационно-дифференцированного типа, промежуточные положения занимают кривые дисперсии сложнодифференцированных тел, максимальные значения R характерны для пирротина из

гидротермальных прожилок. От пирротинов с низкой отражательной способностью к пирротинам с более высокой R уменьшается дефицит железа в их составе. Эта тенденция параллелизуется также с тенденцией увеличения R от более ранних (более высокотемпературных) пирротинов к более поздним.

Таким образом, анализ типоморфизма сфалерита оказывается наиболее эффективным для определения потенциальной рудоносности базальтоидных интрузий.

Пирит

Типоморфизм пирита детально не изучался. Имеющиеся ограниченные данные относятся в основном к химическому составу пирита. Несколько детальнее изучен лишь пирит из амдермитов [177]. Слабая изученность пирита объясняется главным образом тем обстоятельством, что в условиях провинции он не является "сквозным" минералом, имеются широко распространенные беспиритные минеральные ассоциации, такие как кварц-кальцит-целестин-барит-сфалерит-сульванитовая. Поэтому пирит не может рассматриваться как универсальный объект типоморфического анализа, однако для решения отдельных вопросов он может оказаться весьма полезным.

Рассмотрим типохимические особенности пирита из различных минеральных комплексов. Данные о химическом составе пиритов приведены в табл. 15, где в виде кристаллохимических формул отражено соотношение главных формульных компонентов.

Пириты из различных минеральных комплексов по соотношению формульных коэффициентов почти не отличаются. Можно отметить лишь некоторое снижение содержания никеля в гидротермальном пирите по сравнению с пиритом осадочных пород. Гидротермальный пирит характеризуется также устойчиво малым дефицитом серы (формульный коэффициент серы гидротермальных пиритов 1.97-1.98; осадочных - 1.92-2.01). В пирите меднорудных месторождений отмечается значительная примесь халькопиритной меди и железа.

Более существенны различия в составе микропримесей. В пиритах присутствует широкий спектр примесных элементов. Они могут быть подразделены на "сквозные", присутствующие во всех пиритах (к ним относятся Fe, Mn, Mo, Ti, а также породообразующие элементы вмещающих пород - Mg, Ca, Si, Al), и типоморфные - As, Pb, Ge, Cu, Cd, Ag, Zn, Co, Ni. Ряд элементов относится к эпизодически встречающимся - Be, P, Sb, Ga, Bi, V, Zr, Cr, Sr, Ba, Y, La, Sn; индикаторная роль их незначительна.

Пирит из осадочных и осадочно-метаморфических пород характеризуются наиболее высоким содержанием и разнообразием

Таблица 15

Химический состав пирита

Характеристика проб	Номера проб	Кристаллохимические формулы
Кристаллы пирита из ордовикских сланцев Центрального Пай-Хоя	20а	$(\text{Fe}_{0.9987} \text{Co}_{0.0002} \text{Ni}_{0.0001})_{1.0} \text{S}_{1.94}^{+0.001} \text{CuFeS}_2$
То же	1078г	$(\text{Fe}_{0.9992} \text{Co}_{0.0007} \text{Ni}_{0.0001})_{1.0} \text{S}_{1.93}^{+0.0003} \text{CuFeS}_2$
" "	3580	$(\text{Fe}_{0.9989} \text{Co}_{0.0005} \text{Ni}_{0.0006})_{1.0} \text{S}_{1.96}^{+0.001} \text{CuFeS}_2$
" "	4042-1	$(\text{Fe}_{0.9995} \text{Co}_{0.0004} \text{Ni}_{0.0001})_{1.0} \text{S}_{1.96}^{+0.0003} \text{CuFeS}_2$
" "	4042-2	$(\text{Fe}_{0.9995} \text{Co}_{0.0004} \text{Ni}_{0.0001})_{1.0} \text{S}_{1.96}^{+0.0003} \text{CuFeS}_2$
" "	4184а-1	$(\text{Fe}_{0.9987} \text{Co}_{0.0005} \text{Ni}_{0.0008})_{1.0} \text{S}_{1.96}^{+0.0003} \text{CuFeS}_2$
" "	4184а-2	$(\text{Fe}_{0.9988} \text{Co}_{0.0004} \text{Ni}_{0.0008})_{1.0} \text{S}_{1.96}^{+0.001} \text{CuFeS}_2$
" "	С-1	$(\text{Fe}_{0.9990} \text{Co}_{0.0003} \text{Ni}_{0.0001})_{1.0} \text{S}_{1.96}^{+0.001} \text{CuFeS}_2$
" "	С-2	$(\text{Fe}_{0.9997} \text{Co}_{0.0002} \text{Ni}_{0.0001})_{1.0} \text{S}_{1.96}^{+0.001} \text{CuFeS}_2$
Конкреции пирита из силурийских сланцев, р. Солчаю	4189а	$(\text{Fe}_{0.9982} \text{Co}_{0.0001} \text{Ni}_{0.0017})_{1.0} \text{S}_{2.01}^{+0.001} \text{CuFeS}_2$
Конкреции пирита из верхнедевонских сланцев и известняков: псевдоморфозы по фауне, р. Путью	4121а	$(\text{Fe}_{0.9982} \text{Co}_{0.0002} \text{Ni}_{0.0006})_{1.0} \text{S}_{1.94}^{+0.002} \text{CuFeS}_2$

радиальнолучистые конкреции, р. Путью
зернистые конкреции из известняков,
Пестанмилль

конкреционные прослои, мыс Сожелова

Гидротермальный шпат:

пиритовые жилы в известняках, губа
Белушья

зона пиритизации, мыс Янго

пирит-халькопиритовые прожилки, гора
Морейн

пирит из флюоритовых руд Амлермы

пирит из амлеритов

To же

" "

" "

AM

4123

Ю-4086в

15028а

15147

8588а

8428

1589-1574

1157-1

1157-2

1157-3

(Fe⁰ 0.991', Co⁰ 0.003', Ni⁰ 0.006') S_{1.92} + 0.001 CuFeS₂
FeS_{1.98} + 0.001 CuFeS₂

(Fe⁰ 0.9998', Co⁰ 0.0002') S_{1.99} + 0.0002 CuFeS₂

(Fe⁰ 0.9982', Co⁰ 0.0014', Ni⁰ 0.0004') S_{1.87} + 0.001 CuFeS₂

(Fe⁰ 0.9999', Co⁰ 0.0001') S_{1.98} + 0.001 CuFeS₂

(Fe⁰ 0.9994', Co⁰ 0.0004', Ni⁰ 0.0002') S_{1.98} + 0.01 CuFeS₂

(Fe⁰ 0.9974', Co⁰ 0.0012', Ni⁰ 0.0014') S_{1.91} + 0.0002 CuFeS₂

(Fe⁰ 0.9998', Co⁰ 0.0002') S_{1.98} + 0.0002 CuFeS₂

(Fe⁰ 0.9990', Co⁰ 0.0003', Ni⁰ 0.0007') S_{1.98} + 0.001 CuFeS₂

(Fe⁰ 0.999', Co⁰ 0.0002', Ni⁰ 0.0007') S_{1.98} + 0.001 CuFeS₂

FeS_{1.96}

примесей. Наблюдается отчетливая зависимость химизма пиритов от возраста и степени метаморфизма осадочных пород.

В верхнепротерозойской сланцевой толще, обнажающейся на севере Вайгача и юге Новой Земли, пирит образует густую вкрапленность различной величины идиоморфных кристаллов, вплоть до довольно крупных, размером до 20 мм. Кристаллы несколько удлинённые, ориентированы удлинением по сланцеватости, иногда скрученные, что свидетельствует о синхронности процесса кристаллизации пирита с процессом рассланцевания. Очевидно, это перекристаллизованный в процессе метаморфизма седиментогенный пирит. Кроме того, пирит, часто вместе с халькопиритом, присутствует в кварц-карбонатных жилах, секущих сланцы. Пирит из сланцев характеризуется относительно небольшим числом примесных элементов, хотя содержание некоторых элементов, например меди и кобальта, довольно высокое. Очевидно, в процессе метаморфогенной перекристаллизации пирита происходит его самоочистка от примесей. В пирите из альпийских жил отмечаются появление As, Sb, Ag, но уменьшение содержания Ti и Co.

В палеозойских сланцевых толщах также широко распространен вкрапленный (ордовик) или конкреционный (силур-карбон) пирит. Конкреционный пирит отличается наиболее разнообразным спектром примесей, причем многие из них (As, Pb, Cu, Zn, Co) присутствуют в существенно повышенных количествах. Особенно высокие их содержания характерны для конкреций в девонских сланцах, хотя здесь отмечается некоторая разница в составе пиритов из разных разрезов. В гидротермальных жилах пирит значительно чище, и содержание почти всех примесей снижается. Эта тенденция хорошо видна на примере сравнения составов конкреционного и гидротермально перекристаллизованного пирита из девонских глинистых известняков рудопроявления горы Пестанмыльк (табл. 16). Высвобождающиеся при перекристаллизации конкреций такие примеси, как медь и цинк, формируют собственные минералы - пирит и халькопирит. Вторая тенденция, устанавливаемая при анализе состава пиритов из палеозойских пород, - это очистка их при метаморфизме: содержание примесей в пирите ордовикских метаморфизованных сланцев ниже, чем в пирите послеордовикских неметаморфизованных.

Пирит из разновозрастных диабазов и других основных пород, в которых он является поздне- и постмагматическим, и представляет собой кристаллическую вкрапленность в измененных породах и в контактовых ореолах, по составу очень близок к конкреционному пириту осадочных пород. В нем несколько меньше мышьяка, но больше меди, эпизодически появляются Ga, V, Zr, Ba. Характерно довольно высокое содержание золота - более 1 г/т.

Пирит из гидротермальных рудных месторождений в целом "чище" осадочного и магматического, но в нем появляются и

Т а б л и ц а 16

Содержание элементов-примесей (в %) в пирите различного генезиса из месторождений Пай-Хоя

	Ag	Mo	Co	Ni	As	Sb	Cu	Pb	Zn	Au, г/т
Пирит левонских конкреций из района горы Пестанмыльк	3×10^{-4}	0.006	0.030	0.030	0.030	0.010	0.133	0.007	0.003	0.85
Перекристаллизованный пирит из проявлений горы Пестанмыльк	Сл.	0.001	0.021	0.016	0.005	Сл.	0.043	0.003	Сл.	Не опр.
Магматический пирит	-	6×10^{-4}	0.033	0.007	Сл.	-	0.060	-	-	1.20
Гидротермальный пирит	-	0.001	0.024	0.014	0.014	-	0.055	0.001	0.001	-

такие характерные для осадочного пирита примесные элементы, как Ga, Ge, Cd, La. Обращает внимание пестрота составов, определяемая зависимостью состава примесей от формационного типа пирита. Пирит из проявлений кварц-халькопиритовой формации отличается очень высоким содержанием Си, из проявлений халькопирит-халькозиновой формации - Си и Ge. В пирите из проявлений карбонатно-галенит-сфалеритовой формации всегда присутствуют Pb, Zn, Cd, часто отмечаются Ge, Ga, Ba. Следовательно, в составе примесей отражается в какой-то мере элементарный состав руд того или иного рудопоявления. Эта закономерность может иметь поисковое значение, что подтверждается, например, таким фактом: пирит из брекчиевых зон в ордовикских и силурийских породах на Вайгаче и Новой Земле, вмещающих медные и полиметаллические месторождения, даже на значительном удалении от рудных зон имеет „рудный” состав, т.е. несет тот же набор элементов-примесей, что и в рудных телах. То же самое можно сказать и о пирите из зон эпигенетического изменения верхневизейских известняков на Новой Земле. Рудноиндикаторные возможности пирита весьма существенны.

Структурные особенности пирита не типоморфны. Параметр элементарной ячейки a_0 меняется незначительно, обычно в пределах 5.413–5.418 Å. Только иногда он увеличивается до 5.421 (например, на горе Медной), но в этом случае пирит характеризуется резко повышенным содержанием As, Sb, Pb, Ge, Cu, Ag, Zn, Sn.

Таким образом, на основе анализа типоморфизма пирита вытекает целый ряд закономерностей изменения его состава:

- состав пирита зависит от степени метаморфизма вмещающих пород; в наиболее метаморфизованных породах пирит в результате самоочистки при метаморфогенной перекристаллизации максимально освобождается от примесей;
- наибольшим разнообразием и высоким содержанием примесей характеризуется конкреционный пирит осадочных пород и пирит магматических образований;
- при гидротермальной перекристаллизации пирит осадочных пород освобождается от примесей, а примесные элементы в результате реконцентрации формируют самостоятельные минералы;
- в составе пирита гидротермальных рудных месторождений присутствуют в повышенных количествах примеси, отражающие химический состав руд.

Эти данные свидетельствуют о перспективности использования пирита как объекта типоморфического анализа и индикатора рудоносности и указывают на необходимость его детального и всестороннего исследования.

Для Пайхойско-Южноновоземельской минералогической провинции характерно довольно широкое распространение арсенидов и сложных и простых сульфидов мышьяка и ванадия, нередко содержащих Cu, Sb, Ge, Sn, Fe. До постановки специальных топоминералогических исследований в провинции были известны только отдельные находки ванадиевого минерала сульванита и германита. Начиная с 1971 г. автором совместно с Б.А. Остащенко, В.И. Силаевым, А.Б. Макеевым обнаружено большое число гидротермальных проявлений неизвестной ранее мышьяковой минерализации (рис. 69), в которых установлены следующие мышьяксодержащие и ванадийсодержащие минералы: реальгар, аурипигмент, никелин, герсдорфит, кобальтин (джулукулит), теннантит, тетраэдрит, ванадиево-мышьяковый германит, колусит, германит, реньерит, сульванит, люонит, энаргит. Минералы эти, как правило, не образуют крупных самостоятельных скоплений, а входят в качестве второстепенных или акцессорных минералов в различные сульфидные ассоциации.

Состав и свойства всех перечисленных минералов, за исключением сульванита, очень сильно меняются в зависимости от условий минералообразования, но именно из-за этой резкой изменчивости трудно использовать какой-то отдельный минерал в качестве генетического индикатора. В этих условиях большое генетикоинформационное значение имеют сами минералы. Присутствие того или иного типоморфного мышьяксодержащего минерала, ни один из которых не является „сквозным“ даже в небольшом ряду минеральных формаций, раскрывает определенные особенности формирования данной минеральной ассоциации. В связи с этим существенный интерес представляют закономерности распределения сульфидов мышьяка и ванадия в рассматриваемой провинции.

Все известные мышьяковые и ванадиевые проявления относятся к четырем минеральным типам: а) реальгар-аурипигментовому; б) арсенидно-сульфидному; в) блеклых руд и медно-германиево-ванадиево-мышьяковых сульфосолей; г) сульванитовому. Краткие сведения о некоторых из них приводились в гл. III, характеристика минералов дана в гл. IV.

Реальгар-аурипигментовый тип представлен проявлением, находящимся на левом берегу р. Кары, в 300 м ниже устья руч. Бокситового (рис. 69). Это серия кальцит-реальгар-аурипигментовых жилок мощностью 2-3 см и гнезд, залегающих в светло-серых сахаровидных водорослевых известняках живетского возраста (см. гл. III, IV).

Арсенидно-сульфидный тип связан с сульфидной кобальт-медно-никелевой минерализацией в базальтоидах центральнопайхойского комплекса [157] и представлен никелином, никелистым кобальтином (джулукулитом) и герсдорфитом,



Рис. 69. Схема распространения сульфидов мышьяка, ванадия, германия.

1 - сульванит; 2 - блеклые руды (теннантит, тетраэдрит); 3 - минералы группы германита; 4 - реальгар, аурипигмент; 5 - никелин, герсдорфит, кобальтин.

присутствующими в виде аксессуарных минералов в сульфидных рудах (рис. 69). Эти минералы описаны в работах [157, 284], данные об их составе в виде кристаллохимических формул приведены в табл. 17.

Тип блеклых руд и медно-германиево-мышьяково-ванадиевых сульфосолей связан с телотермальной медно-полиметаллической минерализацией. Он представлен наиболее многочисленными жильными проявлениями, несколько отличающимися друг от друга по составу мышьяксодержащих сульфосолей и по ассоциациям минералов, в связи с чем выделяются четыре подтипа: теннантитовый (люционитовый), теннантит-ванадиево-мышьяково-германитовый, тетраэдрит-ванадиево-мышьяково-германитовый и тетраэдрит-кобальтиновый.

Теннантитовый (люционитовый) подтип характерен для о-ва Вайгач, где теннантит, по нашим данным и данным В.И. Силаева, отмечается в полиметаллических проявлениях горы Цинковой и ее районе, в медных рудах проявления Утинового, в кварц-карбонатных жилах бухты Соленой. Все эти проявления по своим масштабам незначительны [284]; содержание теннантита в рудах не превышает нескольких граммов на тонну. В рудопроявлениях района гор Цинковой и Медной присутствует люционит (вместе с теннантитом или без него).

Теннантит-ванадиево-мышьяково-германитовый подтип отличается от предыдущего присутствием редкого минерала - ванадиево-

мышьякового германита. Примером этого подтипа является проявление на р. Силоваяха (среднее течение) (рис. 69), представленное серией кварц-карбонатных жил мощностью до 20 см, согласно залегающих в черных углисто-глинисто-кремнистых сланцах среднекаменноугольного возраста. Рудными минералами являются: блеклая руда промежуточного, но более близкого к теннантиту состава, ванадиево-мышьяковый германит [283] и кадмистый сфалерит [121]. Соотношение этих минералов 8:1:10. Состав мышьякосодержащих минералов дан в табл. 17. В тех жилах, в которых мышьякосодержащие минералы отсутствуют, их место в парагенезисе занимает сульфид [277], ассоциирующий с марганцовистым сфалеритом и вюрцитом [282]. Ванадиево-мышьяковый германит в ассоциации с теннантитом встречен в медно-полиметаллических рудах горы Медной и полиметаллических проявлениях п-ова Цинковый Нос на о. Вайгач, а также в флюорит-полиметаллических рудах губы Раковой на Новой Земле. Не исключено, что минералы, описываемые по данным оптических исследований как энаргит или люонит [220], являются ванадиево-мышьяковым германитом, и число проявлений этого типа значительно больше.

Тетраэдрит-ванадиево-мышьяково-германитовый подтип представлен проявлениями, обнаруженными нами в 1976 г. на Южном острове Новой Земли, в верховьях правых притоков р. Рогачева, прорезающих восточное крыло Вайгач-Южноновоземельского антиклинория в самой северной призматической его части (рис. 69). Здесь многочисленные кварц-барит-кальцитовые прожилки мощностью до 1,5 см секут прослои серых полосчатых окварцованных известняков, переслаивающихся с черными известняками. Толща, контролирующая тетраэдрит-ванадиево-мышьяково-германитовую минерализацию, имеет визейско-намюрский возраст, причем горизонт полосчатых известняков залегает в верхней части этой толщи.

Ванадиево-мышьяковый германит аналогичен пайхойскому (табл. 17).

Тетраэдрит представлен разновидностью существенно сурьмяного состава с необычайно высоким содержанием кадмия (1.58-1.61%). Как известно, блеклые руды характеризуются широким спектром примесей и большим разнообразием химического состава. Они являются узловыми членами нескольких непрерывных изоморфных рядов (тетраэдрит-теннантит, тетраэдрит-голдфиллит) и многих рядов с ограниченной смесимостью (тетраэдрит - Ag, Zn, Fe, Hg, Ni, Sn; теннантит - Ag, Zn, Fe, Bi). Однако, судя по имеющимся в литературе химическим анализам, кадмий до сих пор в блеклых рудах в больших количествах не встречался, лишь в некоторых случаях спектроскопически обнаруживается его присутствие в сотых или тысячных до-

Составы мышьяксодержащих минералов Пайхойско-Южновоземельской провинции по данным микрорентгеновых анализов (ЛХА 5, Салеса" MS - 46)

Рудопроизведение	Минерал	Номера проб	Кристаллохимическая формула
Медно-никелевые рудопроизведения Централь-ного Пай-Хов	Никелин	По [157]	$Ni_{0.88}As_{1.00}$
	Геродорфит	То же	$(Co_{0.31}Ni_{0.48}Fe_{0.28})_{1.02}S_{0.88}As$
	Кобальтин (джугукулит)	" "	$(Co_{0.63}Ni_{0.28}Fe_{0.12})_{1.03}S_{0.95}As$
Р. Силоваяха (нижнее течение)	Кобальтин (джугукулит)	Ю-8004-1	$(Co_{0.7186}Ni_{0.28}Cu_{0.036}Fe_{0.028}Zn_{0.010})_{1.074}(As_{0.930}Sb_{0.013})_{0.942}S_{0.9931}$
	То же	Ю-8004-2	$(Co_{0.688}Ni_{0.332}Cu_{0.030}Fe_{0.026}Zn_{0.030})_{1.086}(As_{0.925}Sb_{0.011})_{0.936}S_{0.9675}$
	" "	Ю-8004-4	$(Co_{0.678}Ni_{0.328}Cu_{0.028}Fe_{0.022}Zn_{0.006})_{1.057}(As_{0.920}Sb_{0.013})_{0.933}S_{1.010}$
	" "	Ю-8004-5	$(Co_{0.654}Ni_{0.346}Cu_{0.028}Fe_{0.061}Zn_{0.004})_{1.094}(As_{0.976}Sb_{0.005})_{0.981}S_{1.038}$
	Тапангит	М-427а	$(Cu_{10.328}Ag_{0.062}Zn_{1.804})_{12.195}(As_{2.101}Sb_{1.898})_{4.000}S_{13.000}$
Р. Силоваяха (среднее течение)	То же	М-425а	$(Cu_{10.175}Ag_{0.063}Zn_{1.886})_{12.114}(As_{2.338}Sb_{1.662})_{4.000}S_{13.000}$
	" "	М-426а	$(Cu_{10.425}Ag_{0.066}Zn_{1.743})_{12.256}(As_{2.506}Sb_{1.494})_{4.000}S_{13.000}$
	" "	М-426	$(Cu_{10.869}Ag_{0.062}Zn_{1.899})_{12.590}(As_{2.584}Sb_{1.416})_{4.000}S_{13.000}$

Ванадиево-мышьяковый германит	Ю-8086	Cu 3,000 (As 0,578 Sb 0,046 V 0,294 Ge 0,139 Sn 0,057 Zn 0,016) 1,000 S 3,819
То же	М-4266	Cu 3,000 (As 0,588 Sb 0,028 V 0,247 Ge 0,078 Sn 0,056 Fe 0,007) 1,000 S 3,928
"	М-426	Cu 3,000 (As 0,483 Sb 0,095 V 0,240 Ge 0,108 Sn 0,046 Fe 0,028) 1,000 S 3,889
"	М-4256	(Cu 2,893 Ag 0,007) 3,000 (As 0,509 Sb 0,048 V 0,233 Ge 0,159 Sn 0,023 Fe 0,028) 1,000 S 3,852
"	М-4276	Cu 3,000 (As 0,430 Sb 0,084 V 0,200 Ge 0,201 Sn 0,059 Fe 0,026) 1,00 S 3,844
Ванадиево-мышьяковый германит	Ю-488	Cu 3,12 (As 0,67 V 0,25 Sn 0,08 Sb 0,10 Ge 0,02) 0,97 S 3,90
Тетраэдрит-Сд	Ю-488-1	(Cu 10,00 Zn 1,48 Cd 0,27) 11,75 (As 1,01 Sb 3,16) 4,17 S 13,08
То же	Ю-488-2	(Cu 9,83 Ag 0,10 Zn 1,55 Hg 0,17 Cd 0,23) 12,01 (As 1,20 Sb 2,93) 4,15 S 12,89
"	Ю-488-3	(Cu 9,85 Ag 0,12 Zn 1,56 Hg 0,19 Cd 0,24) 11,80 (As 0,81 Sb 3,20) 4,01 S 13,10

Р. Рогозера

лях процента. Наши исследования позволили выделить и охарактеризовать новую кадмиевую разновидность сурьмяной блеклой руды - тетраэдрит-Cd [276].

Остановимся на характеристике этой разновидности несколько подробнее. Тетраэдрит-Cd образует мелкие (до 7 мм, чаще 0.5-2 мм в поперечнике) изометричные или удлиненные включения, приуроченные преимущественно к призальбандовым частям прожилков. Форма включений главным образом неправильная, реже встречаются мелкие (0.1-0.5 мм) тетраэдрические кристаллики. Крупные скопления, как правило, трещиноватые и пористые. Трещины заполнены мелкокристаллическим малахитом, вокруг включений кальцит окрашен продуктами окисления меди в голубоватый цвет. Цвет тетраэдрита-Cd в свежем изломе сталь-но-серый до железо-черного. Спайности нет, излом неровный.

Под микроскопом в отраженном свете тетраэдрит-Cd изотропный; цвет серовато-белый со слегка желтоватым оттенком. При царапании иглой в порошке приобретает розоватый оттенок. В некоторых зернах под микроскопом обнаруживаются очень мелкие (сотые доли миллиметра) округлые или неправильной формы включения недиагностированного минерала с несколько пониженной по сравнению с тетраэдритом-Cd отражательной способностью и с хорошо заметным розовым оттенком. Включения чаще всего концентрируются в центрах зерен, иногда группируются в звездоподобные скопления с лучами, удлиненными в направлении вершин тетраэдра.

Химический состав тетраэдрита-Cd, определенный на микроанализаторе Самеса MS-46 Н.С. Рудашевским, приведен в табл. 18. Такой же состав дает и микроспектральный анализ с помощью микроанализатора LMA-1.

Кроме высокого содержания кадмия для изученного тетраэдрита характерны повышенные концентрации цинка (до 6.18%), ртути (до 2.11%), серебра (до 0.75%). Молекулярные отношения $Sb : As = 2.44-3.95$. Отклонения от целочисленности формульных единиц незначительны. Концентрационные кривые, полученные сканированием в характеристических рентгеновских лучах поперек микроскопически гомогенного зерна, свидетельствуют о равномерном распределении кадмия и других основных и примесных элементов (S, Cu, Zn, Hg, Ag), в то время как распределение отрицательно коррелирующихся As и Sb зональное (рис. 70). Гомогенность зерен и равномерное распределение кадмия являются убедительным доказательством того, что кадмий изоморфно входит в состав тетраэдрита, а не связан с другими кадмийсодержащими фазами.

Параметр элементарной ячейки $a_0 = 10.388 \pm 0.009 \text{ \AA}$ заметно увеличен по сравнению с приводимым в справочниках параметром беспримесного тетраэдрита ($a_0 = 10.34 \text{ \AA}$). Увеличение параметра, как известно, происходит и при вхождении других примесей (ртути, серебра) в тетраэдрит.

Т а б л и ц а 18

Химический состав тетраэдрита-Cd

Элементы	Номера анализов		
	1	2	3
Cu	38.10	38.40	37.50
Zn	5.82	6.18	6.10
As	4.54	5.46	3.63
Cd	1.79	1.58	1.61
Sb	23.10	21.70	23.30
Hg	Не опр.	2.11	1.54
Ag	" "	0.63	0.75
S	25.1	25.1	25.1
Сумма	97.95	100.56	100.73

Примечание. V, Ge, Sn, Mn не обнаружены.

Кривая дисперсии отражательной способности, построенная по усредненным данным восьми отдельных измерений (рис. 71), в общем сходна с кривой *R* беспримесного тетраэдрита, но отличается наличием заметного минимума в интервале 470-540 нм. Очевидно, снижение отражательной способности в этой области спектра связано с вхождением в тетраэдрит кадмия и других примесей. Такая же тенденция характерна и для мышьяковых блеклых руд, что иллюстрируется, например, сравнением кривых *R* теннантита и теннантита-Hg (рис. 71).

Твердость микровдавливания, определенная на ПМТ-3 при нагрузке 50 гс, составляет в среднем 170 ± 18 кгс/мм², т.е. заметно ниже твердости чистого тетраэдрита, варьирующей в пределах 230-350 кгс/мм². Эффект снижения твердости примесями характерен и для других блеклых руд: в изоморфном ряду Тетраэдрит-голдфиллит твердость понижается от 290 до 178 кгс/мм², ртутная и цинковая разновидности теннантита характеризуются меньшей твердостью (260-300 кгс/мм²) по сравнению с твердостью беспримесных разновидностей (350-450 кгс/мм²).

Специфичность всех физических свойств тетраэдрита-Cd, таким образом, определяется особенностями его химического состава.

Проявления тетраэдрита-Cd, как мы уже отмечали, приурочены к региональной зоне гидротермальной минерализации [297], пространственно совпадающей с выходами нижнекаменноугольных карбонатных пород, контактирующих с углисто-глинисто-кремнистыми сланцами. Состав минерализации в зоне преимущественно кварц-кальцит-флюорит-сфалеритовый. В числе неруд-

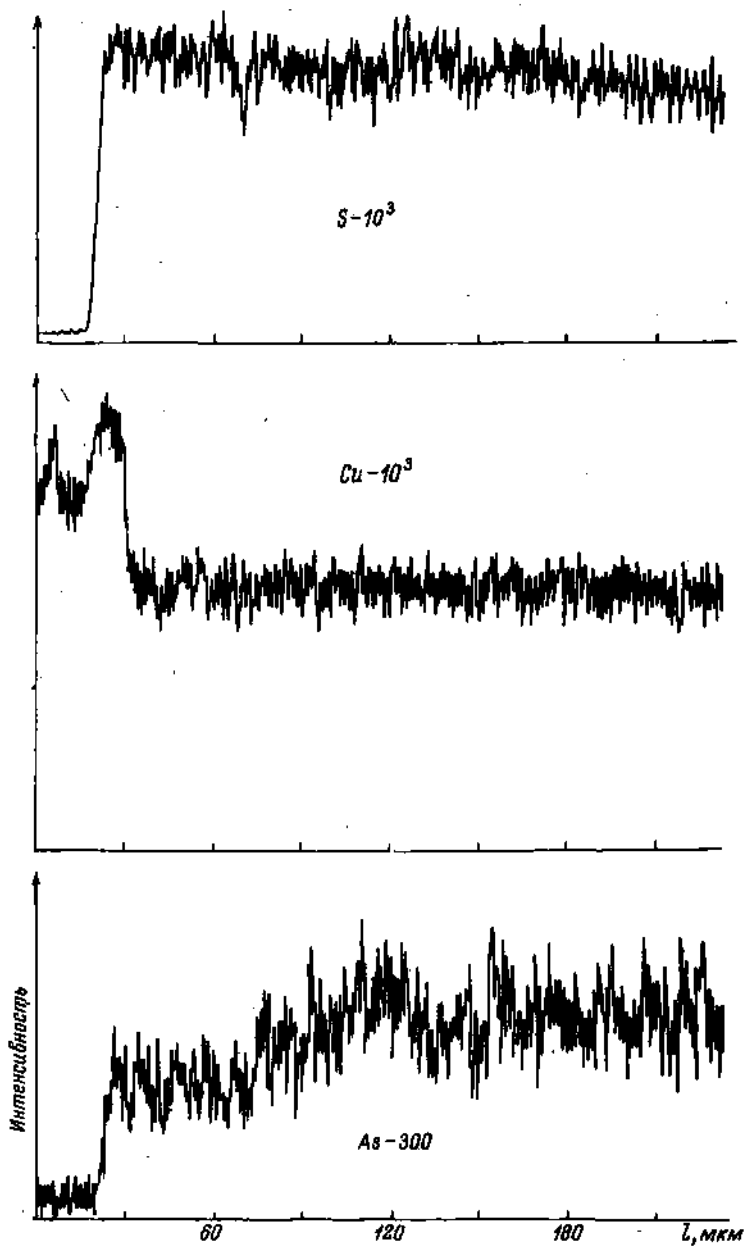


Рис. 70. Кривые сканирования в характеристическом рентгеновском излучении главных минералообразующих элементов вкост зерна тетраэдрита.

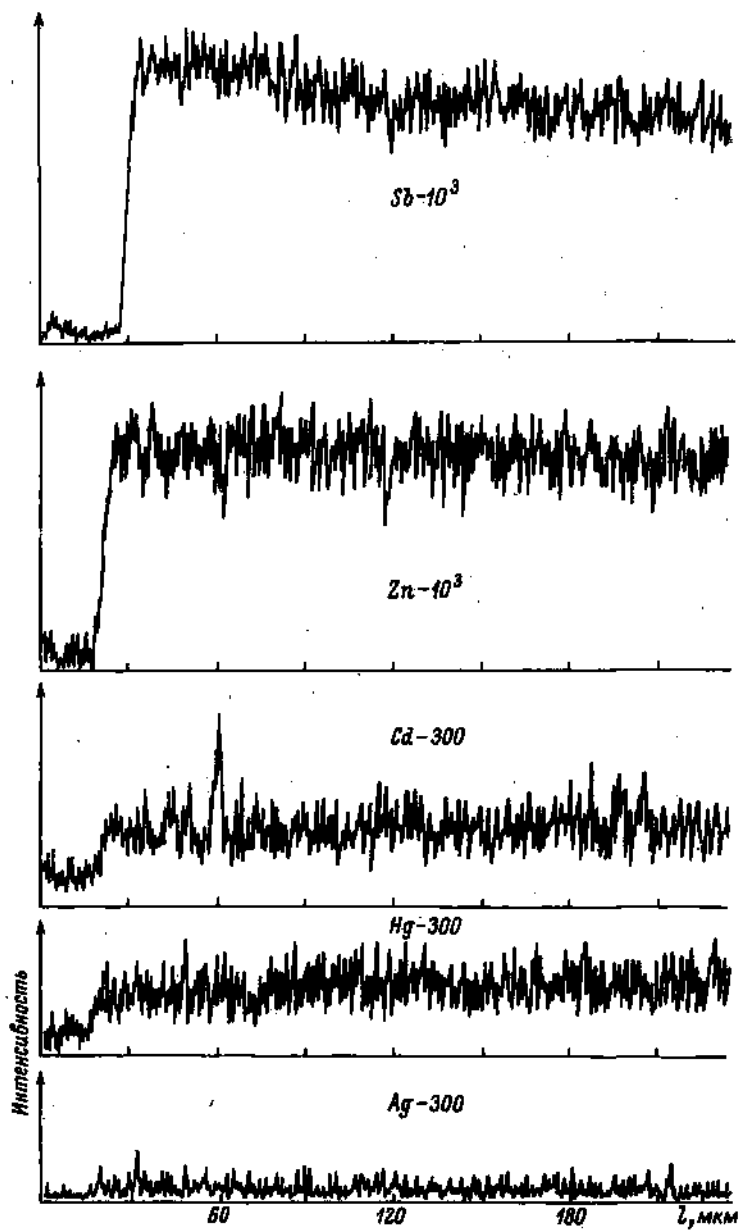


Рис. 70 (продолжение).

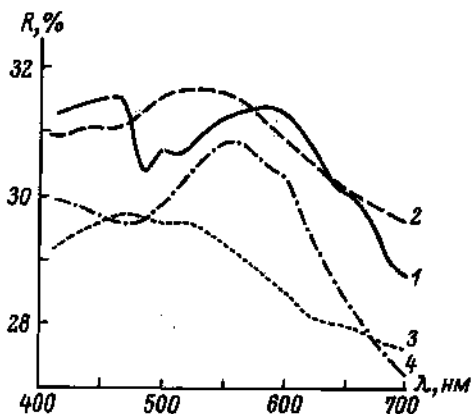


Рис. 71. Кривые отражательной способности тетраэдрита-Cd и других блеклых руд.

1 — тетраэдрит-Cd; 2 — тетраэдрит; 3 — теннантит; 4 — теннантит-Hg.

ных минералов нередко отмечаются барит или целестин, в составе рудных — сульфанит, ванадиево-мышьяковый германит, халькопирит. Пржилки с тетраэдритом-Cd по сравнению с вмещающими породами характеризуются повышенным содержанием комплекса рудных элементов (в %, в скобках указано содержание элементов во вмещающих породах): Sb — 0.03 (нет), Си — 0.02 ($7 \cdot 10^{-4}$), Ag — 0.002 (нет), Sr — 0.1 (0.03), Ва — 0.005, Sn, Cd — сл. (нет). Геологические особенности проявлений и состав минеральных ассоциаций свидетельствуют о низко- или среднетемпературных условиях формирования тетраэдритовой минерализации. Это подтверждают и данные по вакуумной декрепитации. Ассоциирующий с тетраэдритом-Cd кальцит характеризуется интенсивным газовыделением в интервале $60-280^\circ$ с резко выраженным максимумом в 160° , максимум декрепитоактивности барита — 210° . Интервал декрепитоактивности кальцита из безрудных кальцитовых прожилков $75-150^\circ$, максимум газовыделения 110° . Рудные элементы, очевидно, мобилизованы из подстилающих карбонатную толщу черных углисто-глинисто-кремнистых сланцев в процессе их гидротермальной переработки.

Тетраэдрит-кобальтиновый подтип мышьяковой минерализации представлен одним проявлением (рис. 69), расположенным на левом берегу р. Силоваяха (нижнее течение), в 8.9 км выше ее устья. Здесь обнажается жильная зона мощностью около 5 м, залегающая согласно в черных углисто-глинисто-кремниевых сланцах. Мощность отдельных прожилков от 2

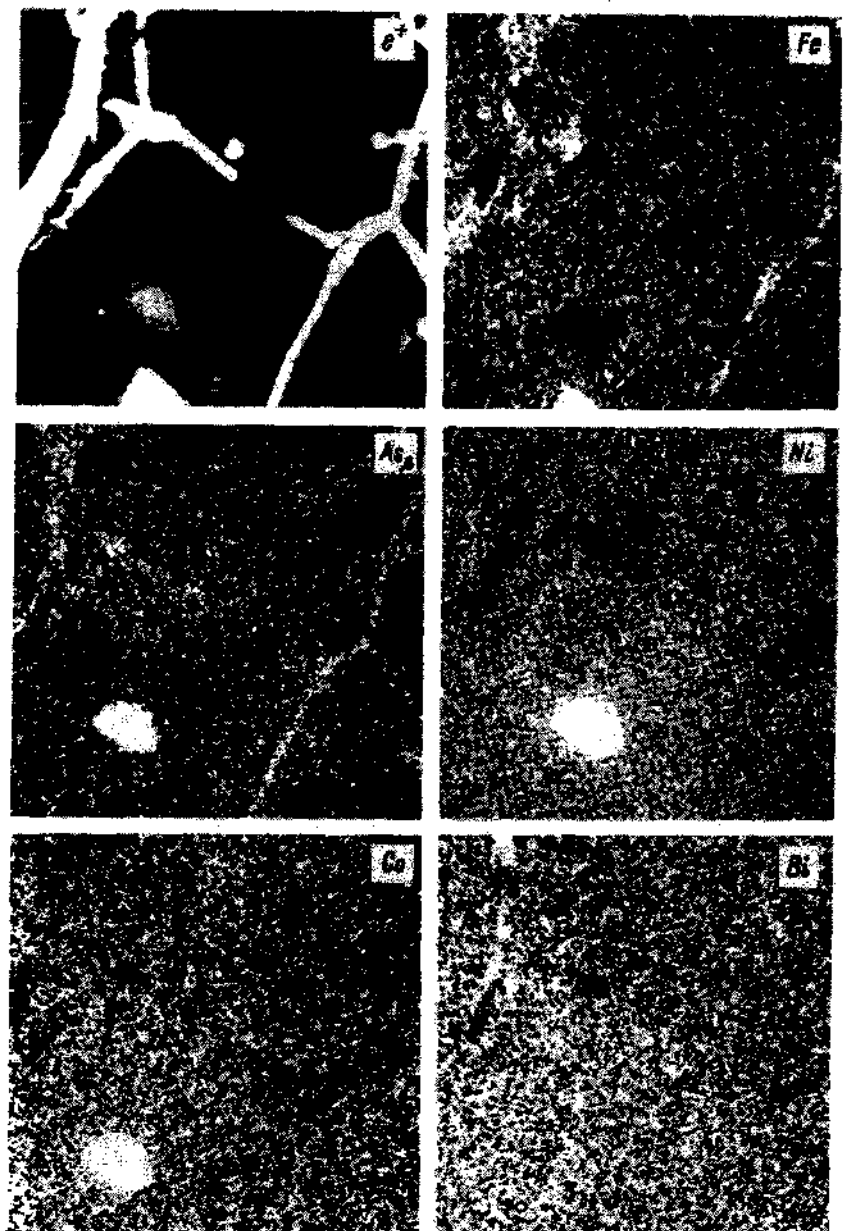


Рис. 72. Растровые изображения участков аншлифа сульфидной минерализации на р. Силоваяха в токе поглощенных электронов (e^+) и в рентгеновском характеристическом излучении элементов. Площадь сканирования 200×200 мкм. Напряжение 20 кВ, ток 50 мА, диаметр зонда 1-2 мкм. Микроанализатор MS-46 „Самса“.

до 30 см. Главные минералы - кварц и кальцит; рудные - блеклые руды тетраэдритового состава - кобальтин (джулукулит), марганцовистый сфалерит, халькопирит, айкинит (?); вторичные - гидрогетит, малахит, азурит, скородит, пиролюзит (табл. 17). Характер взаимоотношений рудных минералов иллюстрируют растровые картины излучения главных элементов, снятые на рентгеновском микроанализаторе MS-46 „Самеса“ (рис. 72).

Сульфванитовый тип имеет широкое распространение в пределах Пайхойско-Южновоземельской провинции [277]. Сульфванит довольно редкий минерал и до этого встречен не более чем в двух десятках пунктов земного шара. В рассматриваемой провинции он является ведущим минералом в проявлениях кальцит-кварц-целестин-барит-флюорит-сфалерит-сульфанитовой формации, тянущихся сплошной полосой по северо-восточному крылу Пайхойского антиклинория и охватывающих юго-восточную призмковую часть и юго-западное крыло (рис. 69). На Пай-Хое мышьяксодержащие минералы в ассоциации с сульфванитом встречаются очень редко; обычно при появлении мышьяка в минерализованных зонах он кристаллизуется в виде ванадиево-мышьякового германита.

Сульфванит встречается в виде сплошных масс в гнездах неправильной формы размером до нескольких сантиметров в диаметре (рис. 73), реже в виде мелкокристаллической вкрапленности или прожилков [277]. В пайхойских месторождениях, в отличие от других, довольно обычны кристаллы сульфванита. Они характеризуются изометричным, реже несколько удлиненным или уплощенным обликом и кубическим габитусом (рис. 25). Преобладающий размер кристаллов 0.5-2 мм, но встречаются кристаллы с ребром куба до 17 мм. По данным гониометрических измерений, резко преобладают кристаллы, образованные только гранями куба $\{100\}$; примерно 25% кристаллов имеют узкие грани ромбододекаэдра $\{110\}$, развивающиеся по ребрам куба, причем полностью всеми гранями эта форма представлена редко. На отдельных кристаллах заметны притупления вершин плоскостями, по общему положению соответствующими гранями октаэдра $\{111\}$, но на гониометре эти плоскости самостоятельных сигналов не дают, так как сложены фрагментами граней куба. Зафиксировано несколько нечетких сигналов от очень узких граней с угловыми координатами тетрагексаэдра $\{012\}$, но считать эту форму окончательно установленной нельзя. С уверенностью можно пока говорить лишь о габитусной форме $\{100\}$ и второстепенной $d\{110\}$ на кристаллах пайхойского сульфванита.

Грани кристаллов плоские, но неровные. Под микроскопом хорошо видно мелкобугорчатое строение поверхностей граней. На некоторых кристаллах заметна параллельная штриховка, образованная торцами незавершенных слоев роста с высотой сту-

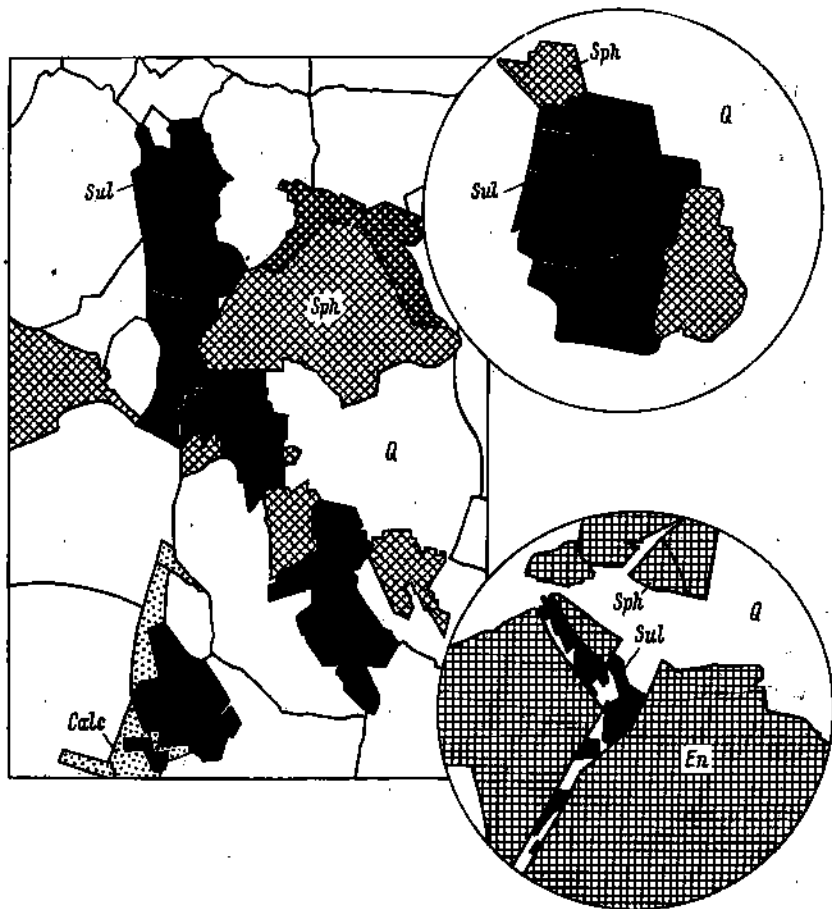


Рис. 73. Выделения сульфванита в жильном кварце. Пай-Хой.

пенек и глубиной шрамов 3.5-4.5 мкм (по данным измерений на микроинтерферометре). Иногда грани полностью или частично покрыты радужными пленками; форма границ пленки контролируется кристаллографическими направлениями.

Данные о химическом составе пайхойского сульфванита и сульфванита из других месторождений мира приведены в табл.19. В общем состав сульфванита соответствует теоретической формуле Cu_3VS_4 , в реальных составах количество формульных единиц Cu варьирует от 2.91 до 3.33, V - от 0.97 до 1.19. Пайхойский сульфванит отличается низким содержанием примесей. Параметр элементарной ячейки $a_0 = 10.790 \text{ \AA}$.

Цвет сульфванита в пайхойских месторождениях темно-серый и стально-серый с бронзовым оттенком. Блеск тусклый, метал-

Таблица 19

Химический состав сульванита

Локации	Cu	V	As	Sb	Zn	Fe	Sn
Теоретический состав	51.56	13.78					
Пай-Хой [220]	47.04	15.21	-	0.3	0.25	0.03	0.001
Р. Силоваяха, Пай-Хой	50.72	13.67	Нет	Нет	0.02	0.001	Нет
Бере-Бере, Южная Австралия [277]	51.20	14.20	-	-	-	-	-
То же	52.27	13.24	-	-	-	-	-
" "	52.27	13.59	-	-	-	-	-
Люфонф, Конго [277]	50.52	14.38	-	-	-	Сл.	-
Талдык, северо-запад Каратау, Каз. ССР [5]	51.40	12.88	-	-	0.30	-	-
Курумсак, северо-запад Каратау, Каз. ССР [5]	50.80	13.70	-	-	1.60	0.24	-
Мергалымсай, Каратау, Каз. ССР [277]	50.99	12.76	Сл.	-	Сл.	2.75	-

* Вычтены механические примеси.

** Среднее из двух анализов за вычетом 6.45% жильных минералов

*** Вычтены 7.52% SiO_2 .**** Железо в форме Fe_2O_3 .

№	Прочие примеси	Сумма	Ребро элементарной ячейки, Å	Плотность
34.67		100.00		
32.05	Нер. ост. - 1.57, CaCO_3 - 4.01, Mn - 0.01, Ga - 0.01, Cd - 0.005, Cr - 0.03, Ag - 0.0005	100.49	10.79±0.01	4.1
34.91	SiO_2 - 0.25, Mn - 0.002, Cd - 0.01, Ti - 0.02, Zr - 0.02, Mg - 0.05, Al - 0.01, Ca - 0.01	99.89	10.76	3.87±0.05
34.60		100.00*	10.750±0.005	3.97
34.49		100.00***	-	3.98-4.01
34.14		100.00**	-	4.00-4.03
35.10	Ca, Mg - сл.	100.00***	-	-
31.12	SiO_2 - 3.90, H_2O - 0.80, Al_2O_3 - 0.18	100.41****	-	-
32.10	CaO - 0.50, MgO - 0.80, Mn, Pb, Ca, Mg, Si - сл.	100.80	10.70	3.84
32.24	SO_3 - 0.14	99.87****	-	-

и 1.04% SiO_2 .

лический. Непрозрачен. В полированных шлифах в отраженном свете цвет белый с лимонным оттенком или лимонно-желтый, изотропный, внутренних рефлексов не наблюдается.

Исследована дисперсия оптических постоянных пайхойского сульванита, сульванита из Южного Казахстана и Австралии. Показатель преломления (n), показатель поглощения (k) и отражательная способность (R) минерала определены по значениям главного угла (ψ) и главного азимута (2ψ), которые были измерены на установке специальной конструкции в интервале длин волн от 450 до 1010 нм. Принципиальная схема установки приведена в книге У. Вустера [38], а теоретические основы метода изложены в работах П. Друде [54]. Результаты измерений приведены в [273]. Все образцы сульванита характеризуются достаточно близкими значениями и одинаковой дисперсией оптических констант в видимой и ближайшей инфракрасной частях спектра.

Характерные особенности дисперсионных кривых оптических констант сульванита свидетельствуют о том, что у данного минерала приблизительно на границе видимой и инфракрасной областей спектра находятся длинноволновый край основной полосы поглощения, связанный с межзонными переходами электронов. Возможно, что главный максимум этой полосы поглощения у сульванита соответствует максимуму, наблюдаемому в синей части спектра, хотя для однозначного ответа на этот вопрос необходимы исследования светопоглощения минерала в более широком спектральном диапазоне, включающем ближнюю ультрафиолетовую область спектра. Также пока неясна природа дополнительных максимумов на спектральных кривых показателей преломления и поглощения сульванита.

ИК спектр сульванита в области $3800-400 \text{ см}^{-1}$, как и вообще всех сульфидов, отличается довольно простой конфигурацией. В нем обнаруживаются две полосы поглощения: одна из них в низкочастотной (длинноволновой) области с четким максимумом 440 см^{-1} , усложненная небольшим сателлитом 430 см^{-1} , другая - в высокочастотной области, широкая и менее резкая с максимумом 1045 см^{-1} . Очевидно, полосы поглощения 440 и 430 см^{-1} соответствуют валентным колебаниям $V-S$ и $Cu-S$. Более прочные связи $V-S$ с межатомным расстоянием $2,19 \text{ \AA}$ вызывают сдвиг полосы поглощения в сторону коротких волн по сравнению с менее прочными связями $Cu-S$ (межатомное расстояние $2,29 \text{ \AA}$). Валентные колебания наиболее прочных связей $S-S$ определяют появление полосы поглощения 1045 см^{-1} .

Спайность сульванита совершенная по $\{100\}$, менее совершенная по $\{111\}$. Следствием ее являются характерные треугольники выкрашивания на поверхности полированных шлифов. Излом неровный, очень хрупкий. По механическим свойствам сульванит близок к галениту.

Твердость сульванита различными исследователями определяется в 3-4 (чаще 3.5) балла по шкале Мооса. Нами исследовано несколько зерен сульванита из проявлений на р. Путью (микротвердомер ПМТ-3, $P = 100$ гс, время спуска индентора 10 с, время статистического действия нагрузки 10 с). Отдельные измерения на случайных полированных разрезах дают разброс твердости от 110 до 194 кгс/мм², средняя твердость отдельных зерен колеблется от 145 до 160 кгс/мм², общая средняя твердость 151 ± 16 кгс/мм². Для всех измеренных зерен характерна анизотропия твердости. Коэффициент K'_H в случайных разрезах колеблется от 1.03 до 1.77. Анизотропия отчетливо отражается также наличием двух максимумов на кривой распределения; определенный по ней коэффициент анизотропии ($K'_H = 1.19$), вероятно, близок к истинному.

Плотность сульванита колеблется от 3.80 до 3.90; средняя плотность наиболее чистых кристаллов без видимых под микроскопом включений, определенная пикнометрическим методом, - 3.87 ± 0.05 . Сульванит отличается исключительной выдержанностью состава и свойств в пределах провинции; типоморфизм свойств на данном уровне изученности не установлен. Иногда встречаются мышьяковые аналоги сульванита - люшонит и энаргит.

Как показывают геохимические исследования, основным источником ванадия могут быть вмещающие осадочные породы, особенно сланцы, содержащие различные формы органики. Первично-осадочный ванадий, зафиксированный в них в виде гетерополисоединений и металлоорганических соединений и связанных с его главными носителями (гидроокислами железа, твердыми битумами, углистым веществом, коллоидными фосфатами, глинистыми минералами и др.), при воздействии даже слабонагретых метаморфических или гидротермальных вод легко переходит в раствор и мигрирует. Процесс миграции ванадия сопровождается направленным переходом его из низших степеней окисления в высшие, в пятивалентную форму, в которой ион ванадия выступает уже не как катион, а как анион [248]. Число возможных химических форм фиксации ванадия при этом резко возрастает. В восстановительных условиях формирующихся сульфидных месторождений соединения ванадия восстанавливаются и кристаллизуются в виде сульванита (Cu_3VS_4), как на Пай-Хое, или патронита (VS_4). Этот процесс сопровождается интенсивным окварцеванием вмещающих пород, перекристаллизацией в них карбонатов, иногда флюоритизацией. Поскольку металлогенетическая специфика ванадиеносных провинций, включающих крупные сингенетические месторождения, отражается в особенностях состава эпигенетических концентраций ванадия [248], наличие минерализации с сульванитом может рассмат-

риваться как признак потенциальной ванадиеносности региона. Этот вывод подтверждается данными по ряду провинций [5, 6], справедлив он и для Пай-Хоя.

Ванадиево-мышьяковый германит. Мы уже приводили неоднократно краткие данные о ванадиево-мышьяковом германите, обнаруженном нами впервые на Пай-Хое- в 1971 г. и довольно детально исследованном [283]. Как новый минерал ванадиево-мышьяковый германит был описан в 1968 г. [137] и вошел в минералогическую номенклатуру [20, 246, 247]. Пайхойская находка стала первым подтверждением этого открытия. Позднее этот минерал был обнаружен еще в ряде мест [84]. Мы остановимся несколько детальнее на характеристике пайхойского ванадиево-мышьякового германита, потому что он характеризуется рядом специфических особенностей и свойств, а данные о его конституции и свойствах являются ключевыми в решении проблем таксономии германиево-мышьяковых минералов.

Ванадиево-мышьяковый германит, как уже отмечалось, встречается в низкотемпературных гидротермальных кварцево-карбонатных жилах, залегающих в черных углисто-глинисто-кремнистых сланцах в замковых частях Пайхойского (р. Силова) и Вайгач-Южноновоземельского (р. Рогачева) антиклинориев.

Ванадиево-мышьяковый германит встречается исключительно в виде кристаллов, как правило плоскогранных, реже с дефектными искривленными гранями. Кристаллы часто содержат включения нерудных минералов, иногда они трещиноваты, фрагментированны. Нередко ванадиево-мышьяковый германит образует поверхности совместного роста со сфалеритом, встречается в виде включений в кристаллах сфалерита.

Для морфологических исследований были выделены кристаллы из небольшой (0.8 кг) протоочки жильного материала с р. Силоваяха. Кристаллы ванадиево-мышьякового германита (а их в протоочке оказалось около двухсот) имеют размер 0.10-0.50 мм, преобладающий 0.25 мм. Все кристаллы кристаллографически очень правильные, хорошо ограненные. Облик кристаллов изометричный, габитус тетраэдрический.

Малая величина кристаллов не дала возможности измерить их на гониометре - грани настолько мелкие, что не дают видимых сигналов. Поэтому измерение углов и определение простых форм проводились по серии фотографий, снятых параллельно каждой из граней. Таким образом, было установлено наличие граней тетраэдра $o\{111\}$, тригонтриэдра $h\{112\}$, куба $c\{100\}$ и тетрагексаэдра $e\{210\}$. Грани $\{111\}$ и $\{112\}$ наиболее хорошо развиты, они и определяют габитус кристаллов. Если принять величину полностью развитых граней (кристалл образован только одной простой формой) за три балла, то степень развития простых форм определяется как $\{111\}$ - 2.8, $\{112\}$ - 1.89, $\{100\}$ - 0.79, $\{210\}$ - 0.72.

Частота встречаемости простых форм (в %) по данным подсчета на 75 кристаллах: $\{111\}$ - 100, $\{112\}$ - 100, $\{100\}$ - 87.7, $\{210\}$ - 60. Грани кристаллов, как правило, гладкие, блестящие, без видимой скульптуры. Только один раз на грани (112) наблюдалась невысокая ступенька, перпендикулярная ребру $(112) : (100)$. Все встреченные комбинации простых форм показаны на рис. 24, а-д. Из них наиболее распространена полная комбинация δ (59% всех изученных кристаллов); частоты встречаемости других комбинаций: а, б - 20%; в - 20%, г - 1%.

Приведенные кристалломорфологические данные свидетельствуют о принадлежности ванадиево-мышьякового германита к гексатетраэдрическому виду симметрии.

По данным рентгеноструктурных исследований, ванадиево-мышьяковый германит изоструктурен с германитом. Его межплоскостные расстояния близки эталонному германиту, кроме того, в рентгенограмме ванадиево-мышьякового германита обнаруживаются все особенности, отличающие его, по данным Дж. Мердока [324], от близких колусита и реньерита: отсутствие дуплетов 2,135 и 2,075 Å, 1,444 и 1,435 Å, 1,083 и 1,080 Å. Отличие от германита заключается лишь в незначительных отклонениях величины межплоскостных расстояний и в том, что плоскость 013, проявляющаяся в германите в виде дуплета слабых линий 3,42 и 3,34 Å, на дебаеграмме представлена одной линией 3,38 с высокой интенсивностью (6 баллов).

Параметр элементарной ячейки $a_0 = 5.291 \pm 0.003$ Å (особенности структуры ванадиево-мышьякового германита допускают удвоение параметра). По рентгеноструктурным данным ванадиево-мышьяковый германит относится к гексатетраэдрическому виду симметрии $Td^3 - \bar{3}2/m$, т.е. к тому же виду, что и германит [310, 324].

Качественным спектральным анализом, выполненным по одному зерну, в спектре ванадиево-мышьякового германита установлены сильные линии Cu и Ge, слабые - Ag, Mn, Ti, Mg, Fe, Si, Al, Cr, Sr, Ba.

Количественный анализ проводился на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-5. Исследовались зерна ванадиево-мышьякового германита, находящиеся в сростках со сфалеритом (рис. 74). На экране катодно-лучевой трубки в обратнорассеянных электронах (состав и рельеф) никакого различия между этим минералом и сфалеритом не проявляется (рис. 74, б, в), что объясняется близостью средних атомных номеров и механических характеристик минералов. Минералы отчетливо дифференцируются только в поглощенных электронах (рис. 74, г). В соответствующих характеристических рентгеновских лучах установлено присутствие в исследуемом пайхойском ванадиево-мышьяковом германите следующих элементов: S, V, Cu, Zn, Ge, As, Sn, Sb (рис. 74, д-м). Полученные данные о составе пай-

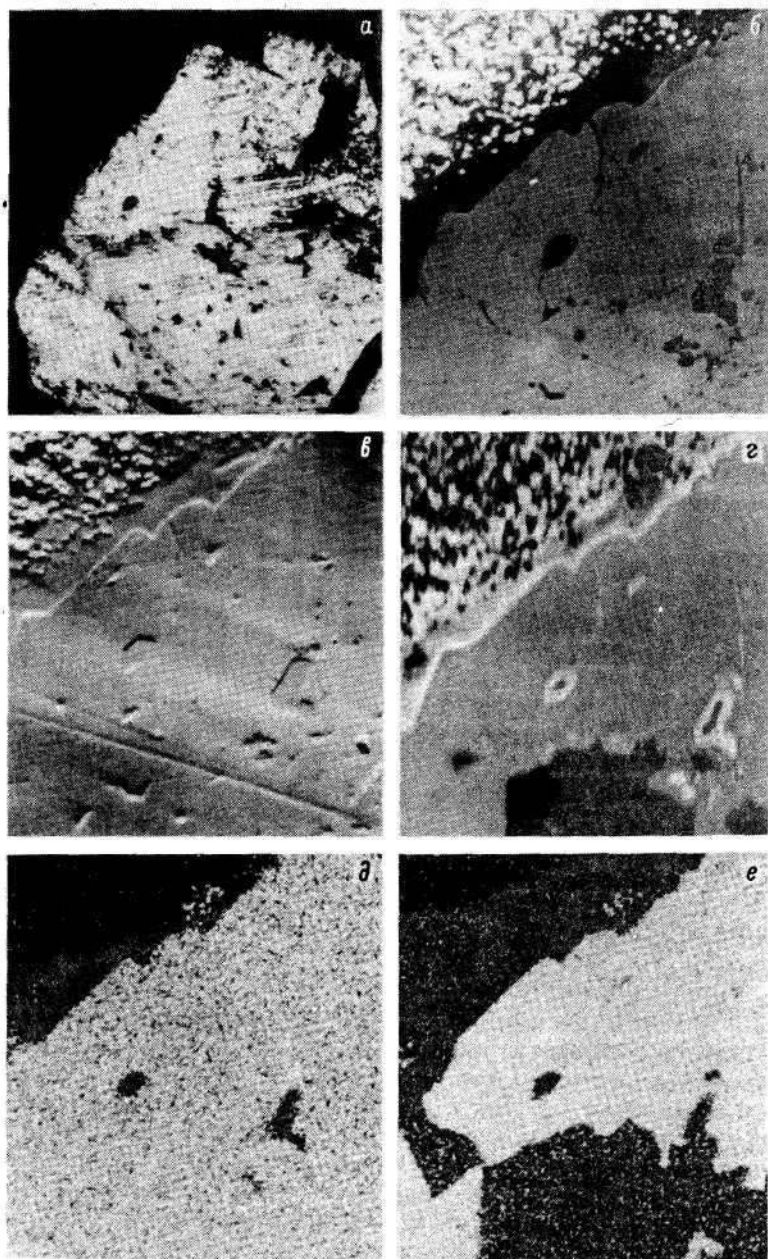


Рис. 74. Растровые картины состава ванадиево-мышьякового германита в сростании со сфалеритом (размер стороны снимка в натуре 100 мкм).

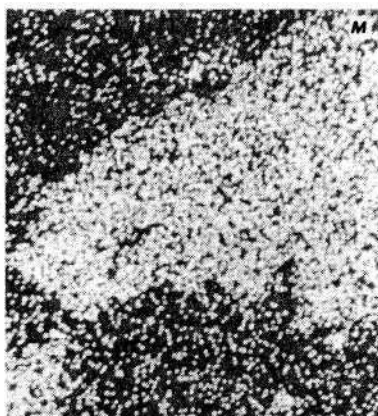
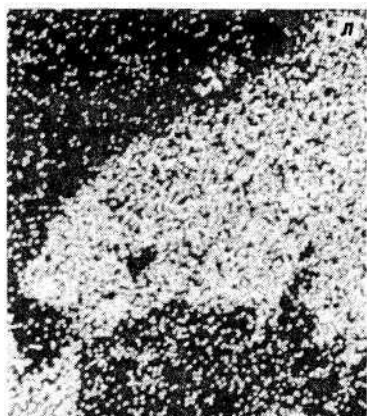
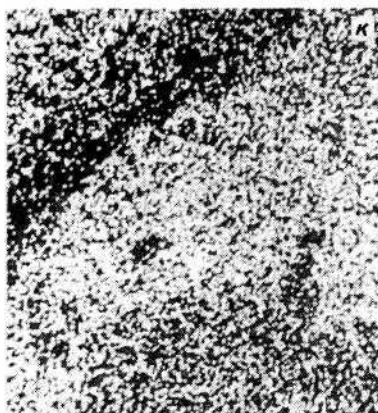
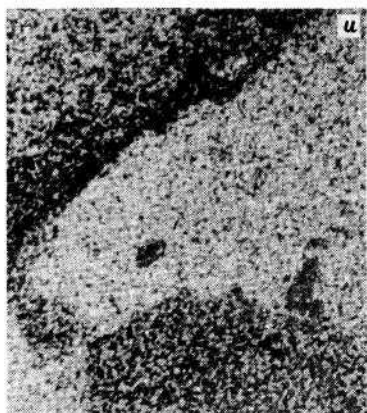
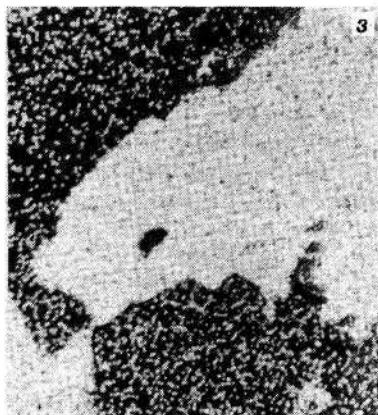


Рис. 74 (продолжение).

а - фото в отраженном свете (1 - ванадиево-мышьяковый германит, 2 - сфалерит); фото в обратнорассеянных электронах (б - состав, в - рельеф); г - фото в поглощенных электронах; фото в рентгеновском излучении: д - $S_{K\alpha}$, е - $Cu_{K\alpha}$, ж - $Zn_{K\alpha}$, з - $V_{K\alpha}$, и - $As_{K\alpha}$, к - $Ge_{K\alpha}$, л - $Sb_{L\alpha}$, м - $Sn_{L\alpha}$.

хойского и новоземельского ванадиево-мышьякового германита в виде кристаллохимических формул приведены в табл. 17.

По сравнению с казахстанским пайхойский ванадиево-мышьяковый германит характеризуется более чем вдвое пониженным содержанием германия и присутствием довольно значительных количеств олова, сурьмы, цинка. Содержание меди, серы, вандия и мышьяка в этих минералах довольно близкое. От казахстанских образцов наши отличаются отсутствием железа. Цвет ванадиево-мышьякового германита серый с латунно-желтым оттенком, под микроскопом в отраженном свете - желтовато-кремовый или коричневато-кремовый со слабым розовым оттенком. Минерал изотропен.

Вид кривых дисперсий отражательной способности пайхойского и казахстанского образцов ванадиево-мышьякового германита одинаков [283], но кривая пайхойского минерала располагается несколько ниже в соответствии с пониженной примерно на 10% его отражательной способностью. Это отличие объясняется существенной разницей в составе образцов. От других близких по составу минералов (сульванита, реньерита, германита) ванадиево-мышьяковый германит отличается довольно сильно. Для различных, разновидностей германита, даже образующих различные зоны роста в одних и тех же зернах, характерны, так же как и для рассматриваемого минерала, очень значительные, колебания оптических характеристик [37, 115]. По характеру кривой дисперсии ванадиево-мышьяковый германит, как это заметили первооткрыватели минерала, очень похож на одну из слабоизученных разновидностей тсумбского германита - "разновидность 3" Л.А. Логиновой [115].

Спайности у ванадиево-мышьякового германита не наблюдаются. Твердость, измеренная методом микровдавливания на микротвердометре ПМТ-3 при нагрузке 50 гс, варьирует от 396 до 557, средняя 478 кгс/мм². Близкие значения твердости характерны и для казахстанского ванадиево-мышьякового германита.

Зерна ванадиево-мышьякового германита немагнитны, при стандартном разделении концентрируются в тяжелой неэлектромагнитной фракции. В большинстве растворителей, в том числе, и в кислотах, минерал не травится. Медленно растворяется он лишь в HNO_3 , при этом кристаллы округляются,

Исследование пайхойского ванадиево-мышьякового германита подтверждает основные свойства этого минерала, установленные его первооткрывателями на казахстанских образцах. Впервые удалось описать форму кристаллов, неизвестных ранее не только для него, но и для германита. Химическая индивидуальность минерала очевидна, однако следует предположить возможность широких вариаций его состава с соответствующими вариациями свойств. В частности, пайхойский минерал представ-

ляет собой олово-цинк-сурьмянистую разновидность ванадиево-мышьякового германита, в которой Sn, Zn и Sb изоморфно замещают Ge.

Следует отметить такую общую конституционную черту всех ванадиево-мышьяковых германитов: около 50% компонента В формулы $Cu_3(B)S_4$ составляет всегда мышьяк, 25% - ванадий, а остальные 25% приходятся на германий, олово, сурьму, цинк, железо. Вклад германия в состав компонента В варьирует от 0 до 33%, чаще в пределах 2-16%, т.е. он очень низок, часто ниже других элементов, а в некоторых случаях германит вообще отсутствует. Название "ванадиево-мышьяковый германит" для этого минерала явно неудачное: во-первых, сложное, во-вторых, не отражающее химическую конституцию минерала.

Таксономические соотношения минералов мышьяка и ванадия. Таксономические соотношения рассматриваемых минералов мышьяка и ванадия до сих пор определенно не установлены и дискутируются. Наиболее разноречивые классификационные толкования вызывают близкие по составу и структуре медно-мышьяково-ванадиево-германитовые сульфосоли. Речь идет о кубических минералах состава $Cu_3(B)S_4$, где В - V, Ge, As, Fe, а также частично замещающие их Sb, Sn, Zn и Ga. В настоящее время известны следующие минералы этого типа: сульванит - $Cu_3(V)S_4$, арсеносульванит - $Cu_3(As, V)S_4$, лазаревичит - $Cu_3(As)S_4$, германит, - $Cu_3(Fe, Ge)S_4$, колусит - $Cu_3(Fe, As, Sn)S_4$, а также рассматриваемый нами ванадиево-мышьяковый германит - $Cu_3(As, V, Ge)S_4$.

Минералогическими руководствами и справочниками их классификационное положение определяется по-разному. Иногда эти минералы рассматриваются как единая группа, группа сульванита [57]. В некоторых системах они объединяются в одну группу со структурно близкими блеклыми рудами (ряд тетраэдрита, по Штрунцу [260]); еще более широкие классификации включают в эту группу также структурно и морфологически различные, но близкие по составу минералы, такие как фаматинит, люцонит, реньерит, моусонит [91]. Популярны также узкие классификации, выделяющие две самостоятельные группы: колусита (или германита) и сульванита [135, 168].

Естественно, что положение минералов в той или иной классификационной системе зависит от принципов классификации. В современных классификациях принят конституционный принцип, рассматривающий в качестве основных признаков химический состав и кристаллическую структуру минерала при ведущем зна-

чеии состава [264]. Химический состав выступает главным критерием при выделении наиболее крупных надвидовых таксонов (тип, класс), кристаллическая структура - при выделении наиболее мелких таксонов (группы и т.п.). Следовательно, если придется разбираться с минералами близкого состава, их дифференцирование по группам проводится по структурным особенностям (некоторые авторы выделяют по этому признаку подгруппы, но в данном случае классификационный подход не имеет значения, так как речь идет о самом первом надвидовом таксоне любой классификации, как бы он ни назывался).

Исходя из общепринятых принципов, мы, таким образом, имеем все основания классификационно обособить совокупность перечисленных выше сульфидов типа $\text{Cu}_3(\text{B})\text{S}_4$ и отделить от них некубические и псевдокубические минералы. В первую очередь отделятся самостоятельные группы энаргита с ромбо-пирамидальной симметрией $C_{2v}^7 - Pm\bar{n}$ (энаргит - Cu_3AsS_4 и стибioenаргит - Cu_3SbS_4) и люционита с тетрагонально-скале-ноэдрической симметрией $D_{2d}^{11} - \bar{J}42m$ (люционит Cu_3AsS_4 и фаматинит или стиблюционит Cu_3SbS_4). Во-вторых, исключатся тетрагональный (псевдокубический) $D_{2d}^1 - P\bar{4}2m$ реньерит $(\text{Cu}, \text{Fe})_3(\text{Fe}, \text{Ge}, \text{As})\text{S}_4$, или $\text{Cu}_6\text{Fe}_2(\text{Ge}, \text{As})\text{S}_4$, с $\alpha_0 = 5.33$, $c_0 = 10.48 \text{ \AA}$, который до уточнения его структуры следует рассматривать самостоятельно.

Далее, анализируя особенности оставшихся кубических сульфидов, мы замечаем их значительную структурную гетерогенность, требующую дальнейшей их дифференциации.

Ряд блеклых руд тетраэдрит $\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$ -теннантит $\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$ с гексатетраэдрической симметрией $T_d^3 - \bar{J}43m$ (группа тетраэдрита) обособляется от остальных минералов очень четко, так как его представители кроме несколько иного соотношения основных компонентов состава обладают структурой не координационного, а каркасного типа с постройками из тетраэдров Cu^IS_4 .

По структурным особенностям все остальные минералы обычно разделяются на две группы: группу сульванита с симметрией $T_d - P\bar{4}3m$, группу германита с симметрией $T_d^3 - \bar{J}43m$.

Для анализа фазовых соотношений в двух последних группах обратимся к составу и структурным особенностям природных образцов. Уже отмечалось, что состав минералов этих групп отличается соотношением четырех элементов - V, Ge, As,

Fe. Сурьма, олово, цинк и германий присутствуют почти постоянно, но обычно в сравнительно незначительных количествах, не влияющих на фазовые соотношения. В тех же случаях, когда их содержание повышено (Sn в колусите, Zn в германите), всегда легко устанавливается их изоморфизм с четырьмя основными компонентами. Следовательно, общую систему всех кубических сульфидов состава $Cu_3(B)S_4$ можно представить как четырехкомпонентную систему $Cu_3VS_4 - Cu_3GeS_4 - Cu_3AsS_4 - Cu_3FeS_4$ (или V-Ge-As-Fe).

Графический анализ этой системы проведен с помощью тетраэдра, на развертку которого, представляющую четыре равно-сторонних озаоновских треугольника, были нанесены фигуративные точки наиболее достоверных составов минералов (молекулярные количества) рассматриваемых групп по нашим и литературным данным (рис. 75). Примесные элементы для удобства анализа формально суммировались следующим образом: Sn и Zn - с V, Sb и Ga - с As.

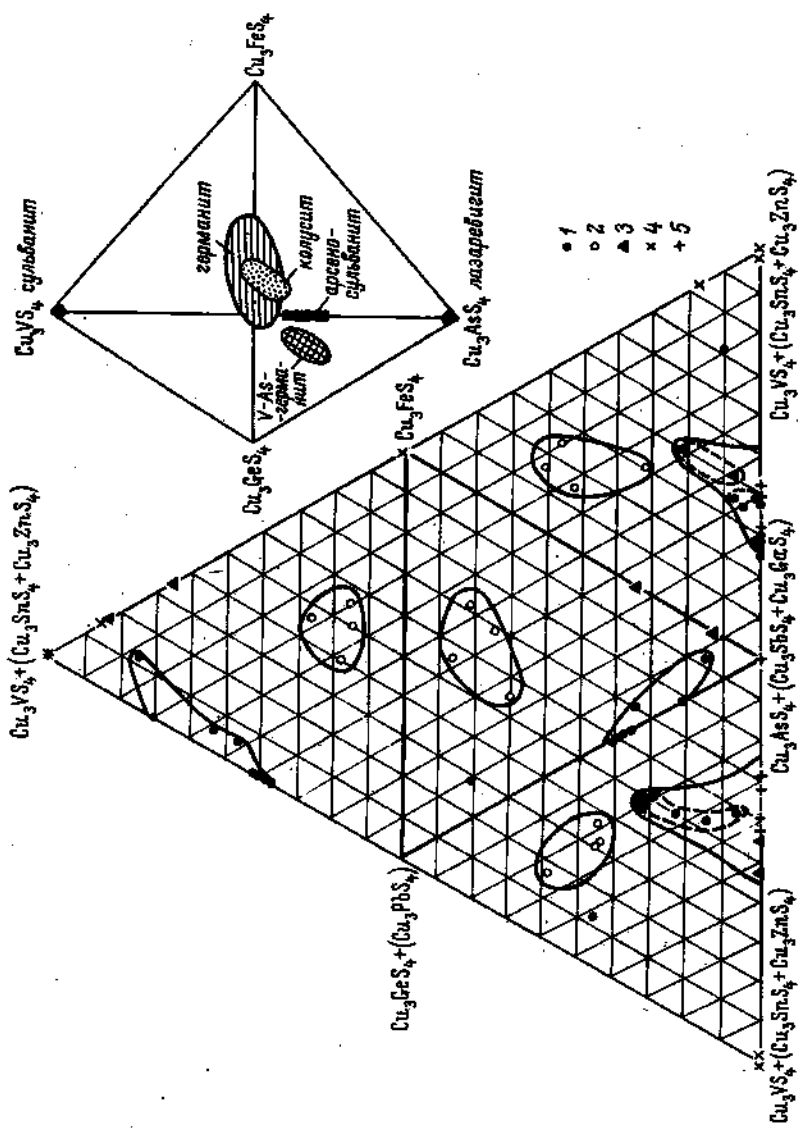
Составы минералов группы сульванита располагаются по V- и As-вершинам тетраэдра и по ребру V-As. Примеси других элементов в них не превышают десятых долей процента.

В большинстве работ указывается на структурную идентичность сульванита, арсеносульванита и лазаревичита и принадлежность их к одной пространственной группе $T_d^1 - R\bar{4}3m$ [309]. При этом при одинаковом законе погасания и близкой метрике решетки отмечаются отличия в наборе и интенсивности отражений, позволяющие легко диагностировать эти минералы рентгенографически и говорить об их индивидуальности. Такая точка зрения о видовой самостоятельности, но структурной однотипности сульванита, арсеносульванита и лазаревичита поддерживается и в одной из наших работ [283].

В последнее время появились данные об изоструктурности арсеносульванита не с сульванитом, а с колуситом и ванадиево-мышьяковым германитом [82-84]. Проведенное в Институте геологии Коми филиала АН СССР Л.А. Хорошиловой [249] изучение структуры арсеносульванита также раскрыло его существенные отличия от сульванита. Различия между рентгенограммами этих минералов заключаются прежде всего в наличии сильного рефлекса 5.40 \AA у сульванита; подобный рефлекс у арсеносульванита отсутствует. Рефлексы 2.40 , 1.804 , 1.308 и 1.177 также отсутствуют на рентгенограммах арсеносульванитов. Отражения: 3.03 ($J=10$), 1.860 ($J=10$), 1.586 ($J=9$) являются определяющими для арсеносульванита. Для сульванита такими отражениями будут 5.4 ($J=100$), 3.12 ($J=5$), 1.910 ($J=8$),

Рис. 75. Составы минералов групп германита и сульвагерманита на развертке тетраэдра Cu_3GeS_4 - Cu_3VS_4 - Cu_3AsS_4 и в его аксиометрической проекции.

- 1 - ванадиево-мышьяковый германит;
- 2 - германит;
- 3 - колусит;
- 4 - сульвагерманит;
- 5 - арсеносульвагерманит.



1.634 ($J=4$). Анализ рентгенограмм качания арсеносульванитов показал, что истинная ячейка арсеносульванитов в два раза больше той, которая была определена ранее, и равна 10.6 \AA , поэтому все индексы отражений на рентгенограммах удваиваются. На всех рентгенограммах качания четко выражена слабость нечетких слоевых линий, указывающих на возможность наличия в структуре сульванита суперячейки. Закон погасания, установленный по рентгенограммам качания, позволяет предположить пространственную группу арсеносульванита $T_d^4 - P\bar{4}3m$ как наиболее вероятную. Лазаревичит [326] имеет дебаеграмму, очень сходную с арсеносульванитом. Имеется ли между ними непрерывный изоморфизм, пока неясно. Следовательно, бывшую группу сульванита необходимо разбить на две группы: группу сульванита и группу лазаревичита. Целесообразно до получения новых данных в этих группах по-прежнему выделять три минеральных вида: сульванит, арсеносульванит и лазаревичит.

Составы минералов группы германита распределяются по объему и граням тетраэдра V-Ge-As-Fe, группируясь в соответствии с видовой принадлежностью в трех полях (рис. 75).

Поле германита $Cu_3(Fe, Ge, As, Zn)S_4$ находится внутри тетраэдра (так как Zn наносился на координату V) вблизи к грани Fe-Ge-As. Поле колусита $Cu_3(As, V, Fe)S_4$ располагается строго на грани As-V-Fe, а поле ванадиево-мышьякового германита $Cu_3(As, Ge, V)S_4$ - на грани As-Ge-V. Интересно отметить, что в каждом минеральном виде стоящий первым в скобках элемент имеет формульный коэффициент около 0.5.

Разрыв смешимости между ванадиево-мышьяковым германитом и колуситом в последнее время в связи с обнаружением железистых ванадиево-мышьяковых германитов из Урупа, Тсумеба и других районов [82-84, 175] постепенно закрывается. Здесь устанавливается непрерывный изоморфный ряд, вывести который на арсеносульванит, как предлагают некоторые исследователи [84], мы пока не можем. Между изоструктурными ванадиево-мышьяковым германитом и германитом разрыв смешимости компонентов сохраняется и после появления новых химических анализов.

Германит, колусит, ванадиево-мышьяковый германит очень близки между собой по структурным особенностям, что подчеркивал и Дж. Мердок [324], проводивший их сравнительное исследование. Все они относятся к пространственной группе $T_d^3 - I\bar{4}3m$ [310], имеют вдвое больший параметр элементарной ячейки, чем минералы группы сульванита, и близкий набор от-

ражений. Друг от друга они отличаются присутствием или отсутствием ряда дифракционных линий на дебаеграммах, изменением их интенсивности и некоторыми вариациями межплоскостных расстояний. Все эти отличия перечисляет Дж. Мердок [324]

Ванадиево-мышьяковый германит как по морфологическим, так и по структурным особенностям определенно относится к этой группе, а не к группе сульванита. Он образует кристаллы тетраэдрического габитуса, а не кубического, как сульванит и арсеносульванит. Дебаеграмма этого минерала существенно отличается от дебаеграммы арсеносульванита и близка к германитовой. Дифракционные индексы ванадиево-мышьякового германита указывают на аналогичный с германитом характер погасаний (отсутствуют индексы с $h+k+l=2n+1$), который позволяет предположить объемноцентрированную пространственную решетку. Метрика решетки та же, что и у германита: $a_0 = 10.585 \text{ \AA}$.

Однако набор дифракционных индексов ванадиево-мышьякового германита несколько иной, чем у германита, что определяет возможность диагностики этих минералов по рентгенограммам [283]. Так, на дебаеграмме ванадиево-мышьякового германита отсутствуют отражения с $d_{100} 5.3 \text{ \AA}$, слабые отражения в интервале $2.49-2.16 \text{ \AA}$, слабые рефлексы (116), (135), (017) и (127). Резкое усиление интенсивности рефлексов (310) от 0.5 до 6 и (510) от 1 до 9 связано скорее не со структурными различиями, а с тем, что съемка проводилась на неотфильтрованном излучении и на эти отражения накладывались β -отражения в первом случае (222), во втором - (440).

Группа германита, таким образом, представляет собой четырехкомпонентную систему, крайними членами которой являются, однако, не одинарные составы (вершины тетраэдра), как в группе сульванита, а тройные (границы тетраэдра). Эту систему схематически можно изобразить так:



В минеральном мире сейчас известны три крайних члена: колусит, германит и ванадиево-мышьяковый германит. Четвертый член - $\text{Cu}_3(\text{V, Ge, Fe})\text{S}_4$ - среди природных химиче-

ских соединений пока неизвестен, однако существование его в парагенезисе минералов группы германита с железистыми минералами вполне возможно. Промежуточный член ряда между этим гипотетическим минералом и германитом обнаружен, например, в Тсумебе: $Cu_{3.10}(Ge_{0.38}As_{0.26}V_{0.22}Fe_{0.22})_{1.08}$.

S_{3.67}. Каждый крайний член этой системы в соответствии с правилами Комиссии по новым минералам ММА [246] имеет право на собственное название. Совершенно правы поэтому были первооткрыватели ванадиево-мышьякового германита [137], претендовавшие на новизну этого минерала, а также Комиссия по новым минералам и названиям минералов ВМО, включившая его в обзор и списки новых минералов.

В связи с появлением новых данных о минералах группы германита целесообразно было бы пересмотреть их номенклатуру. Мы уже отмечали крайне неудачное название „ванадиево-мышьяковый германит“. Давая двойное (даже тройное) название, первооткрыватели исходили из того, что минерал является промежуточным членом германитового ряда. Двойное название очень сложно для оперирования им, а использование слова "германит", как показал проведенный выше анализ, ничем не оправдано: этот минерал не является разновидностью германита, в нем совершенно нет железа и очень мало германия - основных компонентов германита. С равным основанием его можно рассматривать и как германиевый колусит, как это делают, например, Г.Н. Пшеничный с соавторами [175]. Но от колусита наш минерал отличают низкое содержание олова и железа и высокое - мышьяка и ванадия. Значительно логичнее и удобнее было бы называть этот минерал по основным компонентам состава, скажем, вагеарситом. Номенклатуру других крайних членов можно сохранить прежней, но определить их содержание, поскольку уже имеется путаница в диагностике и классифицировании.

Таким образом, наиболее рациональной является следующая система классификации рассмотренных мышьяковых и ванадиевых минералов:

Группа сульванита, куб. $T_d^1 - P\bar{4}3m, Z = 1$:

сульванит - $Cu_3VS_4, \alpha_0 = 5.331 \text{ \AA}$

Группа германита, куб. $T_d^3 - J\bar{4}3m, Z = 8$:

германит - $Cu_3(Fe, Ge, As)S_4, \alpha_0 = 10.585 \text{ \AA}$

колусит - $Cu_3(As, Sn, V, Fe)Sn, \alpha_0 = 10.808 \text{ \AA}$

ванадиево-мышьяковый германит - $Cu_3(As, V, Ge, Sn)S_4, \alpha_0 = 10.585 \text{ \AA}$

- Группа арсеносульванита, куб. $T_d^4 - P\bar{4}3n$:
 лазаревичит - Cu_3AsS_4 , $\alpha_0 = 10.58 \text{ \AA}$
 арсеносульванит - $Cu_3(As, V)S_4$, $\alpha_0 = 10.60 \text{ \AA}$
- Группа тетраэдрита, куб. $T_d^3 - J\bar{4}3m$, $Z = 8$:
 тетраэдрит - $Cu_{12}Sb_4S_{13}$, $\alpha_0 = 10.34 \text{ \AA}$
 теннантит - $Cu_{12}As_4S_{13}$, $\alpha_0 = 10.21 \text{ \AA}$
- Группа реньерита, тетра. $D'_{2d} - P\bar{4}2m$, $Z = 4$:
 реньерит - $Cu_{2+x}Ge_{1-x}FeS_4$, $\alpha_0 = 5.33 \text{ \AA}$, $c_0 = 10.48 \text{ \AA}$
 маусонит - $Cu_{2+x}Sn_{1-x}FeS_4$
- Группа людонита, тетра. $D'_{2d}^{11} - J\bar{4}2m$, $Z = 2$:
 людонит - Cu_3AsS_4 , $\alpha_0 = 5.27 \text{ \AA}$, $c_0 = 10.39 \text{ \AA}$
 фаматинит - Cu_3SbS_4 , $\alpha_0 = 5.38 \text{ \AA}$, $c_0 = 10.76 \text{ \AA}$
- Группа энаргита, ромб. $C'_{2v}{}^7 - Pnm2_1$, $Z = 2$:
 энаргит - Cu_3AsS_4 , $\alpha_0 = 6.47 \text{ \AA}$, $b = 7.44 \text{ \AA}$, $c_0 = 6.19 \text{ \AA}$
 стибioenаргит - Cu_3SbS_4

Пространственные закономерности распределения сульфидов мышьяка и ванадия. В распределении мышьяковых и ванадиевых минералов, как это видно из топоминералогической схемы (рис. 69), намечается довольно отчетливая зональность, выражающаяся в постепенном вытеснении ванадия мышьяком и в упрощении состава мышьяковых минералов от внутренних частей провинции к ее периферии. Арсенидный (никелин, герсдорфит) тип минерализации Центрального Пай-Хоя сменяется на крыльях антиклинория сульванитовым (иногда с энаргитом и людонитом), далее к периклиналильному замыканию теннантит- или тетраэдрит-ванадиево-мышьяково-германитовым и, наконец, реальгар-аурипигментовым.

Характер гидротермальной эпигенетической минерализации, в формировании которой, как отмечалось выше, важная роль принадлежит мобилизации вещества из вмещающих пород, отражает основные геохимические особенности вмещающей среды. Это обстоятельство подчеркивает перспективность черн.осланцевой каменноугольной толщи на мышьяк, германий, сурьму, ванадий.

Анализируя особенности распределения находок мышьяксо-держащих минералов, можно заметить, что наиболее интересные

из них сосредоточены в северо-западной и в юго-восточной прирамковых частях мегантиклинория. Особый интерес представляет область сочленения пайхойских структур с уральскими. Эта область является наиболее сильно дислоцированной. Здесь на обычную для Пай-Хоя систему преобладающих субширотных дизъюнктивных нарушений накладывается система субмеридиональных, в результате чего резко повышается проницаемость палеозойской толщи. Основные разломы, вероятно, имеют более глубокое заложение, чем в других частях структуры, что выражается в своеобразии, связанной с ними минерализации. В этой области сочленения пайхойских и уральских структур целесообразно провести специальные исследования мышьяковой минерализации.

Ф л ю о р и т

флюорит весьма широко распространенный минерал в Пайхойско-Южноновоземельской провинции (рис. 76). Он входит в виде акцессорного минерала в состав почти всех минеральных гидротермальных комплексов и является ведущим минералом в ряде из них. Некоторые свойства флюорита очень чувствительны к изменениям состояния минералообразующей среды, поэтому он имеет большое генетикоинформационное значение.

Флюорит в большинстве флюоритопоявлений образует, как уже отмечалось, различной густоты вкрапленность во вмещающих известняках (рис. 77), мономинеральные участки и зоны в полиминеральных жилах и гнездах и иногда различной величины и формы кристаллы, погребенные в кальцитовый агрегат либо образующие друзы на стенках полостей. Цвет флюорита, как правило, фиолетовый, с различной густотой фиолетовой окраски, вплоть до бесцветного, реже лиловый.

По текстурным особенностям, морфологии скоплений, внешнему виду, окраске флюорит всех проявлений довольно сходен. Исключение составляет Амдерминский район, в месторождениях которого представлено несколько разновидностей флюорита, некоторые из них являются и различными генерациями.

Самым ранним на Амдерминском месторождении является фиолетовый и темно-фиолетовый флюорит, наиболее широко представленный в метасоматических телах, реже в приконтактных зонах гнезд и жил выполнения. Через светло-фиолетовые разновидности он постепенно переходит в бесцветный. Несмотря на то что в ряде тел между бесцветным и ранним темно-фиолетовым флюоритом наблюдается резкая граница, свидетельствующая о перерыве (а иногда и не одном) процесса кристаллизации, в целом для месторождения этот процесс непрерывен. Местами отмечается ритмично-зональная смена окраски с резкими внутренними границами темно-фиолетовых зон и постепенным снижением ин-

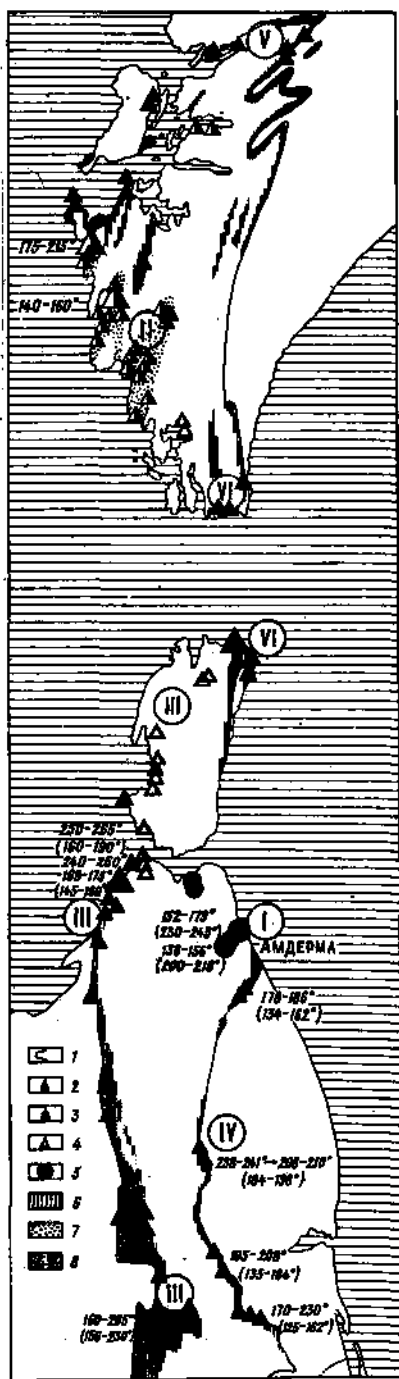


Рис. 76. Схема распространения флюорита и его типоморфные особенности.

1 - контуры провинции; флюоритовые проявления в породах: 2 - карбона, 3 - девона, 4 - ордовика, 5 - верхнего протерозоя; 6, 7 - площади флюоритоносных районов (6 - в карбоне, 7 - в верхнем протерозое); 8 - температуры гомогенизации первичных (вторичных) включений во флюорите. Флюоритоносные районы: I - Амдерминский; II - Южновоземельский; III - Южнопайхойский; IV - Северопайхойский; V - Костиншарский; VI - район Карских Ворот.

тенсивности окраски до бесцветной в направлении внешних контактов. Переходные светло-фиолетовые и бесцветные разности образуют, как правило, зоны в телах выполнения или полностью их слагают. В результате механических деформаций, связанных с активизацией тектонического режима, бесцветные разности становятся непрозрачными, приобретают молочно-белый цвет; соответственно метаморфизуются и окрашенные разности. На некоторых участках встречаются друзы кристаллов и отдельные монокристаллы бесцветного флюорита. О находках прозрачных кристаллов объемом 4.8-8.0 см³ в процессе эксплуатации Амдерминского месторождения (гряды 1, 2) сообщает П.В. Виттенбург [32], однако

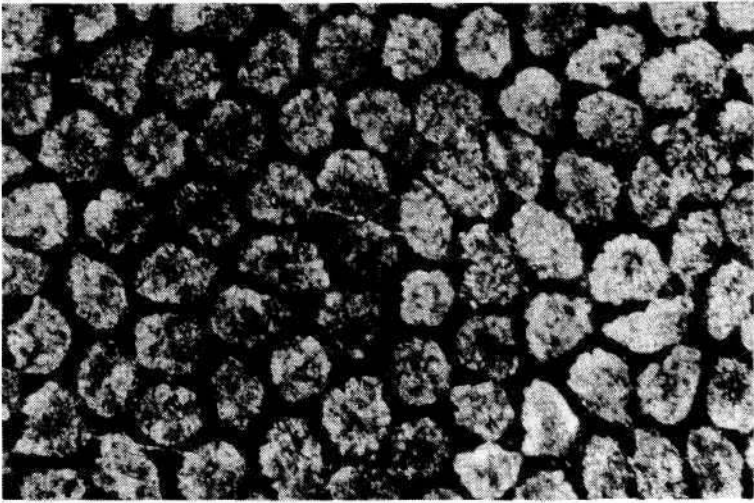


Рис. 77. Флюорит в колониальном коралле. Увел. 20. Новая Земля, губа Раковая.

из-за высокой степени деформации флюорита кристаллы здесь сохраняются редко.

На гряде Беляева в одной из жил мощностью 0,5 м были обнаружены довольно многочисленные кристаллы бесцветного флюорита, иногда с чуть заметным фиолетовым оттенком, имеющие размер от 2 до 25 мм по ребру, в основном около 20 мм (рис. 78). Кристаллы не имели видимых дефектов, за исключением трещин морозного выветривания. Главной формой на них является куб $\{100\}$, частота встречаемости $\{111\}$ - 5%, $\{113\}$ - менее 1%. Более подробно морфология кристаллов описана в работе [98].

Флюорит поздней генерации темно-фиолетовый до черного распространен на Амдерминском месторождении сравнительно ограниченно и встречается в виде прожилок, небольших гнезд, часто выполняет спайные трещинки в гигантокристаллическом кальците. Нередко он образует друзы мелких (до 5 мм) кубических или кубооктаэдрических кристаллов.

Для флюоритопоявлений Амдерминского района характерно, следовательно, наличие значительных скоплений мономинерального флюорита. Относительно крупные выделения мономинерального флюорита встречаются также в проявлениях Южноновоземельского, Южнопайхойского и Северопайхойского районов.

Структурные параметры флюорита очень устойчивы. Параметр элементарной ячейки a_0 , определенный монокристалльным методом и рассчитанный по расщеплению и экстраполяции в области

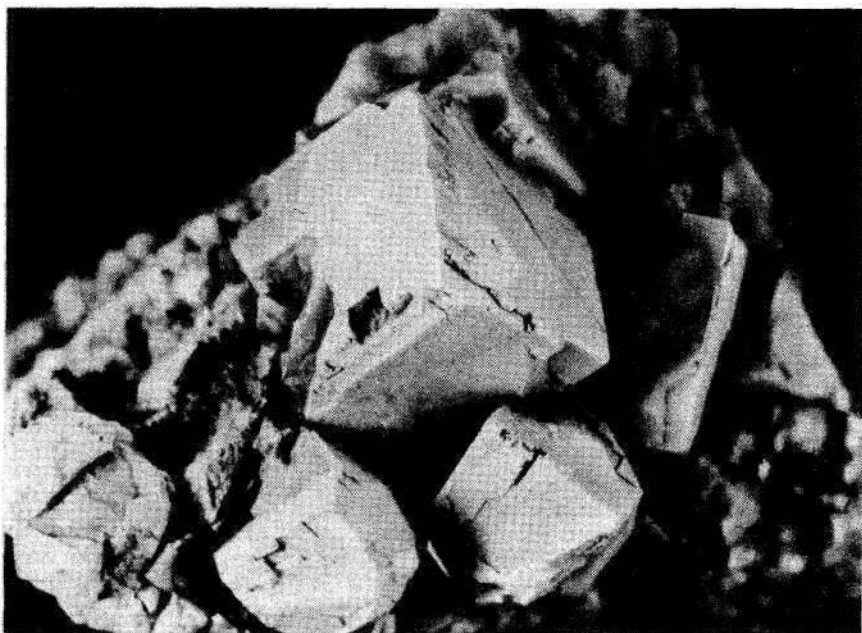


Рис. 78. Кристаллы флюорита. Натур. вел. Гряда Беляева.

обратных отражений, варьирует в пределах $5.4644\text{--}5.4665 \text{ \AA}$ независимо от условий кристаллизации. Только в одних и тех же месторождениях он несколько ниже у светло-фиолетовых разновидностей по сравнению с темно-фиолетовыми. Совершенно не меняется в пределах точности измерения показатель преломления: $n_o = 1.434 \pm 0.002$.

Состав аксессуарных примесей в флюорите довольно разнообразен. Постоянно присутствуют Mg, Si, Al, Fe, Ti, Mn, Cu, Ba; часто фиксируются Sr, Pb, Zn, Ag, реже Mo, La, эпизодически отмечаются Be, Sb, Ga, Ge, Cd, Ni, Zn, Cr, Y. Такие элементы, как Mg, Si, Al, Fe, Ti, частично Mn и некоторые другие, очевидно, связаны с ультрамикроскопическими включениями вмещающих пород, поэтому содержание их довольно постоянное (сотые-тысячные доли процента). Редкоземельные элементы, частично стронций и марганец, входят в виде изоморфных примесей, замещающая кальций. Все другие примеси связаны с включениями парагенных флюориту минералов. Наличие этих двух последних генетических групп примесей определяет типоморфизм состава флюорита из различных районов.

Для флюорита Амдерминского района характерны несколько повышенное содержание марганца и серебра, устойчивая Cu-Pb-Zn ассоциация, наличие Cd, Sb, Ga, Mo, почти постоян-

ное и относительно высокое содержание La (0.001-0.036%) и незначительное (следы) Ge, постоянное присутствие Ba (0.001-0.022%) и очень редкое наличие Sr. В общем амдерминский флюорит отличается наиболее сложным примесным спектром, хотя суммарный уровень содержания примесей очень низок. Особенно чистыми являются светло-окрашенные и бесцветные монокристалльные разности.

Флюорит Южноновоземельского района практически не содержит Mn, что отличает его от флюорита других районов. В нем постоянно присутствуют Si ($1 \cdot 10^{-4}\%$), Ba (0.003-0.008%), Sr (следы), эпизодически появляется Sc. Это, пожалуй, наиболее "чистый", беспримесный флюорит провинции.

Флюорит Южнопайхойского района кроме обычных примесей породообразующих элементов содержит небольшое количество Si (около $1 \cdot 10^{-4}\%$), эпизодически встречается Zn, постоянно присутствует Ba, в единичных пробах - Sr.

Флюорит Северопайхойского района характеризуется постоянным присутствием Si, причем в довольно больших количествах (6.10-4 - 0.002%), часто содержит Pb, Zn, Ag, в отдельных пробах обнаружены следы La. Отличительной особенностью является постоянное высокое содержание Sr (0.07-0.5%) и столь же высокое Ba (0.1-0.5%), отражающее целестин-баритовый парагенезис флюорита. Близким к нему по составу примесей является флюорит Костиншарского района (в %): Mn - 0.005, Pb - сл., Cu - 0.001, Sr - 0.03, Ba - 0.5, Y - 0.005.

В районе Карских Ворот флюорит практически не содержит Mn и Cu, столь характерных для других районов, но в нем фиксируются Pb, Ag, встречаются нетипичные для флюорита примеси Ge, Mo, Cr, характерно низкое содержание Ba (сл.) и отсутствие Sr.

Флюорит каждого района, следовательно, отличается типоморфным составом примесных элементов, отражающим специфические особенности формирования флюоритопоявлений и определяющим качественные особенности флюоритовых руд.

Важнейшим свойством флюорита, очень чувствительным к условиям его кристаллизации и особенностям состава, являются люминесцентные свойства. Здесь мы остановимся лишь на термолюминесценции и рентгенолюминесценции флюорита Уральско-Южноновоземельской провинции, дающих достаточно полную информацию о его конституционных особенностях.

Термолюминесценция флюорита изучалась на специально собранной высокочувствительной установке с автоматической программой регулирования режима нагревания. Запись кривых термовысвечивания проводилась в интервале 20-370°C с различной скоростью и чувствительностью с тем, чтобы в каждом случае добиться четкого разделения максимумов термолюминесценции. Всего было получено более 100 кривых ТВ флюоритов почти из всех известных флюоритопоявлений.

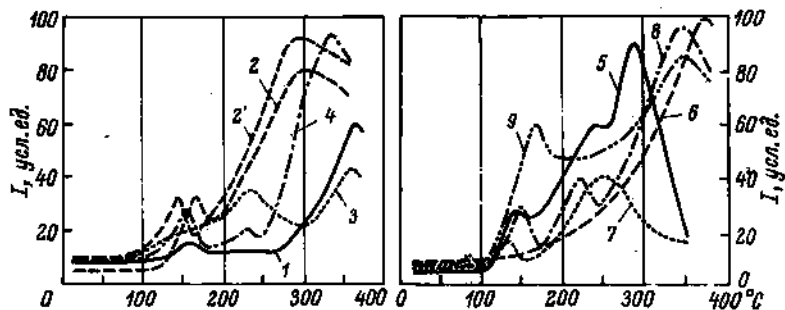


Рис. 79. Типичные кривые термовысвечивания флюорита.

Для общей совокупности кривых термовысвечивания характерны пять главных максимумов, по-разному выраженных на конкретных кривых, которые отличаются существенным разнообразием. Эти максимумы локализуются главным образом в интервалах: 80, 140–160, 230–240, 270–300, 330–360°C (возможны в единичных случаях незначительные отклонения от этих интервалов). В соответствии с современными данными эти максимумы могут быть приписаны определенным центрам: дырочным F° (80°C), YO_2 (140–160°C), донорно-акцепторным парам $\text{O}^- - \text{TR}^{2+}$ и $\text{TR}^{2+} - \text{TR}^{4+}$ (230–240, 270–300, 330–360°C).

Все разнообразие кривых термовысвечивания по соотношению максимумов можно свести к девяти типам (рис. 79), приведенным в табл. 20, с указанием их относительной распространенности.

Рассмотрим особенности термолуминесценции флюорита различных флюоритоносных районов провинции.

Для Амдерминского района характерно наибольшее разнообразие типов кривых термовысвечивания. По сути дела здесь представлены все их типы, кроме типа 3, причем наиболее распространенные - 1, 7, 6, 5, 2, 4 (перечисленные в порядке уменьшения частоты встречаемости). Кроме того, сильно меняется интенсивность одних и тех же максимумов в разных пробах. Такое разнообразие типов кривых объясняется существенной неоднородностью условий кристаллизации флюорита в различных участках, наличием нескольких генераций флюорита и термометаморфизмом флюорита в более поздние этапы формирования месторождения. Именно посткристаллизационным прогревом флюорита объясняется нивелировка высокотемпературных максимумов (типы 2, 5, 7), вызванная понижением локальной симметрии TR-ионов. Этот же прогрев является причиной увеличения интенсивности пиков термовысвечивания в области 270–300° на тех же типах кривых и снятием низкотемпературных

Таблица 20

Типы кривых термолюминесценции флюорита
Пайхойско-Южновоземельской провинции

Типы кривых термовысвечивания	Максимумы термолюминесценции, °С					Частота встречаемости различных типов, %
	80	140-160	230-240	270-300	330-360	
1		+			+	30.5
2		+		+		7.2
3			+		+	1.4
4		+	+		+	26.1
5		+	+	+		5.8
6					+	11.6
7		+	+			8.7
8	+	+	+		+	5.8
9	+	+			+	2.9

(140-160°С) пиков у термообесцвеченных ранних разностей флюорита (тип 6). Вывести какие-либо строгие закономерности изменения термолюминесценции флюорита в пределах отдельных участков района по имеющимся данным трудно, но можно заметить определенную смену типов кривых с севера на юг. Само Амдерминское месторождение (гряды 1, 2, 3) характеризуется наличием всех типов флюорита с примерно одинаковым соотношением между ними (максимальная гетерогенность условий кристаллизации и максимальный метаморфизм): на гряде 4 представлены типы 5, 7; на гряде 5 - 1, 6, 7; на гряде 7 - 1, 5; на гряде Беяева - только тип 4.

Для месторождений Южновоземельского района характерен флюорит только с тремя типами кривых термовысвечивания: 4 (55.5%), 1 (33.3%) и 8 (11.2%), причем в наиболее крупных залежах флюорит представлен исключительно типом 4 с хорошо выраженными тремя максимумами: 140-165, 220-245, 325-360°С. Такой выдержанный характер термолюминесценции свидетельствует о сходных условиях флюоритообразования во всех проявлениях и о несущественном влиянии наложенных процессов.

Флюорит проявлений Южнопайхойского района по характеру термолюминесценции относится к типам 6, 1, 4, а из проявлений Северопайхойского - 1, 3, 4, 6, 9. Значительные вариации состава руд в этих районах, отражающие существенную неоднородность минералообразующих растворов и вызывающие различия в составе примесей флюорита, вероятно, находятся в единой причинной связи с разнообразием кривых термовысвечива-

ния флюорита. Первичная (не наложенная) природа этого различия подтверждается еще и тем, что все неоднородности кривых определяются различной интенсивностью низкотемпературных пиков, приписываемых дырочным центрам, как правило, сингенетичным кристаллу.

В Карском районе представлен флюорит только с термолюминесценцией, описываемой кривыми типа 1.

Весьма существенная информация о физических особенностях флюорита из различных районов получена на основе исследования его рентгенолюминесценции.³ Спектры рентгенолюминесценции снимались при комнатной температуре в интервале 200-800 нм. Были получены спектры 46 образцов из большинства изученных нами флюоритопоявлений. В спектрах зафиксированы следующие полосы и линии излучения, приписанные О.А. Красильщиковой на основании экспериментальных исследований определенным центрам. Полоса с $\lambda_{max} = 296-300$ нм генерируется V_k -центром, т.е. центром на собственных дефектах решетки флюорита, связанным с вакансиями в катионной части; линия с $\lambda_{max} = 311.6$ нм - центром Cd^{3+} ; группа линий в области 476-482 нм фиксирует излучение ионов Dy^{3+} кубич. (компенсация зарядов в дальнем порядке); линии $\lambda_{max} = 496$ нм - Tb^{3+} ; $\lambda_{max} = 541$ нм - Tb^{3+} ; $\lambda_{max} = 543$ и 553 нм - Ho^{3+} ; $\lambda_{max} = 576$ нм - Dy^{3+} куб.; 605 нм - Sn^{3+} . Группа линий с $\lambda_{max} = 644$; 674 и 754 нм связаны с излучением центров Dy^{3+} ромб., а полоса с $\lambda_{max} = 750$ нм - с излучением F-центра (центр на собственных дефектах решетки, связанный с вакансиями ионов фтора).

Спектры конкретных образцов отличаются набором полос и линий, что отражает концентрацию в них соответствующих центров излучения. Выделяются два типа спектров: спектры с интенсивными линиями редкоземельных элементов (рис. 80, а) и спектры, в которых линии редкоземельных элементов практически не фиксируются, а наблюдается лишь излучение на собственных дефектах решетки (рис. 80, б). По этим признакам классифицировались изученные образцы. Нужно отметить, что флюориты с линиями редких земель в спектрах подразделяются на "диспрозиевый подтип" и "самариевый подтип". Наши флюориты относятся исключительно к "диспрозиевому подтипу" с преоблада-

3 Исследование выполнено О.А. Красильщиковой в Институте геохимии и физики минералов АН УССР.

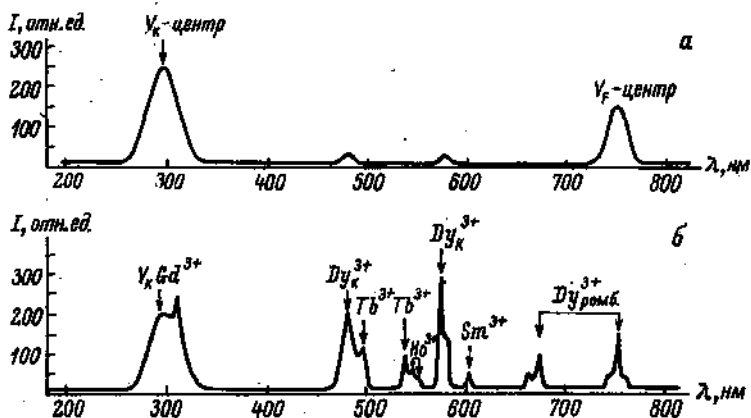


Рис. 80. Два типа спектров рентгенолюминесценции флюорита.

а - „беспримесный тип”, б - „редкоземельный” тип.

нием редкоземельной иттриевой группы, причем концентрация редкоземельных ионов в сотни раз ниже, чем, скажем, во флюоритах Забайкалья.

Особенности спектров рентгенолюминесценции отражают величину концентрации редкоземельных элементов, поэтому можно попытаться сравнить их по относительному содержанию редких земель, используя в качестве компонента сравнения интенсивность самой характерной линии λ_{576} (Dy^{3+} куб).

Флюорит из Амдерминского района оказался относящимся полностью к первому „редкоземельному” типу с переменным содержанием редкоземельной иттриевой группы. Наиболее интенсивными линиями Dy^{3+} куб. с $J\lambda_{576} = 150-300$ усл. ед.

характеризуется светло-фиолетовый и бесцветный флюорит из гнезд, прожилок, из цемента брекчий, вероятно, относящийся к более поздним разностям. Для темно-фиолетового флюорита, термически обесцвеченного флюорита, для флюорита, ассоциирующего с пиритом и сфалеритом (т.е. для более раннего), характерны относительно низкие значения $J\lambda_{576}$ (Dy^{3+} куб.) - менее 75 усл. ед.

Промежуточной интенсивностью характеризуется флюорит переходного типа - от фиолетового к светло-фиолетовому и бесцветному, хотя эта цветовая зависимость искажается несколько поздним изменением окраски (обесцвечиванием). В общем можно предполагать увеличение содержания TR от раннего флюорита к позднему.

Флюорит всех других районов относится ко второму, „нередкоземельному“ типу, хотя в отдельных пробах наблюдается присутствие незначительных количеств редких земель, фиксируемых линиями $\lambda = 576$ нм слабой интенсивности. Например, в Южно-воземельском районе эта линия с $J = 30$ усл. ед. зафиксирована в спектре одного из 12 изученных образцов (Циволькинскре проявление), в Южнопайхойском районе - в спектре флюорита из месторождения Раздельного ($J = 70$ усл. ед.), в районе Карских Ворот - в спектре одного из образцов из окрестностей Болванского Носа ($J = 150$). Это, однако, единичные образцы среди основной массы „нередкоземельных“.

Очень важное генетикоинформационное значение имеют включения во флюорите. Их изучение позволяет получить интересные данные о термодинамических условиях кристаллизации флюорита и характере метаморфизма его монокристаллов и агрегатов. Вещественно-морфологические особенности включений специфичны для флюорита каждого типа флюоритовых месторождений.

Кристаллы и монокристалльные зерна флюорита из месторождений Амдерминского района характеризуются обилием однофазовых и многофазовых включений, относящихся к различным генетическим группам и испытавших глубокие преобразования в результате термо- и динамометаморфизма. В целом для района можно выделить по крайней мере шесть типов включений, причем в отдельных кристаллах представлены от двух до четырех типов включений. Основная масса включений - вторичные; первичные включения, как правило, метаморфизованы и разгерметизированы. Особенно сильно метаморфизован флюорит из северной части района. Включения либо двухфазовые газовой-жидкой, иногда с ксеноморфной твердой фазой, либо однофазовые водные. Встречается черный или темно-коричневый битум. Сохранившиеся сингенетические включения встречаются очень редко, тем не менее изучение включений дает определенную генетическую информацию, важную для понимания генезиса месторождений. В частности, устанавливается заметное различие в условиях кристаллизации флюорита в северных и южных частях района. Температуры гомогенизации неразгерметизированных первичных включений, отражающие температуру кристаллизации флюорита, в северной части района, на собственно Амдерминском месторождении (гряды 1, 2, 3), варьируют от 152 до 179°C. Первичные включения во флюоритах из южной части района (гряды 5 и Беляева) имеют более низкие температуры гомогенизации - 138-156°C. Среди вторичных включений встречаются семейства включений с более высокими, чем у первичных, температурами гомогенизации (195-240°C), что свидетельствует о наложении более поздних высокотемпературных процессов минералообразования.

Флюорит из месторождений Южновоземельского района отличается большим количеством и исключительным разнообразием

типов включений и довольно хорошей их сохранностью, низкой степенью метаморфизма. Выделяется до восьми типов включений.

Полости ранних включений имеют обычно форму негативных кристаллов. Содержимое включений - от газового до жидкого, довольно много газовой-жидких включений. Температура гомогенизации сингенетических газовой-жидких включений во флюорите проявления губы Черной 140-160°C, Раковского - 175-215°C. Рост кристаллов проходил в условиях относительно постоянной температуры. Имеются данные о значительном повышении температуры растворов после кристаллизации флюорита [178], вызвавшем частичное или полное растворение кристаллов и кристаллизацию мелкокристаллического флюорита.

Во флюорите Южнопайхойского района включения представлены четырьмя-пятью типами. Температура гомогенизации сингенетических включений в кристаллах флюорита повышается с приближением к зоне полиметаллических месторождений от кальцит-флюоритового к сульфидно-флюоритовому типу (мыс. Чайка - 168-175°C; р-н Белого Носа - 240-250°C; Раздельное - 250-265°C), в этом же направлении усиливается термометаморфизм включений. Включения во флюорите Буреданского месторождения близки по типам с флюоритом мыса Чайка. Сингенетические включения гомогенизируются в пределах 156-160°C, в целом же интервал гомогенизации очень широк - от 84 до 265°C. Характерной особенностью состава включений во флюоритах этого района является присутствие битуминозного вещества.

В Северопайхойском районе флюорит содержит четыре-шесть типов преимущественно вторичных включений. В ранних включениях, как правило, содержится углекислота вместе с темной битумной жидкостью. Термальный метаморфизм нехарактерен. Температура гомогенизации первичных газовой-жидких включений, соответствующие температурам кристаллизации флюорита, обычно ниже или около 200°C (178-186°C имеют 80% включений: 178-180°C - на р. Песчаной, 195-208°C - на р. Каре). Для флюоритопроявлений района Путью и ее правого притока руч. Верхнего характерны более высокотемпературные условия кристаллизации со значительным падением температуры, примерно от 240 до 206-210°C от начальных стадий роста кристаллов к последним. Широкий температурный интервал кристаллизации (170-230°C) установлен и для флюорита из проявления на р. Каре.

Результаты комплексных физических и химических исследований флюорита свидетельствуют о сравнительно высокой степени чистоты этого минерала во всех районах, что позволило рекомендовать его как сырье для получения высококачественных оптических монокристаллов и эффективно использовать в оптической промышленности [278]. Отчетливо устанавливается типоморфный состав примесей и типоморфизм физических свойств флюорита. Наиболее существенно отличается от всех других флюорит Амдерминского района. Его минералогические особен-

ности, специфический состав примесей, заметное обогащение редкими землями позволяют предполагать относительно более глубокий источник флюоритообразующих растворов и специфические условия кристаллизации флюорита. Глубинное заложение дизъюнктивных структур, контролирующих размещение флюоритового оруденения в Амдерминском районе, подтверждается и геохимическими данными, в частности особенностями распределения ртути [272]. Данные о включениях в кристаллах флюорита раскрывают определенные различия в условиях формирования флюоритовой минерализации разных флюоритоносных районов провинции, показывают направленность изменения термодинамических условий в пространстве и времени.

В использовании флюорита как индикатора условий минералообразования в условиях провинции наиболее информативными являются данные о люминесценции, термолюминесценции и особенно рентгенолюминесценции, а также данные о полифазовых включениях в кристаллах.

К в а р ц

Кварц является наиболее распространенным минералом, входящим в состав всех минеральных комплексов. В качестве главного нерудного минерала он присутствует во всех месторождениях и рудопрооявлениях. Кроме того, он формирует жильные поля в зонах дробления, в зонах региональных и локальных разломов. Такое полигенное распространение кварца и высокая чувствительность его конституции и свойств к изменению условий минералообразования выдвигают кварц как весьма перспективный объект генетикоинформационного анализа. К сожалению, изучен он довольно слабо.

С целью установления возможности использования этого минерала как индикатора гидротермального оруденения мы предприняли попытку изучить особенности состава и термолюминесценции кварца из различных жильных образований провинции. Количественным спектральным анализом по методике, предложенной В. Денненом [311] и усовершенствованной Г.Е. Юшковой, в мономинеральных фракциях эпигенетического кварца из пайхойских месторождений определялось содержание лития, алюминия, магния, железа, меди, марганца, кальция. Каждая проба анализировалась дважды, всего выполнено 56 количественных анализов. Параллельно проводился приближенно-количественный спектральный анализ на 35 элементов. Вайгачский и новоземельский кварц охарактеризованы только приближенно-количественным анализом (33 пробы).

Состав и содержание примесей в кварце, как показывают наши данные, не зависят ни от состава вмещающих эпигенетические прожилки пород, ни от их стратиграфического положения

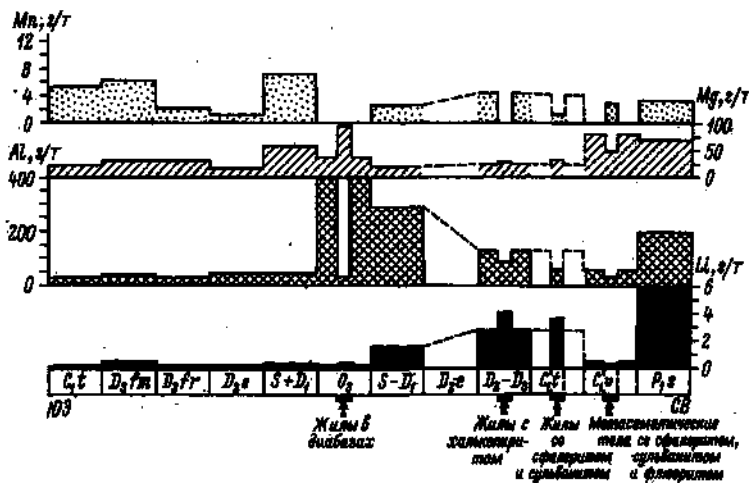


Рис. 81. Изменение состава кварца по поперечному профилю через Пайхойский антиклинорий.

(табл. 21). По профилю вкостр простираения Пайхойского антиклинория наблюдается закономерное изменение состава кварца, особенно содержания в нем Li и Al (рис. 81); на юго-западном крыле количество этих элементов устойчиво низкое, в осевой зоне и на северо-восточном крыле - неравномерное, но высокое. Именно северо-восточное крыло и характеризуется развитием согласных с простираем структуры зон халькопиритовой, халькопирит-сфалерит-сульванитовой и сфалерит-сульванит-флюоритовой минерализации. Если учесть, что между содержанием алюминия в кварце и температурой его кристаллизации существует прямая, если не функциональная, то статистическая, зависимость [311-312], можно рассматривать северо-восточное крыло как область развития наиболее высокотемпературных гидротермальных процессов, которыми и генерирована рудная минерализация. Кварц с таким содержанием Al, как на юго-западном крыле, по В. Деннену, образуется при температурах 100-170°C, подобный же кварц северо-восточного крыла - при 200-400°C. Данные по декрепитации рудных минералов из сульванит-сфалеритовых зон дают близкие температуры - 240-300°C [13].

Кварц из самих рудных зон отличается от безрудного кварца несколько повышенным содержанием лития, но пониженным алюминия. Рудные зоны фиксируются четкими провалами на профильных графиках концентрации алюминия. Состав рудных минералов не находит отражения в составе ассоциирующего с ними кварца, если мы оперируем только данными количественного анализа, но если расширить комплекс анализируемых элементов

Состав примесей в кварце из жил, залегающих в различных породах Пейхойского антиклинария (данные количественного спектрального анализа)

Локалиты кварца	Кол-во анализов	Содержание элементов, г/т							
		Li	Al	Mg	Fe	Cu	Mn	Ca	
Кварц из прожилков в песчаных P_1S , северо-восточное крыло	2	6.2	185 140-250	70 60-80	80 46-115	Нет	Нет	3.5 2.5-4.4	35
Кварц из прожилков в известняках C_1V , там же	2	0.25	56 50-62	80 46-90	Нет	1.2	Нет	Нет	65 60-70
Кварц из прожилков в сланцах C_1t , юго-западное крыло	2	0.1	30 23-37	20 11-26	28 25-32	1.0	5.6 2.3-9.0	250	
Кварц из прожилков в известняках D_3fn , там же	10	0.4 0.1-1	31 21-75	29 14-48	36 Сл.-85	1.0 1-1.4	6.3	320	
Кварц из прожилков в известняках и сланцах D_3gr , там же	4	0.2	28 22-39	30 16-50	Нет	1.2 1-1.8	1.9 Сл.-5.0	65	
Кварц из прожилков в песчаных D_3e , там же	2	0.2	38 15-16	15.5	*	1.1 1.1-1.2	Нет	Нет	
Кварц из прожилков в известняках и сланцах $D_2 + D_3$, северо-восточное крыло	10	2.7	130 32-270	23 9-34	*	1.0	4.2	52	

4	0.25 0.2-0.3	40 32-44	67 57-75	60 40-75	1.2	7.5 4-10	1%
2	1.50	285	37	26	1.0	2.6	0.5%
4	0.1	415 31-800	33.5 20-52	7.0 Сл.-28	1.0	Нет	112 60-210
4	0.22	33 28-37	47 25-100	Нет	1.1 1.0-1.4	3.0	195
6	3.6 0.2-7.0	56 27-110	33 11-60	"	1.0	1.1	290
2	4.0	82 65-100	25.5 23-28	23	1.0	Нет	Нет
2	0.3	29 27-32	95 48-100	66 62-70	1.05 1-1.2	"	30

Примечание. Верхняя строка - среднее содержание, нижняя - пределы колебаний. В большинстве локальных кварца встречается W, в некоторых - эпизодически Sr и Ba.

(будем использовать данные приближенно-количественного анализа), то выявится ряд дополнительных различий.

Наиболее отчетливо в составе кварца отражается ассоциирующая с ним медная (халькопиритовая) минерализация. Независимо от того, с каким типом медного оруденения мы имеем дело, кварц рудных жил от кварца безрудных отличается устойчиво повышенным в 2-3 раза (а то и выше) содержанием меди, в нем обычно несколько выше содержание серебра. Рудные поля Соболевского, Седовского и других северовайгачских месторождений довольно хорошо выделяются по содержанию меди в жильном кварце.

Сфалерит-галенитовая минерализация в составе кварца отражается менее четко. Кварц из месторождений с небогатым оруденением по комплексу микропримесей не отличается от безрудного кварца и только в особенно богатых телах (например, гора Цинковая) „рудный“ кварц характеризуется относительно высоким (0.00n%) содержанием цинка и присутствием свинца.

Кварц Амдерминского флюоритового месторождения отличается от кварца пустых жил этого же района несколько повышенным содержанием серебра, присутствием свинца (0.002%), стронция (0.05%) и бария (0.05%).

Намечаются определенные различия в термолюминесценции кварца. Кварц в естественном (не облученном) виде, как правило, не люминесцирует при нагревании. Только на кривых термолюминесценции некоторых разновидностей кварца из прожилков альпийского типа отмечаются слабо выраженные максимумы термовысвечивания. У кварца из кварц-кальцит-актинолитовых прожилков в диабазовых районах Амдермы слабый максимум термовысвечивания соответствует температуре 150°C, у кварца из прожилков в девонских песчаниках Новой Земли - 210-270°C. После гамма-облучения с дозой около 25-30 Мрад почти все образцы кварца становятся термолюминесцирующими, причем характер термолюминесценции типоморфен.

Кварц из месторождений кварц-халькопиритовой формации (Соболевское, Седовское, Утиное и др.) после облучения приобретает два отчетливо выраженных максимума термовысвечивания - при 125-130 и 230-250°C. Отмечается некоторая разница в кривых термолюминесценции „рудного“, парагенетически ассоциирующего с сульфидами, и „нерудного“ кварца. На кривых „рудного“ кварца оба максимума умеренно интенсивны (30-50 усл. ед.) и примерно одинаковы. „Безрудный“ кварц отличается очень высокой интенсивностью термолюминесценции, обычно превышающей 100 усл. ед., причем высокотемпературный максимум более резкий (150-170 усл. ед.), чем низкотемпературный (90-120 усл. ед.). Нередко появляется дополнительный среднетемпературный максимум свечения (150-160°C).

Облученный жильный кварц из сфалеритовых проявлений (гора Цинковая) имеет чуть заметный максимум термовысвечивания при 160°C и слабо выраженный при 220°C.

Кварц из прожилков в метаморфизованных слайдах PR3 даже после облучения не светится или имеет чуть заметное свечение в области 150°C. В то же время кварц из прожилков в диабазах, залегающих в этих сланцах, имеет на кривых термолюминесценции не очень большие, но хорошо заметные максимумы при 140, 200 и 250°C.

Жильный кварц из прожилков альпийского типа в палеозойских терригенных породах после облучения приобретает один резко выраженный высокотемпературный максимум свечения (250-270°C), в некоторых случаях со слабо заметным среднетемпературным максимумом (150-175°C). Этот второй дополнительный максимум появляется только на кривых кварца из прожилков в относительно древних отложениях; кварц же из пермских аргиллитов характеризуется только высокотемпературным (270°C) очень интенсивным (800 усл. ед.) свечением.

Очевидно, специфические особенности наведенной термолюминесценции генетически различного кварца связаны с его составом, но определенных данных пока нет.

Кварц, как показывают приведенные выше материалы, является удобным объектом типоморфического анализа. Его состав, почти не зависящий от состава вмещающих пород, отражает химические особенности состава минералообразующих растворов и термодинамические условия кристаллизации. Данные о его составе могут оказаться полезными при выделении региональных зон минерализации, а также при поисках рудных месторождений, особенно медных. Поэтому довольно перспективным методом топоминералогических исследований в рассматриваемом регионе может оказаться кварцметрия.

К а л ь ц и т

Эпигенетический кальцит распространен в пределах Пайхойско-Южновоземельской провинции еще более широко, чем кварц, он легко выделяется в виде монофракций, легко диагностируется, поэтому выяснение его индикаторных особенностей не только очень интересно, но и важно с практической точки зрения. Нами изучались морфология, состав, термолюминесценция и изотопный состав кальцита из различных месторождений провинции.

Морфологические особенности кристаллов кальцита можно проиллюстрировать на примере кальцита с Южного острова Новой Земли, изученного наиболее детально. Кристаллы измерялись с по-

Таблица 22

Результаты гониометрических измерений
кристаллов кальцита

Простые формы	Символы	Сферические координаты		Расчетные координаты	
		$\varphi_{\text{ср}}$	$\rho_{\text{ср}}$	φ	ρ
a	$11\bar{2}0$	$0^{\circ}00'$	$80^{\circ}00'$	$0^{\circ}00'$	$90^{\circ}00'$
b	$10\bar{1}0$	$30\ 00$	$89\ 58$	$30\ 00$	$90\ 00$
p^{\cdot}	$10\bar{1}1$	$30^{\circ}02'$	$44^{\circ}38'$	$30^{\circ}00'$	$44^{\circ}36'$
m^{\cdot}	$40\bar{4}1$	$30\ 00$	$75\ 44$	$30\ 00$	$75\ 47$
+R l^{\cdot}	$30\bar{3}1$	$30\ 01$	$70\ 32$	$30\ 00$	$71\ 20$
r^{\cdot}	$10^{\circ}0'10^{\circ}1$	$30\ 00$	$84\ 00$	$30\ 00$	$84\ 12$
ψ^{\cdot}	$17^{\circ}0'17^{\circ}1$	$30\ 00$	$86\ 30$	$30\ 00$	$86\ 36$
σ^{\cdot}	$01\bar{1}2$	$-30^{\circ}04'$	$26^{\circ}20'$	$-30^{\circ}00'$	$26^{\circ}15'$
x^{\cdot}	$01\bar{1}1$	$-30\ 00$	$44\ 30$	$-30\ 00$	$44\ 38$
-R φ^{\cdot}	$02\bar{2}1$	$-30\ 06$	$63\ 10$	$-30\ 00$	$63\ 07$
γ^{\cdot}	$03\bar{3}1$	$-30\ 00$	$70\ 56$	$-30\ 00$	$71\ 20$
$t^{\cdot}?$	$0^{\circ}16'16^{\circ}1$	$-30\ 00$	$88\ 16$	$-30\ 00$	$86\ 22$
$t:$	$21\bar{3}4$	$10^{\circ}46'$	$33^{\circ}42'$	$10^{\circ}53'$	$33^{\circ}07'$
+S $k:$	$21\bar{3}1$	$10\ 44$	$69\ 00$	$10\ 53$	$69\ 02$
$w:$	$31\bar{4}5$	$15\ 52$	$34\ 56$	$16\ 06$	$35\ 25$
-S $f:$	$19\bar{4}1$	$-15^{\circ}55'$	$74^{\circ}48'$	$-16^{\circ}06'$	$74^{\circ}18'$

мощью гониометра ZRG-3 В.М. Складневой. Поскольку на большинстве кристаллов грани несут глубокие следы природного травления и дают неудовлетворительные световые рефлексы, на них предварительно наклеивались мелкие осколки предметных стекол. Этим объясняется заметный разброс в значениях координат φ и ρ . Исследование скульптуры граней проводилось на универсальном микроскопе MeF-2.

Кристаллы кальцита имеют размер от нескольких миллиметров до 50–70 мм. Они образованы различными комбинациями простых форм, перечисленных в табл. 22, где даны и их координаты. По особенностям облика, габитусам и комбинациям простых форм можно выделять пять главных типов кристаллов (рис. 82).

Рис. 82. Морфологические типы кристаллов кальцита.

Морфологический тип	Комбинации форм и облик кристаллов				
I					
II					
III					
IV					
V					

Тип I - призматические кристаллы удлиненного или изометричного облика (рис. 83). Габитусными гранями на них являются грани призмы $\{10\bar{1}0\}$ и ромбоэдра $\{01\bar{1}2\}$; иногда фиксируются слабо развитые грани призмы $\{11\bar{2}0\}$ положительного скаленоэдра $\{21\bar{3}1\}$ и отрицательного $\{1\bar{3}41\}$. Грани приемы несут отчетливые следы природного травления, покрыты „елочной“ штриховкой или скульптурой напояющихся друг на друга слоев роста (рис. 84, а, б).

Тип II - плоскоромбоэдрические кристаллы характеризуются той же, что и в предыдущем типе, комбинацией простых форм $\{01\bar{1}2\}$, $\{10\bar{1}0\}$, $\{21\bar{3}1\}$, $\{40\bar{4}1\}$, но габитусными являются только грани тупого ромбоэдра $\{01\bar{1}2\}$, поэтому кристаллы уплощены и имеют чечевицеобразный вид (рис. 83, б). Поверхность отрицательного ромбоэдра $\{01\bar{1}2\}$ обычно матовая, как бы изъеденная, со следами растворения, иногда покрыта штриховкой, перпендикулярной ребру $(0112) : (1010)$ (рис. 84, в).

Тип III - скаленоэдрические кристаллы (рис. 83, в, г) несут габитусный скаленоэдр k : $\{21\bar{3}1\}$. Призма b $\{10\bar{1}0\}$ фиксируется на всех кристаллах, но размер ее граней чаще всего невелик. Головки кристаллов затуплены неравномерно развитыми ромбоэдрами σ $\{01\bar{1}2\}$ или ρ $\{10\bar{1}1\}$, а также их комбинациями. Грани скаленоэдра t : $\{21\bar{3}4\}$ встречены приблизительно у 15% изученных кристаллов. Изредка встречаются небольшие грани форм m : $\{40\bar{4}1\}$ и Φ : $\{1\bar{3}41\}$. Грани скаленоэдра k : $\{21\bar{3}1\}$, как правило, покрыты штриховкой, параллельной ребру $(21\bar{3}1) : (32\bar{5}1)$, часто на них развиты неровности, появляются следы растворения. Иногда грани k : $\{21\bar{3}1\}$ удлинены и имеют ребристый рельеф, обусловленный полисинтетической комбинацией форм k : ρ : N :. Грани ромбоэдров m и Ψ : всегда зеркальны, блестящие, дают хорошие световые рефлексы. Скульптурный рисунок на призме b $\{10\bar{1}0\}$ образован штриховкой или конусообразными вихрями. В друзьях скаленоэдрические кристаллы часто нарастают на ромбоэдрические и являются более поздними по сравнению с ними.

Тип IV - ромбоэдрические кристаллы образованы гранями либо отрицательных ромбоэдров Γ : $\{03\bar{3}1\}$ и φ : $\{02\bar{2}1\}$, либо положительного ромбоэдра ρ : $\{10\bar{1}0\}$ (рис. 83, б). Грани форм r : $\{10'0'1\bar{0}'1\}$ и l : $\{30\bar{3}1\}$ невелики по размерам, развиты неравномерно и встречены только на нескольких образцах. Грани кристаллов этого типа часто выдужены, матовые, ребра закруглены, головки расщеплены (рис. 84, г). Скульптура граней формируется конусовидными вихрями (рис. 84, д).

Тип У - кристаллы сложной формы морфологически очень разнообразны (рис. 83, е) и представлены обычно следующими комбинациями:

$$b \{10\bar{1}0\} + t: \{21\bar{3}4\} + k: \{21\bar{3}1\} + \Psi: \{13\bar{4}1\},$$

$$b \{10\bar{1}0\} + t: \{21\bar{3}4\} + k: \{21\bar{3}1\} + \varphi \{02\bar{2}1\},$$

$$\Phi^* \{17^{\circ} 0' \bar{1}7' 1\} + \omega \{31\bar{4}5\} + k: \{21\bar{3}1\},$$

$$k: \{21\bar{3}1\} + t \{21\bar{3}4\} + m \{40\bar{4}1\} + \{0^{\circ} 16' 16' 1\} + \varphi \{02\bar{2}1\},$$

$$b \{10\bar{1}0\} + \sigma \{01\bar{1}2\} + \varphi \{02\bar{2}1\} + H^* \{01\bar{1}1\}.$$

Грани скаленоэдра $t: \{21\bar{3}4\}$ обычно покрыты штриховкой. Другие типы скульптур на гранях $b \{10\bar{1}0\}$ и $\Phi^* \{17^{\circ} 0' \bar{1}7' 1\}$ показаны на рис. 84, д, е.

В новоземельских месторождениях очень часто встречаются сильно расщепленные кристаллы кальцита, определить форму которых практически невозможно. Кроме того, наблюдаются кривогранные кристаллы, которые, судя по широким сильно размазанным сигналам, относятся к типу У (последний рисунок в ряду комбинаций на рис. 82).

Наиболее крупные кристаллы кальцита встречаются в месторождениях двух типов - в зонах антраксолитизации в визейских известняках и в контактовых зонах диабазовых тел в породах любого состава, но чаще в терригенно-карбонатных. В зонах антраксолитизации встречаются довольно большие (до 0.5 м) пустоты, стенки которых покрыты крупными (7-10 мм) скаленоэдрическими кристаллами кальцита (тип III). Реже встречаются кристаллы ромбоэдрического (IV) или сложного (У) типа. Кристаллы прозрачные, на гранях несут резкие следы природного травления. Такие пустоты с кальцитом встречены, например, на мысе Соколова. В районе пос. Рогачево зоны кальцитизации в известняках рассечены более поздними полуоткрытыми трещинами, стенки которых покрыты друзами длиннопризматических прозрачных кристаллов кальцита (тип I). Размер их по длинной оси до 80 мм, толщина около 10 мм.

Второй тип кальцитовой минерализации связан с девонскими базальтами. В самих диабазовых и вмещающих их породах встречается большое количество кальцитовых жил, центральные полости в которых покрыты щетками остроромбоэдрических, плоскоромбоэдрических и призматических кристаллов размером 50-70 мм, в некоторых случаях до 250 мм.

С о с т а в к а л ь ц и т а . Приближенно-количественным спектральным анализом было изучено более 300 проб кальцита. В отличие от кварца в составе кальцита, характеризующегося

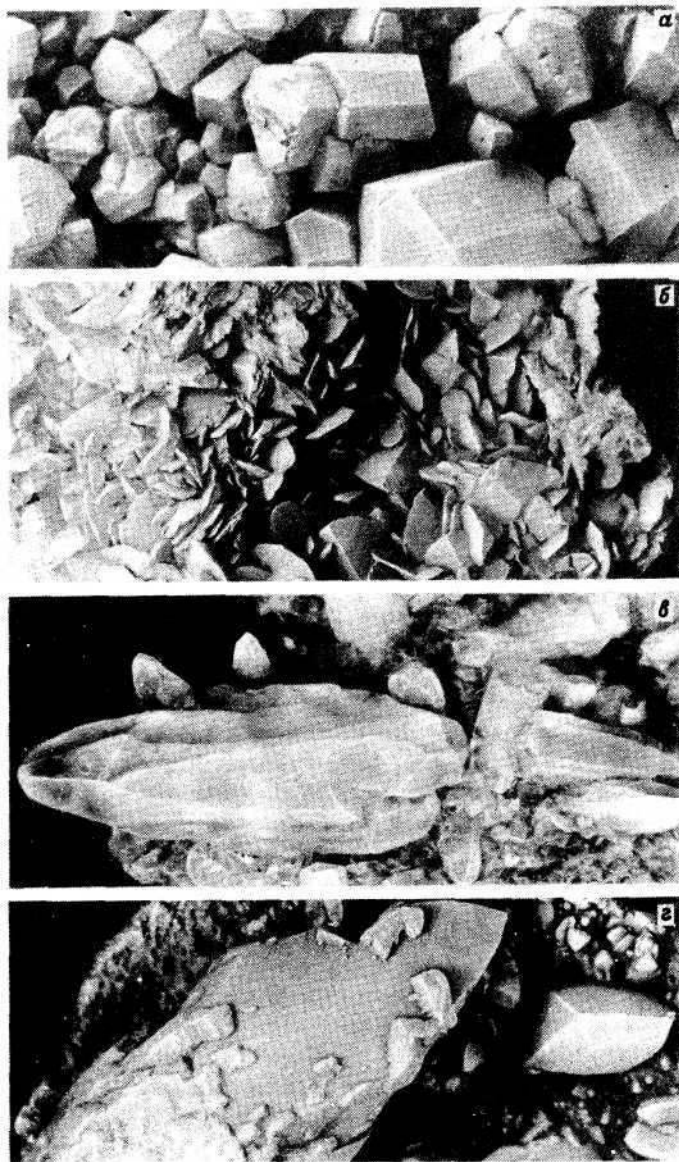


Рис. 83. Кристаллы кальцита.

а - призматические кристаллы, увел. 2, губа Черная, обн. 15368;
 б - плоскоромбоэдрические кристаллы, натур. вел., губа Черная,
 обн. 15236; в - скаленоэдрические кристаллы, увел. 2, о-в Ме-
 душарский, обн. 15153; г - скаленоэдрический кристалл с глу-
 боко протравленными гранями, увел. 2, бухта Северная,

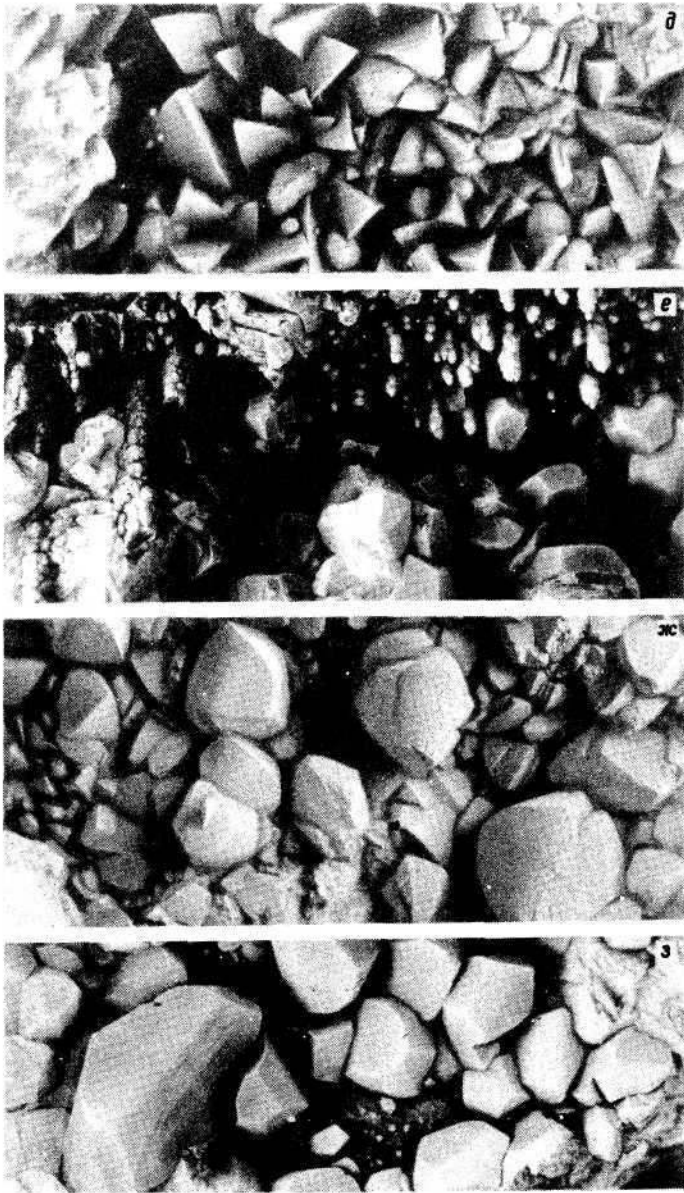


Рис. 83 (продолжение).

обн. 15274; д - ромбоэдрические кристаллы, увел. 3, мыс Соколова, обн. 15005; е - кристаллы сложной формы и сталактиты пирита, увел. 2, мыс Соколова, обн. 15006; ж - кривогранные кристаллы, увел. 2, зал. Рогачева, обн. 15060; з - то же, о-в Междушарский.

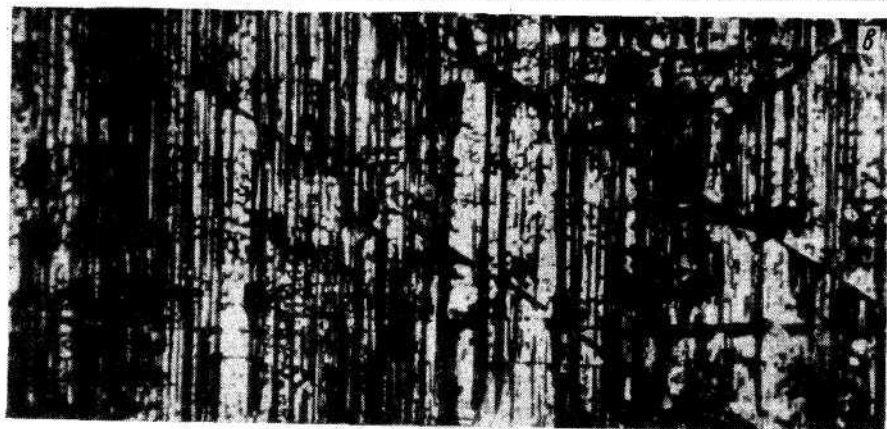
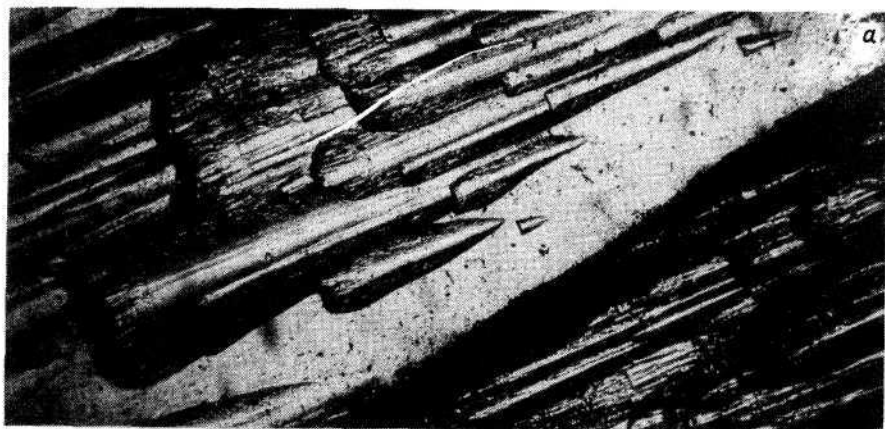


Рис. 84. Типы скульптур на гранях кристаллов кальцита.

а - конусовидные вицинали, призматический кристалл, грань $(10\bar{1}0)$, мыс Соколова, обн. 150041; б - черепитчатые субиндивиды, призматический кристалл, грань $(10\bar{1}0)$, зал. Рогачева, обн. 15080; в - штриховка на гра-

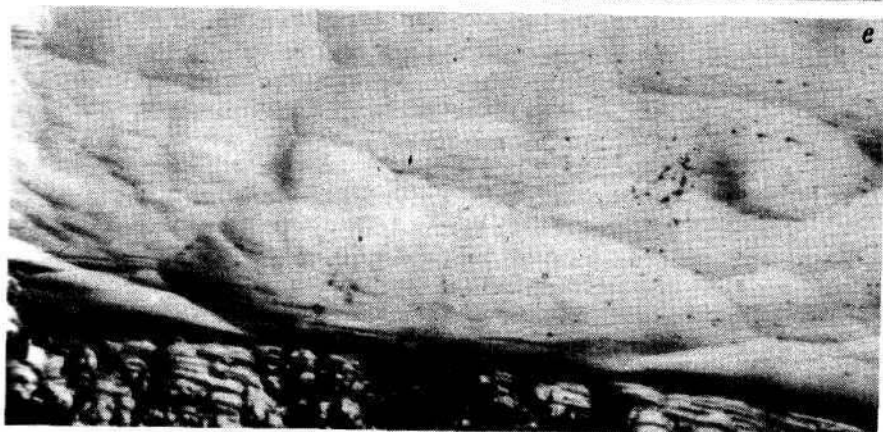
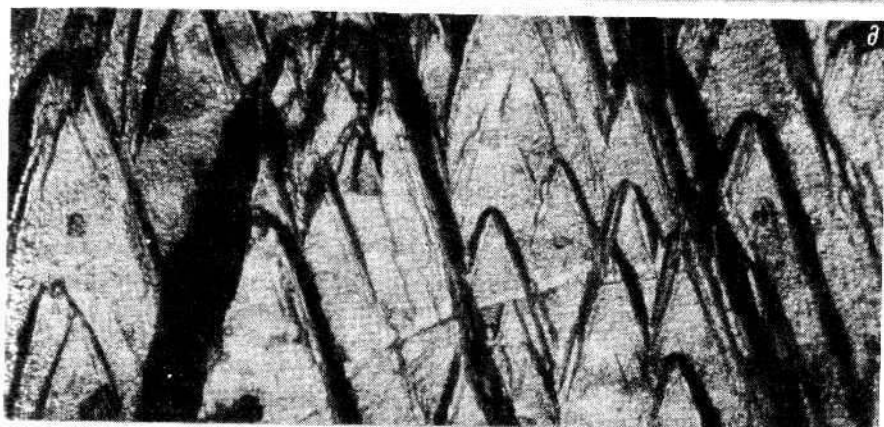
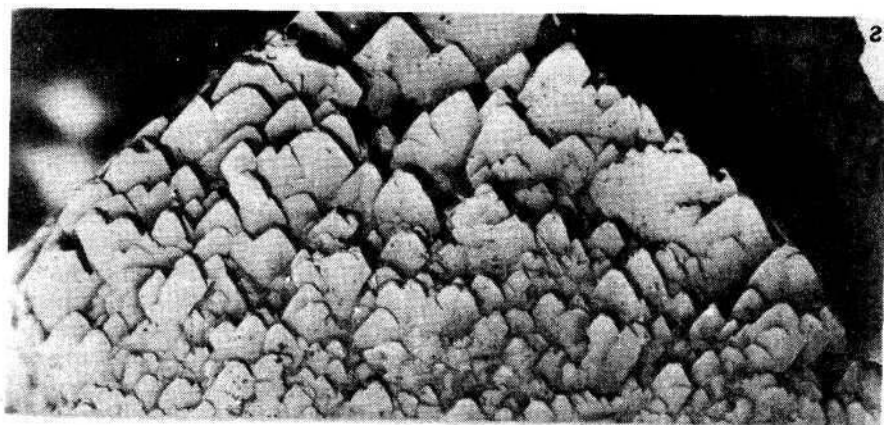


Рис. 84 (продолжение).

ни $(01\bar{1}2)$ плоскоромбэдрического кристалла, увел. 50, мыс Соколова, обн. 15028; г - расщепление головки скаленоэдрического кристалла, увел. 12; д - конусовидные вицинали, грань $(03\bar{3}1)$; е - скульптуры на грани (1010) , увел. 10.

более высокой изоморфной емкостью, наблюдается отчетливая зависимость от состава вмещающих пород, что отмечалось нами и ранее [262]. Например, эпигенетический кальцит из марганецсодержащих фаменских и франских сланцев содержит больше всего марганца, а кальцит из стронцийсодержащих визейских известняков характеризуется высоким содержанием стронция. Кальцит из магматических пород, в частности из жеод в ново-зёмельских базальтах, отличается относительно высоким содержанием скандия и присутствием висмута, молибдена, лантана, церия, циркония.

Кальцит из разновозрастных пород противоположных крыльев Пайхойской антиклинория по составу почти одинаков, на северо-восточном крыле в кальците девонско-каменноугольных отложений лишь несколько выше содержание стронция и бария. Только эти элементы в какой-то мере отражают зону высокотемпературного эпигенеза, отчетливо фиксирующуюся по кварцу (рис. 81).

Состав кальцита рудных зон заметно отличается от безрудного закономерным изменением содержания целого ряда элементов. В кальците халькопиритсодержащих жил в диабазах в отличие от кальцита безрудных жил, залегающих в этих породах, меньше Mn, но выше содержание Sr, появляются Si, Zn, Ag, Ga. Кальцит из зон жильной сульфанид-сфалеритовой минерализации в турнейских сланцах Пай-Хоя и из зон метасоматической сульфанид-сфалерит-флюоритовой минерализации характеризуется пониженным содержанием марганца, стронция, бария и повышенным меди, цинка; в нем появляются следы бериллия и кадмия. Снижение содержания Sr, Ba связано с выделением их в самостоятельные фазы (целестин и барит) в процессе гидротермальной дифференциации рудного вещества. Кальцит, ассоциирующий со сфалеритом и халькопиритом в полиметаллических рудопроявлениях Юшара, так же как и кальцит Амдерминского флюоритового месторождения, отличается от безрудного кальцита относительно высокой концентрацией Cu, Zn и низкой Sr, Ba. В амдерминском кальците, кроме того, присутствуют сурьма, свинец, висмут. В кальците из флюоритовых зон губы Черной и Саханихи присутствуют свинец и сурьма, для кальцита сфалеритсодержащих жил бухты Северной характерно высокое содержание цинка и кадмия, но низкое Mn, Sr, Ba. Кальцит в кварц-хлорит-эпидотовых прожилках, секущих содержащие самородную медь эпидозиты на п-ове Медном, содержит повышенные количества меди, галлий и олово. Кальцит северовайгачских медных месторождений отличается относительно высоким содержанием меди, а кальцит южновайгачских полиметаллических месторождений - присутствием цинка, свинца и повышенным содержанием серебра (в полиметаллических проявлениях кальцит более чувствителен к свинцу, чем к цинку).

Следовательно, во всех случаях в кальците рудных зон обнаруживается присутствие главных рудных элементов (Cu, Zn, Cd) и направленное уменьшение содержаний ряда элементов, изоморфных с Ca - Sr, Ba, Mn, что позволяет использовать состав кальцита для выделения перспективных участков в полях развития эпигенетической минерализации. В частности, по данным опробования кальцита, вызывает интерес зона перекристаллизации известняков на мысе Янго, которая может оказаться специализированной на Cu, Zn, Pb. Состав кальцита указывает на возможную перспективность и ряда других зон: губа Долгая - Pb; Лапин Нос - Cu; район горы Болванской - Pb, Zn; зона к северу от горы Медной - Bi и др.

Термолюминесценция кальцита. Различный термодинамический режим формирования и метаморфизма зон эпигенетической минерализации определяет различный характер термолюминесценции кальцита. Кривые термолюминесценции получены более чем для 300 проб кальцита из различных гидротермальных образований Пай-Хоя, Вайгача, Новой Земли, причем для большей части проб они записаны повторно после гамма-облучения на источнике Собо⁵⁰ с суммарной дозой $2 \cdot 10^6$ Р. Предварительного нагревания материала перед облучением не проводилось, так как при столь высоких дозах радиации термическая обработка образца не отражается на характере термолюминесценции.

Кальцит из миндалин в диабазах разного возраста, из связанных с диабазами кварц-кальцитовых и кварц-кальцит-актинолитовых прожилок обычно характеризуется довольно ярким свечением с максимумами 125-150 и 200°C без предварительного облучения. После гамма-облучения интенсивность термолюминесценции резко повышается, но максимумы остаются теми же, дополнительно появляется слабое свечение при 80-90°C.

Эпигенетический кальцит из жильных зон и зон метасоматической переработки позднепротерозойских и палеозойских пород, как правило, не термолюминесцирует. Такой кальцит содержит жильные зоны в верхнепротерозойских, ордовикских, пермских карбонатных и терригенных породах. Термолюминесценция восстанавливается после облучения, но обычно интенсивность ее невелика.

По-иному характеризуется кальцит из зон гидротермально-метасоматической переработки визейско-намурийских карбонатных пород, вмещающих целестин-барит-флюорит-сульванитовую минерализацию как на Пай-Хое, так и на Новой Земле. На кривых термолюминесценции этого кальцита отчетливо выделяются два резких, почти одинаковых по величине максимума термовысвечивания - 130-150 и 200-220°C. Интенсивность термолюминесценции заметно увеличивается от относительно раннего мелкокристаллического кальцита к позднему крупнокристаллическому. После гамма-облучения интенсивность термовысвечивания уси-

ливаются, появляется новый низкотемпературный максимум при 80°C , очень интенсивный, нередко значительно превышающий высокотемпературные максимумы.

Близкий характер термолюминесценции имеет кальцит из флюоритизированных зон в карбоне на севере Вайгача и Новой Земле (район Карских Ворот - р. Стаканяхако, мысы Стакан, Болванский Нос и Костяной). На кривых фиксируется либо два максимума $125-140$ и 175°C (первый всегда вдвое интенсивнее), либо один первый (низкотемпературный) максимум. После облучения эти максимумы становятся резче, при этом они немного (на $10-20^{\circ}\text{C}$) сдвигаются в высокотемпературную область.

Кальцит из Амдерминского флюоритового месторождения и его района не термолюминесцирует. Только самые поздние разности отличаются наличием на кривых чуть заметного максимума при $160-180^{\circ}\text{C}$. Облучение или совсем не восстанавливает термолюминесценцию, или генерирует очень слабое свечение при $120-140$ и 280°C .

С амдерминским кальцитом сходен кальцит и сфалерит-галенитовых проявлений руч. Водопадного, р. Крестовой и из кварц-кальцит-халькопирит-сфалеритовых жил Юшара.

Заметно различаются по характеру термолюминесценции кальцита халькопиритовые (Дыроватское поле) и халькопирит-халькозин-сфалеритовые (Янгояхинское поле) зоны минерализации на Вайгаче.

Кальцит из кварц-кальцит-халькопиритовых жил не люминесцирует при нагревании, правда, пострудный кальцит иногда имеет незначительное свечение при 130 и 180°C . После облучения восстанавливается свечение с максимумами $80-100$, $125-140$ и $190-225^{\circ}\text{C}$. Интенсивность свечения кальцита продуктивных (рудных) стадий немного ниже, чем безрудного кальцита.

Кальцит из рудных тел Янгояхинского поля имеет термолюминесценцию даже без облучения: максимумы $130-170$ и $180-225^{\circ}\text{C}$ выражены довольно четко. По интенсивности они или одинаковы, или первый выше. После облучения эти максимумы становятся очень резкими, в виде небольшой ступеньки на кривых фиксируется низкотемпературное свечение при $80-100^{\circ}\text{C}$.

Характер термолюминесценции кальцита в значительной степени определяется его составом и в первую очередь содержанием железа, являющегося гасителем. Сильная термолюминесценция характерна для кальцита с содержанием железа не выше тысячных долей процента. Если содержание железа повышается до сотых и десятых долей процента, то она заметно ослабляется или гасится, но восстанавливается после облучения. Для высокожелезистого кальцита, примесь железа в котором составляет более одного процента, термолюминесценция не характерна и не генерируется облучением.

Таким образом, по термолюминесценции кальцита, отражающей особенности его состава, уверенно выделяются зоны со

сфалерит-сульванит-флюоритовой минерализацией, которые, вероятно, нельзя синхронизировать с зонами халькопирит-сфалерит-флюоритовой минерализации (амдерминский тип). Эти зоны контрастно вырисовываются по своей интенсивной термолюминесценции на фоне более ранней нетермолюминесцирующей кальцитовой минерализации, термолюминесценция которой снята более поздним прогревом. По термолюминесценции кальцита также отчетливо выделяются зоны полиметаллической минерализации.

Данные о характере термолюминесценции кальцита позволяют вскрыть ряд общих минералогенетических закономерностей. По кальциту фиксируются по крайней мере два поздне-палеозойских периода термального метаморфизма. Первый из них относительно высокотемпературный, выше 200°C. В результате прогрева полностью снята термолюминесценция почти всех разновидностей кальцита, за исключением новообразованных. Поскольку этим прогревом захвачена и эпигенетическая кальцитовая-минерализация в пермских толщах, датировать данный период можно как послепермский. Второй период относительно низкотемпературный (более 80°C, но не выше 120°C). Его результатом является „снятие“ низкотемпературного пика на кривых термолюминесценции всех без исключения кальцитов, в том числе и кальцита, сформировавшегося в первый период метаморфизма. Второй период, очевидно, связан с завершающей достройкой современного структурного плана провинции в позднем мезозое.

Изотопный состав углерода в кальците. Для выяснения типоморфизма, генетикоинформационного содержания и поискового значения изотопного состава эндогенного углерода мы попытались исследовать кальциты некоторых гидротермальных и метаморфогенных месторождений Пай-Хоя. Для сравнения привлекался некоторый материал с Приполярного Урала. Было выполнено 165 масс-спектрометрических определений отношения изотопов $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$. Измерения выполнены Р.И. Стащиным на масс-спектрометре МИ-1305 двухлучевым методом с точностью $\pm 0.2\%$. Их результаты, выраженные коэффициентом $\delta^{13}\text{C}$, отражающим в процентах отклонение величины отношения $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ в исследуемом материале от чикагского стандарта PDB ($^{12}\text{C}/^{13}\text{C} = 88.99$, $\delta^{13}\text{C} = 0$), приведены на рис. 85.

Даже не анализируя причин, определяющих соотношение изотопов углерода в образцах изученных месторождений, можно отметить четкий типоморфизм кальцита по этому признаку. Однако мы не будем детально обсуждать вопросы типоморфизма изотопного состава кальцита из различных генетических типов его месторождений, поскольку это делалось нами в специальной статье [285]. Кроме того, из диаграммы на рис. 85 отчетливо видно, что каждый генетический тип месторождений характерен

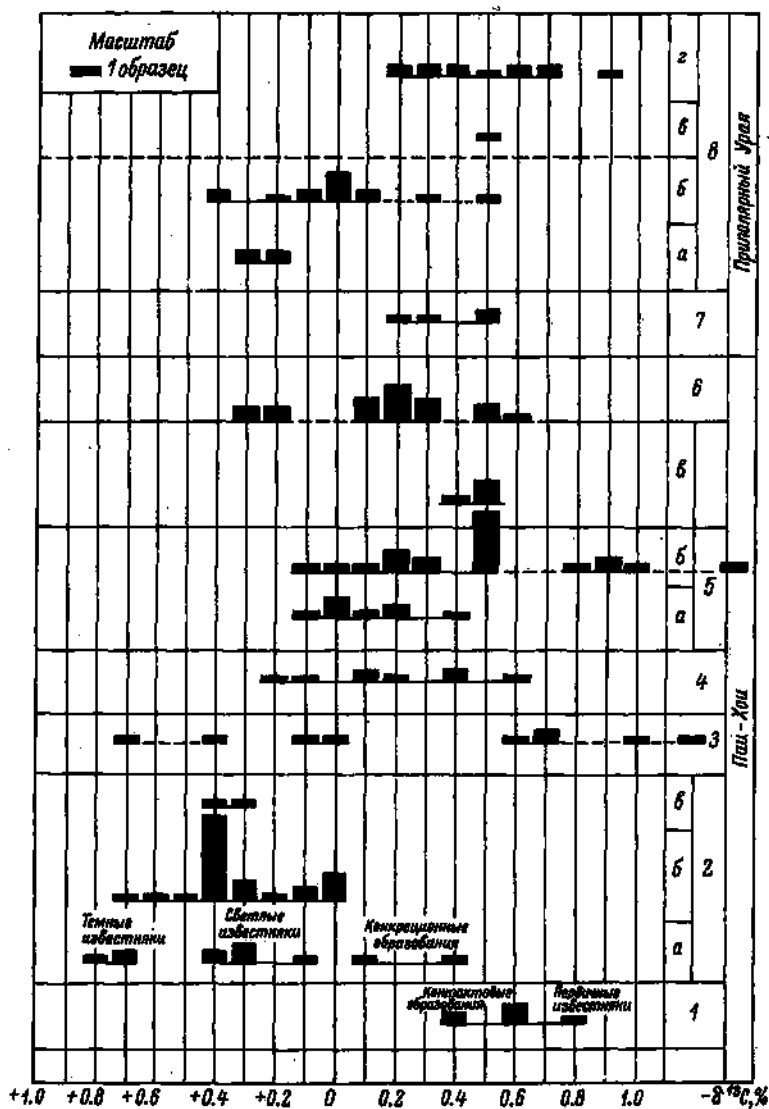


Рис. 85. Вариации соотношения изотопов ^{12}C и ^{13}C в кальцитах из гидротермальных месторождений Пай-Хоя и Приполярного Урала.

1 - кальцит из экзоконтактных зон диабазов; 2 - кальцит Амдермянского флюоритового месторождения (а - вмещающие известняки, б - кальцит, парагенный рудным минералам, в - амдермит); 3 - кальцит медных и медно-цинковых проявлений;

зается строго определенными границами вариаций $\delta^{13}\text{C}$, причем средние значения, вычисленные для различных типов, не перекрывают друг друга. Для некоторых типов месторождений пределы колебаний очень узкие (например, для Амдерминского флюоритового от +0.5 до +0.2% $\delta^{13}\text{C}$). Типоморфизм изотопного состава гидротермального кальцита наводит на мысль, что этот признак, после накопления и анализа данных по широкому кругу месторождений, может быть успешно использован в поисковых целях, так же как и изотопный состав экзогенного кальцита.

Определенной связи между средним изотопным составом углерода кальцита и температурой формирования месторождения на имеющемся материале не выявлено. Правда, в пределах отдельных месторождений наиболее поздние низкотемпературные генерации кальцита чаще содержат углерод с более низким содержанием тяжелого изотопа ^{13}C , чем ранние, но наблюдаются и обратные соотношения.

Почти во всех изученных нами объектах наблюдается вполне отчетливая зависимость изотопных соотношений углерода гидротермального (эпигенетического) кальцита от изотопного состава углерода вмещающих пород (рис. 85), указывающая на мобилизацию углеродсодержащего вещества последних в гидротермальных процессах. Но изотопный состав углерода материнских пород не наследуется в первоначальном виде гидротермальными кальцитами, а претерпевает существенные изменения.

В каждом конкретном месторождении эти изменения сводятся к одному из частных случаев общей закономерности: расширение пределов колебаний $\delta^{13}\text{C}$ по сравнению с углеродом вмещающих пород. Расширение пределов колебаний определяется двумя противоположными тенденциями: относительным обогащением одной части эпигенетического кальцита легким изотопом ^{12}C , другой части - тяжелым изотопом ^{13}C . Они отражают особенности изотопного равновесия между углеродными соотношениями гидротермальных растворов, вмещающих пород и кар-

4 - кальцит из жеод и жил в диабазах; 5 - кальцит из проявлений кварц-кальцит-целестин-барит-флюорит-сфалерит-сульфанитовой формации (а - исходные известняки; б - метасоматические сульфидсодержащие породы; в - рудные прожилки); б - кальцит из прожилок, секущих породы палеозойского разреза; 7 - кальцит Торговского вольфрам-молибден-висмутевого месторождения; 8 - кальцит из хрусталеносных кварцевых жил Приполярного Урала (а - вмещающие мраморы, б - жилы в мраморах, в - вмещающие сланцы, г - жилы в сланцах).

бонатов ранних генераций в различных условиях гидротермального минералообразования.

В тех месторождениях, в формировании которых значительная роль принадлежала перекристаллизации и перераспределению вещества вмещающих пород, достаточно отчетливо проявляются обе указанные тенденции. К таким месторождениям, например, относятся Амдерминское флюоритовое месторождение, хрустальные месторождения Приполярного Урала. Тенденция обогащения карбонатов легким изотопом ^{12}C характерна для месторождений, углерод которых в значительной степени привнесен или прошел длительную миграцию, например, для сульфанит-сфалеритовых проявлений Пай-Хоя, для Торговского вольфрам-молибден-висмутового месторождения на Урале и для ряда медно-цинковых рудопоявлений Югорского побережья. Направленное обогащение эпигенетических карбонатов только тяжелым изотопом ^{13}C наблюдается в экзоконтактовых скарноподобных зонах диабазов.

Попытаемся разобрать причины, которые в одних случаях определяют обогащение новообразованных карбонатов ^{12}C , в других - ^{13}C .

Генерация карбонатов, обогащенных легким изотопом ^{12}C , вероятнее всего, связана с подтоком в кристаллизующуюся систему двуокиси "легкого" углерода. При анализе наших данных уже подчеркивалось, что процесс гидротермальной перекристаллизации кальцита сопровождается закономерным сдвигом соотношения изотопов $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ в сторону обогащения ^{12}C . Это - общее явление. Ю.А. Богдасаров и др. [16], например, установили подобную же закономерность в карбонатах, развивающихся среди осадочно-метаморфических пород. Известно, что гидротермальные растворы содержат углеродные соединения с относительно легким углеродом (CO_2 горячих источников $-0.1 \div$

$\div -0.7 \delta^{13}\text{C}$, $\text{CH}_4 = -0.9 \div -2.7 \delta^{13}\text{C}$, HCO_3^- , поступающий за счет растворения карбонатов магматических пород, $-1.4 \div \div +3.7 \delta^{13}\text{C}$). В процессе перекристаллизации известняков воздействующие на них растворы насыщаются HCO_3^- с изотопным составом углерода, идентичным составу углерода известняков. В этих условиях может протекать целый ряд изотопобменных реакций и в первую очередь реакция между $\text{H}^{13}\text{CO}_3^-$ (раствор) и $^{12}\text{CO}_2$ (газ); $^{13}\text{CO}_2$ (газ) и $^{12}\text{CO}_3$ (раствор); $^{12}\text{CO}_2$ (газ) и $^{13}\text{CO}_2$ (раствор). Подобный обмен изотопов может

происходить между CO и CO_2 . Для изотопно-обменных реакций характерна поверхностная катализация на кварце и их ускорение в присутствии паров воды и водорода. Изотопный обмен развивается до наступления изотопного равновесия, вызывая понижение величины $\delta^{13}\text{C}$ бикарбонат-иона. Пересыщение растворов бикарбонат-ионом или сдвиг карбонатного равновесия приводят к кристаллизации карбонатов с соответственно облегченным изотопным составом углерода. Минералообразующий раствор, наоборот, обогащается тяжелым углеродом. Степень разделения изотопов по этой схеме в системе $\text{CaCO}_3\text{-CO}_2$ может достигнуть 1.1%, но в изученных нами месторождениях она не превышает 0.8%.

Причины генерации карбонатов, обогащенных тяжелым изотопом, менее ясны. Логично предположить, что обогащение ^{13}C может быть следствием кристаллизации кальцита из остаточного раствора, из которого по ранее приведенной схеме уже выкристаллизовался „облегченный“ карбонат и в нем фракционально накопились соединения тяжелого углерода.

На Амдерминском месторождении кальцит поздних „рудных“ генераций в ряде случаев тоже характеризуется наиболее высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$, подтверждая правильность такого предположения.

Возможен и другой путь накопления ^{13}C в эпигенетических кальцитах, а именно изотопный обмен между HCO_3^- и CO_2 в карбонатных растворах и CO_2 и CH_4 в газах, но идущий в обратном направлении, чем по первой схеме. Этот механизм, в частности, уже привлекался для объяснения происхождения аномально тяжелого углерода в диagenетических карбонатах миоценовых формаций Калифорнии и Орегона. Наблюдаемая степень разделения изотопов, не превышающая 0.2–0.4%, вполне может быть реализована до достижения изотопного равновесия. Возможная степень разделения около 0.7%. Обменный механизм обогащения термообразованных карбонатов тяжелым углеродом особенно интенсивно реализуется в более высокотемпературных условиях, когда переход углерода в раствор в виде CO_3 сопровождается термическим разложением карбоната до CO_2 (контактовые зоны диабазовых интрузивов). Обогащенный ^{13}C в результате изотопного обмена бикарбонат кристаллизуется в виде кальцита на ранних стадиях формирования эпигенетической минерализации, а двуокись углерода с легким изотопом ^{12}C или выносятся за пределы месторождений вместе с растворами или мобилизуется при кристаллизации позднего кальцита.

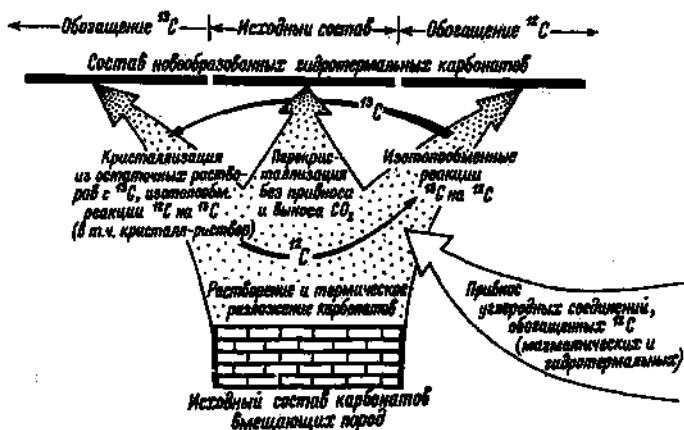


Рис. 86. Обобщенная схема изменения соотношения изотопов $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ в процессе формирования гидротермальных, гидротермально-метасоматических и метаморфических карбонатов.

На ряде месторождений, например Амдерминском, тяжелым углеродом ^{13}C заметно обогащается кальцит некоторых разновидностей вмещающих пород, сохраняющихся в виде реликтов в перекристаллизованной массе кальцита с легким углеродом. В генезисе подобных разновидностей главную роль играет поверхностный изотопный обмен между твердым карбонатом и $^{13}\text{CO}_2$ гидротермальной среды, обогащающейся в результате этого ^{12}C с накоплением в кристаллах ^{13}C . Для его реализации необходимы повышенные температуры, но, конечно, ниже температуры разложения карбонатов.

Если происходит перекристаллизация карбоната без заметного выноса и привноса CO_2 или других углеродных соединений, в продуктах кристаллизации сохраняется первоначальный изотопный состав углерода, неотличимый от состава углерода вмещающих пород.

Разобранные процессы и определяемое ими фракционирование изотопов углерода в обобщенном виде показаны на рис. 86. На отдельных месторождениях может реализовываться, как уже отмечалось, или вся схема в целом, или отдельные ее ветви. Основными факторами, управляющими разделением изотопов углерода, являются температура, интенсивность подтока и оттока углеродсодержащих соединений, величина и разность concentra-

ции различных изотопов в углероде всех соединений, участвующих в процессах минералообразования.

В заключение анализа типоморфизма кальцита следует еще раз подчеркнуть, что этот минерал является очень чутким индикатором условий минералообразования. Его изучение открывает широкие возможности для получения надежной генетической информации и решения вопросов поисково-прогнозной практики.

Породообразующие пироксены⁴

Для формационного расчленения магматических пород, установления их кристаллизационной эволюции и металлогенической специализации большое значение имеет изучение типоморфизма породообразующих минералов. В Пайхойско-Южноновоземельской провинции, характеризующейся развитием преимущественно основного магматизма, главными породообразующими минералами магматических комплексов являются пироксены. Их изучению посвящен ряд работ [69, 151, 153, 157, 211, 225 и др.].

Рассмотрим типоморфизм пироксенов на примере пироксенов из магматических образований центральнопайхойского комплекса. Резко преобладающими в них являются моноклинные пироксены. В некоторых разновидностях пород наряду с моноклинными пироксенами в значительных количествах содержатся ромбические.

При анализе типоморфизма пироксенов в качестве ведущего признака использовались оптические свойства пироксенов. На основании оптических свойств можно надежно судить о составе пироксенов, в то время как данные химических анализов не всегда объективны из-за значительных трудностей в получении незагрязненных фракций. Оптические константы гомогенных зерен пироксена, вырезанных из прозрачных шлифов, измерялись иммерсионным методом и на федоровском столике. Компонентный состав определялся по оптическим свойствам с помощью диаграммы Винчелла. Результаты сопоставлялись с контрольными химическими анализами, сходимость результатов удовлетворительная.

Данные о рассчитанном таким путем компонентном составе пироксенов из различных типов субинтрузивных тел графически изображены на диаграмме (рис. 87). Как видно из распределения фигуративных точек, различные типы тел характеризуются специфическими особенностями пироксенов.

⁴ При написании раздела использованы материалы Б.А. Осташенко.

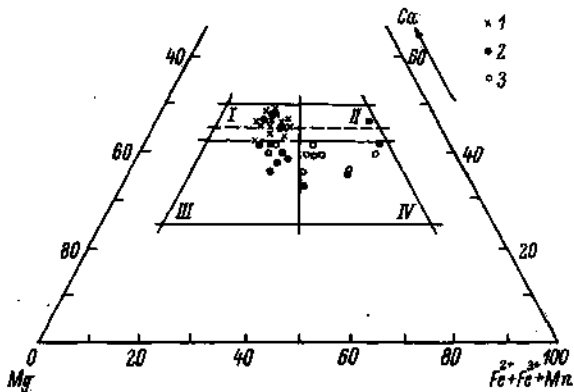


Рис. 87. Состав моноклиновых пироксенов.

1 - пироксен из кристаллизационно-дифференцированных тел; 2 - пироксен из гравитационно-дифференцированных тел; 3 - пироксен из сложнотифференцированных тел. I - поле салита; II - поле ферросалита; III - поле авгита; IV - поле ферроавгита.

В кристаллизационно-дифференцированных телах содержание пироксена варьирует от 69-77% (среднее 73%) в приконтактных частях тел до 12-54% (среднее 32%) в центральной части. Как правило, присутствует только моноклиновый пироксен, ромбический пироксен (бронзит 28-30% $FeSi$) лишь изредка фиксируется в виде единичных зерен.

Состав и свойства моноклиновых пироксенов варьируют в нешироких пределах: на диаграмме составов (рис. 87) фигуративные точки образуют довольно компактное поле, по составу соответствующее в основном салиту. Различные интрузивные тела несколько отличаются друг от друга по составу пироксенов: для тела Вэкаэс характерен авгит, для тел Гольцового и Малого - салит, для тела Зеленого - переходные разновидности от авгита к салиту. Намечается не очень резкое, но вполне отчетливое изменение состава пироксенов от контактов к центру, выражающееся в уменьшении магнезиальности и увеличении содержаний кальция и железа. Различия в содержании ферросалитового компонента в составе пироксенов края и центра тел составляют 3-8%.

В гравитационно-дифференцированных телах состав пироксенов подвержен весьма значительным колебаниям. Даже в объеме одного и того же интрузивного тела содержание ферросалитового компонента варьирует в пределах от 14 до 38%. Эти колебания связаны с зависимостью состава пироксенов от состава дифференциатов.

Во всех дифференциатах сосуществуют моноклинный и ромбический пироксены, но только в горизонте пикритовых диабазов. Содержание ромбического пироксена значительное (8-18%), в других же он встречается в виде единичных зерен. Содержание моноклинного пироксена меняется от 25 до 62%, причем максимальные содержания характерны для контактовых разностей.

В контактовых микродиабазовых моноклинный пироксен представлен ферроавгитом. В переходных зонах мелко- и среднекристаллических диабазов развит авгит, ферроавгит и ферросалит. Основную массу пикритовых диабазов составляет моноклинный пироксен состава от авгита до ферроавгита с содержанием волластонитового компонента от 36 до 42%. Состав ромбического пироксена варьирует от энстатита до гиперстена (общая железистость 8-34%). Среднекристаллические диоритоподобные диабазы содержат пироксен от салита до ферроавгита, в котором содержание ферросалитового компонента меняется мало. В крупно- и среднекристаллических габбро-диабазовых и диабаз-пегматитах моноклинный пироксен отвечает по составу салиту. Ромбический пироксен нацело замещен агрегатом актинолита и серпентина.

В целом для гравитационно-дифференцированных тел характерно увеличение содержания в пироксенах железистого и кальциевого компонентов и уменьшение содержания магнезиального компонента от относительно ранних дифференциатов к поздним. Разница по ферросалиту - 2-3%, по кальциевому компоненту - около 8%, по магнезиальному - около 5%.

В сложнотифференцированных телах состав пироксенов также колеблется в широких пределах, причем поле его составов имеет примерно те же границы, что и поле состава пироксенов из гравитационно-дифференцированных тел (рис. 87). Отмечается дифференциация по разностям пород. Так, в меланократовых диабазовых, вмещающих кобальт-медно-никелевую минерализацию, пироксены имеют состав ферроавгита и ферросалита. Пироксены наиболее поздних лейкократовых диабазов занимают поля авгита и салита. Этот факт подтверждает предположение о формировании сложнотифференцированных тел из разных порций магмы, заметно отличающихся по составу.

В контактовых кальцифирах и роговиках пироксен представлен салитом с содержанием геденбергитового компонента 18-58%. Пироксен роговиков, по данным В.И. Силаева [203], отличается наиболее высоким (40-58%) содержанием $\text{CaFe}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ по сравнению с 18-45% в пироксене кальцифира.

Общей закономерностью, которую можно вывести из приведенных выше данных, является увеличение железистости и известковистости пироксенов от ранних дифференциатов к поздним (независимо от типа дифференциации), параллельное увеличение содержания титана с уменьшением магнезиальности.

Следовательно, на основании данных об оптических свойствах и составе пироксенов можно судить о типе субинтрузивных тел, к которому относится исследуемая пироксеносодержащая порода, о положении этой породы в дифференциальном ряду и возможной ее рудоносности.

*

Таким образом, проведенный выше анализ типоморфизма и индикаторных свойств широкого круга рудных и нерудных минералов раскрывает целый ряд важных минералогенетических закономерностей, представляющих большой интерес для установления эволюции минералообразования в Пайхойско-Южноновоземельской провинции. Дальнейшие исследования в этом направлении представляются весьма перспективными. Ряд минералогических данных можно рассматривать в качестве индикаторов рудоносности, поэтому комплексное и массовое использование типоморфных и индикаторных особенностей минералов может служить основой одного из направлений минералогических поисковых методов.

Глава VI. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ И ИЗМЕНЕНИЯ СВОЙСТВ МИНЕРАЛОВ

При обсуждении в предыдущих главах вопросов распространения минеральных комплексов, ассоциаций и отдельных минералов, анализе пространственного распределения минералов (рис. 20, 33, 44, 46, 63, 64, 80, 76) и рассмотрении направленности изменения состава и свойств минералов в пространстве мы неоднократно обращали внимание на ряд весьма отчетливых топоминаралогических закономерностей, имеющих большое значение для установления эволюции минералообразования и различных прогнозов. Проблеме пространственного размещения минеральных ассоциаций был посвящен ряд наших работ.

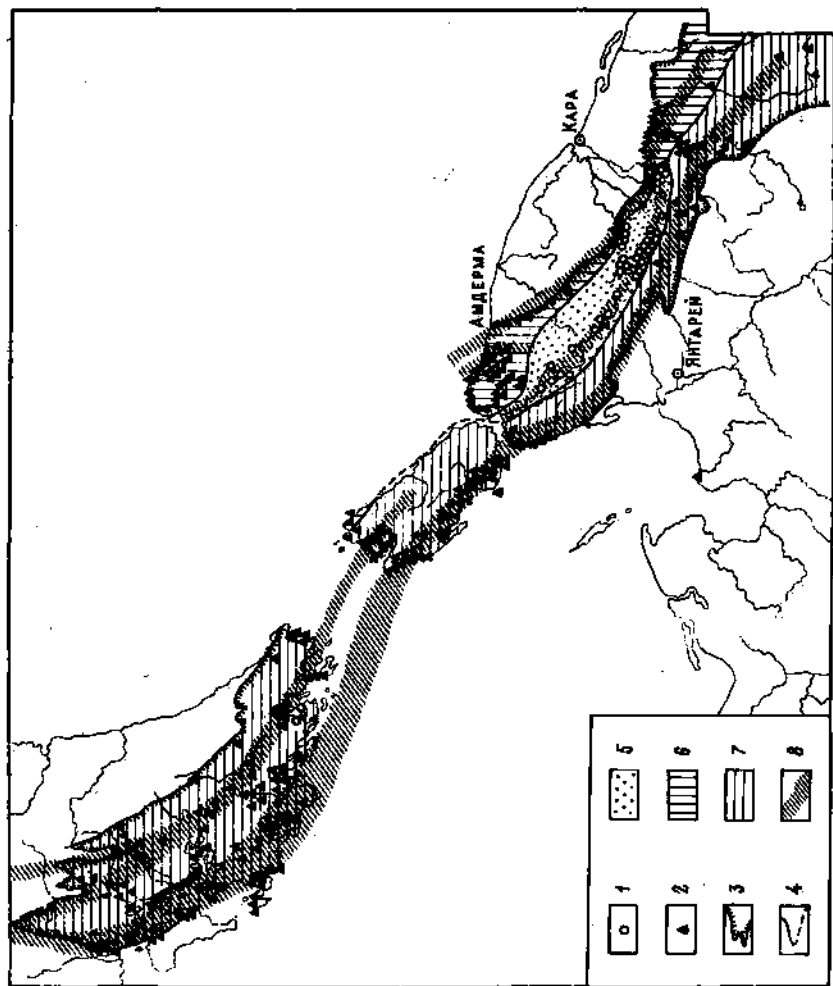
На концентрацию минеральных месторождений и проявлений в обособленных регионах, зонах, на специфику отдельных минералогенетических зон, обращали внимание и некоторые более ранние исследователи. Отражая эту неравномерность, П.В. Виттенбург [32], например, выделял на Вайгаче и **Пай-Хое** пять зон, которые он называл металлогеническими: 1) **свинцово-цинковая** (Вайгач, п-ов Раздельный - устье Талаты); 2) **цинковая** (Вайгач, Цинковый Нос - п-ов Лямчин); 3) **медноколчеданная** (Вайгач, Халмерью - п-ов Дыроватый); 4) **медно-цинковая** (северо-восточный Пай-Хой); 5) **железо-колчеданная** (р. Кара). Он делал попытку увязать эти зоны с зонами региональных тектонических нарушений. Позднейшие исследования хотя и не подтвердили строгое положение и границы рудных зон в том виде, в котором они были выделены П.В. Виттенбургом, но они полностью утвердили сам факт рудной зональности региона и позволили выделить в его пределах ряд обособленных территориальных минералогических элементов.

Главнейшие минералогические области
Пайхойско-Южноновоземельской
провинции

Обратимся вначале к самым общим закономерностям пространственного распределения минеральных комплексов. На рис. 88 нанесены основные минералопроявления магматического и гид-

Рис. 88. Минералогические области Пайхойско-Южно-новоземельской провинции.

1 - магматогенные минералообразования; 2 - гидротермальные минералообразования; 3 - границы Пайхойско-Южноновоземельской минералогической провинции; 4 - границы минералогических областей; 5 - Центральнопайхойская область; 6 - Вайгач-Северопайхойская область; 7 - Новоземельско-Южнопайхойская область; 8 - главные рудоконтролирующие глубинные разломы.



ротермального генезиса без различия их вещественного состава и формационного типа. Здесь отчетливо вырисовывается группировка минералопоявлений в региональные поясовые системы. Выделяются три поясовые минерагенические области, протягивающиеся через всю провинцию: Центральнопайхойская, Вайгач-Северопайхойская и Новоземельско-Южнопайхойская.

Центральнопайхойская минерагеническая область выделяется в пределах осевой зоны Пайхойского антиклинория. Ее границы совпадают с областью выходов на поверхность терригенно-карбонатных ордовикских отложений и с областью развития субинтрузивных тел диабазов центральнопайхойского траппового комплекса. Протяженность пояса от р. Силоваяха на юго-западе до пролива Югорский Шар на северо-востоке более 200 км при ширине 20-25 км. Минералогической спецификой Центральнопайхойской области является широкое развитие поздне- и постмагматической пирротин-пентландит-халькопиритовой и высокотемпературной кварц-халькопиритовой минерализации, а также кварц-аксинитовой минерализации в контактовых ореолах диабазовых интрузий.

Вайгач-Северопайхойская минерагеническая область охватывает северо-восточное крыло Пайхойского антиклинория в границах выходов послеордовикских отложений, а примерно с широты р. Тарипатяха включает и протерозойское ядро. На северо-восточном побережье Вайгача в эту область входят фрагменты пайхойских структур, занимающие, очевидно, и небольшой сектор Новой Земли в районе Карских Ворот. Ширина Вайгач-Северопайхойской области переменная. В средней части она не превышает 7 км, здесь минерализация развивается только в зоне выхода на поверхность средневерхнедевонских и каменноугольных осадочных толщ. Область резко расширяется до 40 км на северо-западе, где обнажены наиболее глубокие горизонты протерозойского ядра антиклинория, а также на юго-востоке, в зоне сочленения пайхойских структур с уральскими. Здесь область как бы заворачивается и даже частично уходит на юго-западное крыло антиклинория. Минералогическую специфику Вайгач-Северопайхойской области составляют широко представленные здесь кварц-халькопиритовая, кварц-карбонатно-халькопирит-сфалеритовая, кварц-карбонатно-сфалерит-галенитовая, кварц-сфалерит-флюоритовая, кварц-кальцит-целестин-барит-флюорит-сульванит-сфалеритовая и ряд других минеральных формаций гидротермального генезиса.

Новоземельско-Южнопайхойская минерагеническая область включает практически всю площадь Вайгач-Южноновоземельского антиклинория и трассируется через пролив Югорский Шар на Югорское побережье, протягиваясь далее узкой полосой по его юго-западному крылу. На юго-востоке, в районе сочленения пайхойских структур с уральскими, Новоземельско-Южнопайхойская область смыкается

с Вайгач-Северопайхойской. Границы области не очень резкие и проводятся в значительной степени условно. Ширина ее не выдержана. Наиболее сжата область в пределах южной части Вайгача. Здесь ее ширина варьирует от 2-3 до 10 км, но уже на севере Вайгача она расширяется до 30 км. Расширение области до 50 км и более наблюдается в ядрах крупных антиклинальных структур, например в самой южной части Новой Земли и в средней части пролива Костин Шар. Новоземельско-Южнопайхойская область характеризуется развитием разнообразной телетермальной и гидротермальной минерализации, причем ее минерагеническую специфику составляют главным образом формации самородной меди, кварц-халькозиновая, кварц-халькопиритовая, кварц-карбонатно-галенит-сфалеритовая, карбонатно-флюоритовая и целестиновая формации.

Вайгач-Северопайхойскую и Новоземельско-Южнопайхойскую минерагенические области можно было бы рассматривать как единую кольцевую минерагеническую область, охватывающую крылья мегантиклинория. Эти две области развития гидротермальной минерализации трассируют зоны разломов глубокого заложения и повышенной проницаемости, возможно являющиеся глубинными разломами. Кроме геофизических данных об этом свидетельствует приуроченность к ним базитовых производных толеитовой магмы и даже габбро-сиенитов и габбро-монцититов. Вайгач-Северопайхойская область совпадает с зоной влияния Северопайхойского глубинного разлома. Новоземельско-Южнопайхойская область в структурном плане отражает зону глубинного разлома с его трещинным оперением, известную в литературе как Главный новоземельский разлом, зона Вайгачских разломов и т.п.

Выделенные минерагенические области - это области наиболее высокотемпературного (до 300 и даже 400°C) синорогенного прогрева, резко выделяющиеся на фоне площадной более низкотемпературной эпигенетической переработки. В их пределах породы дислоцированы более интенсивно, чем на других участках, в них развиты мощные зоны дробления, по которым происходила глубокая перекристаллизация пород и их замещение гидротермальными парагенезисами.

Несмотря на сходное структурно-геологическое строение Вайгач-Северопайхойской и Новоземельско-Южнопайхойской областей, они заметно отличаются минералогической спецификой и условиями минералообразования, очевидно, обусловленными различиями в строении, глубине заложения и функционировании составляющих их основу глубинных рудогенерирующих разломных систем. Эти различия и заставляют нас рассматривать две данные минерагенические области отдельно.

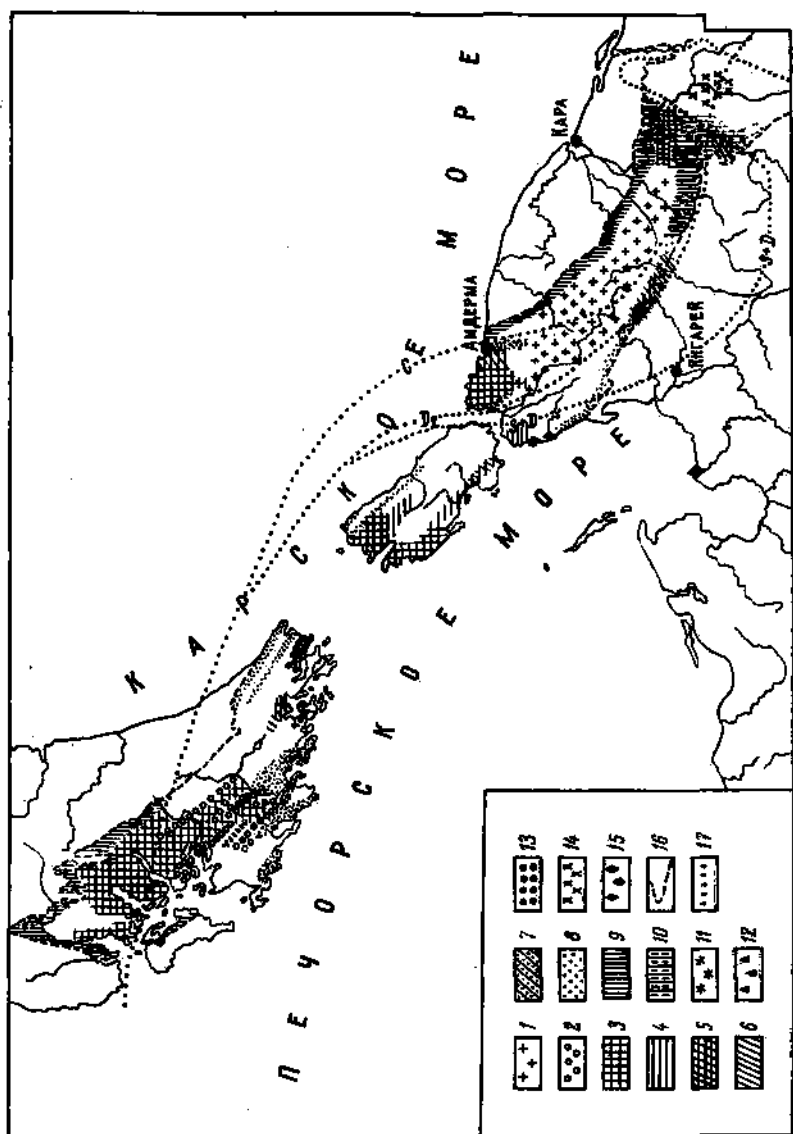
Минералогическая зональность провинции и пространственные формационные ряды

Кроме того, что минерагенические области занимают строго определенное положение в региональной зональности, для них характерна отчетливая внутренняя зональность, выражающаяся в закономерной смене характера минерализации от центральных частей к периферии. В пределах областей распределение отдельных месторождений строго контролируется системами продольных локальных разломов второго и более мелких порядков. Месторождение группируется в цепочки в этих зонах, образуя системы своеобразных кулис (рис. 88). Каждая кулиса характеризуется развитием определенных минеральных формаций. Такое кулисообразное строение очень характерно для обеих областей, оно собственно и определяет их внутреннюю зональность. Примером такой кулисы является зона медно-полиметаллической минерализации, прослеживаемая от бухты Северной на Новой Земле до гор Цинковой и Медной на Вайгаче, совпадающая с одним из региональных разломов. Прослеживание подобных кулис и выявление их минералогической специфики является важной топоминералогической и поисковой задачей. Впрочем „кулидность“ проявляется и в более крупном масштабе: Вайгач-Северо-пайхойская и Новоземельско-Южнопайхойская области сами по себе являются двумя из многочисленных кулис, которыми представлена крупная Пайхойско-Башкирская полиметаллическая мегазона, протягиваемая вдоль всего Урала по его западному склону.

На топоминералогической карте (рис. 2, см. вкл.) показано размещение в пределах провинции всех основных формационных типов гидротермальных минералопоявлений. Обращает на себя внимание отчетливая зональность минерагенических областей, выражающаяся в закономерной пространственной смене минеральных ассоциаций.

В гл. III, рассматривая минеральные формации, мы отмечали, что они характеризуются вещественными, пространственными и генетическими взаимосвязями и образуют естественные ряды (табл. 2). Для каждой минерагенической области эти ряды несколько различны (рис. 89).

Ряд формаций Центральнопайхойской области представлен четырьмя минеральными формациями, две из которых - пирротин-пентландит-халькопирит-кобальтиновая и кварц-амфибол-пирротин-халькопиритовая - генетически родственны. Они нередко пространственно совмещены, генетически связаны с процессом дифференциации базальтоидной магмы, с отделением от нее сульфидного расплава и сульфидсодержащих гидротерм. Разница заключается в условиях формирования проявлений: в первом случае их генезис позднемагматический,



во втором - высокотемпературный гидротермальный. Резкую границу между формациями провести трудно, так как существуют руды с парагенезисами промежуточного типа, и формационный переход между сульфидными кобальт-медно-никелевыми и кварц-халькопиритовыми проявлениями постепенный. Кварц-кальцит-аксинитовая и кварц-амфиболит-асбестовая формации связаны между собой и с двумя рассмотренными выше сульфидными формациями только парагенетически, пространственное их совмещение не является правилом.

Ряд формаций Вайгач-Северопайхойской области является как бы продолжением центральнопайхойского ряда. Он начинается связывающей эти два ряда наиболее высокотемпературной кварц-халькопиритовой минеральной формацией, пространственно сменяющейся кварц-халькопирит-сфалеритовой, карбонатно-сфалерит-галенитовой, кварц-сфалерит-пирит-флюоритовой. Три последние формации образуют очень тесно ассоциирующую группу с постепенными переходами парагенезисов, в то время как связь этой группы с халькопиритовой формацией осуществляется не сменой парагенезисов, а путем наложения сфалеритовой минерализации на халькопиритовую. Здесь, следовательно, вертикальный тип ряда [89] сменяется горизонтальным. Далее как бы по звену вертикального ряда мы переходим к еще одной горизонтальной цепочке - ассоциации трех формаций: кальцит-кварц-целестин-барит-флюорит-сфалерит-сульванитовой, кальцит-кварц-сфалеритовой с блеклы-

Рис. 89. Пространственное распределение главнейших минеральных формаций в Пайхойско-Южноновоземельской провинции.

Площади преимущественного развития минеральных формаций:

- 1 - пирротин-пентландит-халькопирит-кобальтиновой, кварц-амфибол-пирротин-халькопиритовой, кварц-кальцит-аксинитовой;
- 2 - самородной меди, 3 - кварц-кальцит-халькозиновой, кварц-халькопиритовой, кварц-доломит-пирит-борнит-халькопиритовой, кварц-халькопирит-сфалеритовой, 4 - карбонатно-сфалеритовой, 5 - карбонатно-кварц-сфалерит-галенитовой, 6 - карбонатно-галенитовой, 7 - галенит-флюоритовой, 8 - кальцит-кварц-сфалерит-флюоритовой, кварц-сфалерит-пирит-флюоритовой, 9 - кальцит-кварц-целестин-барит-флюорит-сфалерит-сульванитовой (сфалерит марганцовистый), 10 - то же (сфалерит кадмистый), 11 - кальцит-кварц-сфалеритовой с блеклыми рудами, 12 - сульфидно(?) - баритовой, 13 - сульфидно(?) - целестиновой, 14 - кальцит-реальгар-аурипигментовой, 15 - кальцит-антраксолитовой. (гильсонитовой). 16 - контуры провинции; 17 - границы Карской (к северо-востоку) и Печорской (к юго-западу) структурно-фациальных зон в $S+D_1, D_2, C$.

ми рудами, сульфидно(?) -баритовой. Все последующие формации являются членами вертикального ряда, т.е. производными различных вещественных стадий минералообразующего процесса.

Следовательно, несмотря на строгую последовательность, ряд северопайхойских минералогических формаций является рядом гетерогенным. Этот формационный ряд отражается в пространственном распределении минерализации, характеризующемся асимметричной зональностью. С северо-запада на юго-восток, т.е. от ядра Пайхойского антиклинория к его периклинали, рудные формации сменяются в общем в следующей последовательности: кварц-халькопиритовая—кварц-халькопирит-сфалеритовая—карбонатно-сфалерит-галенитовая—кварц-сфалерит-пирит-флюоритовая—кальцит-кварц-целестин-барит-флюорит-сфалерит-сульванитовая—кальцит-кварц-сфалеритовая с блеклыми рудами—сульфидно-баритовая—кальцит-реальгар-аурипигментовая. Положение других формаций в этой схеме рудной зональности не совсем четкое и, видимо, это связано с альпийским характером их формирования, зависимостью от состава вмещающих пород. Параллельно с отчетливой сменой формаций с северо-востока на юго-запад отмечается и закономерное изменение минерального состава в пределах отдельных формаций. Например, в сульванитсодержащей формации на северо-западе (р-н р. Песчаной) в составе нерудных минералов существенную роль играют кварц и флюорит, в центральной области пояса (р. Путью) - кальцит, на юго-востоке (р. Кара) - целестин и далее барит. Вполне возможно, что асимметричность распределения рудных формаций объясняется тем, что на поверхность выходит только юго-восточная часть Пайхойского антиклинория, северо-западная скрыта под водами Карского моря.

Ряд формаций Новоземельско-Южнопайхойской области в общих чертах повторяет северопайхойский ряд и коррелируется с ним по той же кварц-халькопиритовой формации и некоторым другим. Однако в него вклинивается отрезок весьма своеобразного ряда формаций самородной меди—кварц-кальцит-халькозиновой—кварц-халькопиритовой. В вертикальных составляющих ряда появляются нехарактерные для Пай-Хоя целестиновая и кальцит-антраксолитовая формации.

Пространственное распределение минеральных формаций в этой области, как и в других, отчетливо зональное, причем характер зональности в общем аналогичен как для вайгачской, так и для новоземельской ветвей. От Центральной, наиболее эродированной части Вайгач-Южноновоземельского антиклинория, где обнажены верхнепротерозойские породы, смена рудных формаций на юго-восток происходит в такой последовательности: кварц-кальцит-датолит-ақсинитовая, кварц-гематитовая и кварц-пиритовая формации самых внутренних частей пояса с удалением на юго-восток, а следовательно, и с переходом от наиболее

глубинных частей зоны разломов к более поверхностным, постепенно уступают место кварц-халькопиритовой, а затем и кварц-халькопирит-сфалеритовой формациям. Последние далее к юго-востоку вытесняются карбонатно-сфалеритовой и карбонатно-сфалерит-галенитовой формациями. Самые внешние зоны пояса характеризуются развитием кальцит-флюоритовой и кальцит-антраксолитовой формаций, получающими преимущественное развитие уже в пайхойской части этой минерагенической области.

На новоземельской ветви самую внутреннюю часть слагают проявления пирротин-халькопиритовой формации, связанные с субинтрузивными диабазовыми телами, а также проявления кварц-халькопиритовой и кварц-гематитовой формаций. Далее на северо-запад они уступают место полиметаллической (карбонатно-кварц-сфалерит-галенитовой) зоне. Сфалеритовые проявления более тяготеют к внутренним частям зоны, галенитовые - к внешним. Следующей зоной является наиболее широкая зона развития кварц-кальцит-сфалерит-флюоритовых и кальцит-флюоритовых формаций. Зона занимает обширную площадь от залива Цивольки до губы Тайной. За флюоритовой зоной мы вновь встречаемся с проявлениями кварц-халькопиритовой формации, внутри которой развиваются проявления кварц-кальцит-халькозиновой формации и формации самородной меди района Костина Шара. Далее, на широте губы Тайной, опять встречаются проявления кальцит-флюоритовой формации, сменяющейся зоной кальцитовой, а затем - зоной кальцит-антраксолитовой минерализации, нередко с флюоритом и блеклыми рудами.

Для новоземельской ветви, следовательно, характерна та же направленность смены минеральных формаций, что и для вайгачской, но несколько осложненная влиянием на нее области интенсивного прогресса в районе Костина Шара, где появляется дополнительной центр зональности. В общем зональность Новоземельско-Южнопайхойской области характеризуется следующей пространственной сменой главных рудных минералов от внутренних частей области к внешним:



Общая картина минералогической зональности провинции в генерализированном виде представлена на рис. 90. По своим особенностям зональность провинции близка к зональности си-

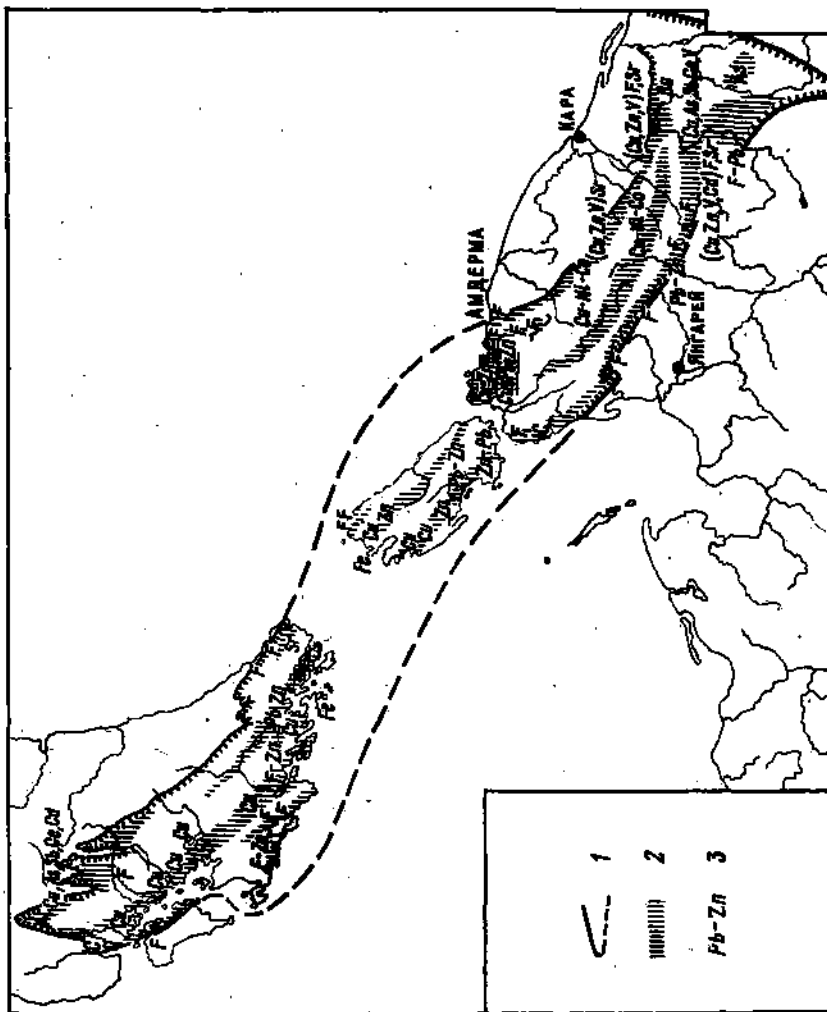


Рис. 80. Генерализованная схема минералогической зональности Паймонойско-Южносибирской провинции.

1 - границы провинции;
 2 - минералогические кулисы; 3 - главные типы минерализации (по ведущим компонентам состава).

деро-халькофильного типа, по Д.В. Рундквисту и И.А. Неженскому [180].

Пространственные закономерности, изменения конституции и свойств минералов

Минералогическая зональность провинции характеризуется не только закономерным пространственным распределением минеральных ассоциаций и парагенезисов, но и изменением конституции и свойств отдельных минералов. В гл. V мы подробно рассмотрели на примере широкого круга минералов пространственную направленность изменения типоморфных особенностей, поэтому здесь лишь напомним главнейшие закономерности.

В каждой минерагенической области выделяется, как отмечалось выше, ряд кулис, характеризующихся преимущественным развитием отдельных минеральных формаций. Изменчивость минералов особенно четко выражена в пределах отдельных кулис.

В Вайгачско-Северопайхойской области наиболее важное значение имеют четыре кулисы.

1. Собственно Северопайхойская кулиса представлена главным образом проявлениями кальцит-кварц-целестин-барит-флюорит-сульванит-сфалеритовой, кальцит-кварц-сфалеритовой с блеклыми рудами и сульфидно-баритовой формаций. Для всех этих формаций характерен марганцовистый сфалерит, причем содержание марганцевого компонента наиболее высокое в срединной части кулисы (проявления в бассейнах рр. Путью, Сопчаю, Хановейшор) и уменьшается к флангам. Интересно, что некоторая обособленность сфалерита срединной группы проявлений устанавливается и факторным анализом (положение фигуративных точек на XYZ-диаграмме, рис. 49). Флюорит в проявлениях северопайхойской кулисы характеризуется относительно высокими температурами гомогенизации включений (180-240°C), причем наиболее высокие температуры характерны для флюорита срединных проявлений. Во включениях, как правило, присутствует углекислота. Изменчивость конституции и свойств минералов имеет, следовательно, направленность от середины к флангам кулисы.

2. Амдерминская серия кулис включает проявления карбонатно-сфалерит-галенитовой и кварц-сфалерит-пирит-флюоритовой формаций. Сфалерит этих формаций относится к железистому типу с содержанием железистого компонента в среднем около 1.7%. Железистость сфалерита несколько увеличивается с севера на юг с переходом от преимущественно метасоматического типа минерализации к жильному. В этом же направлении меняется энтропия состава сфалерита и положение состава в XYZ-координатах факторного анализа (гл. V). Флюорит по характеру рентгенолюминесценции относится к необычному для провинции „дис-

прозиевому типу" [278] . Температуры гомогенизации первичных включений во флюоритах уменьшаются с севера на юг. Для многих минералов характерно присутствие сурьмы. Направленность изменения минералов односторонняя - с севера на юг.

3. Юшарская кулиса с проявлениями кварц-халькопиритовой и кварц-халькопирит-сфалеритовой формаций отличается наиболее высокожелезистым из всего региона сфалеритом (FeS до 10.3%).

4. Западновайгачская кулиса содержит тонковкрапленные стратиформные проявления сфалерита, характеризующегося очень низким содержанием примесей,

Южнопайхойско-Новоземельская область распадается на значительное число больших и малых кулис. Мы кратко коснемся только трех из них.

1. Центральновайгачско-Новоземельская кулиса, включающая проявления кварц-кальцит-халькопиритовой, кварц-доломит-пирит-бёрнит-халькопиритовой, карбонатно-кварц-галенит-сфалеритовой формаций, трассируется от гор Медной и Цинковой на Вайгаче через пролив Карские Ворота на Новую Землю, в район бухты Северной. Для кулисы характерен довольно чистый почти беспримесный сфалерит, отличающийся, однако, несколько повышенным содержанием германия. Состав и свойства типоморфных минералов изменяются симметрично от центра к флангам кулисы.

2. Западновайгачская кулиса характеризуется закономерной сменой с северо-запада на юго-восток минеральных формаций в следующей последовательности: кварц-халькопиритовая, кварц-халькопирит-сфалеритовая, карбонатно-сфалеритовая, карбонатно-кварц-сфалерит-галенитовая. В этом же направлении уменьшается содержание железа в сфалерите, снижается его „грязнота" что отражается уменьшением энтропии, снижается температура гомогенизации первичных включений во флюорите от 250-265°C на месторождении Раздельном до 215-220°C во флюоритопроявлениях у оз. Хаендо и 168-175°C во флюоритопроявлениях мыса Чайка. Примечательной особенностью является равномерность темпа нарастания этих изменений с северо-запада на юго-восток, что мы подчеркивали в гл. У.

3. Южнопайхойская серия кулис является непосредственным продолжением Западновайгачской и включает проявления карбонатно-галенит-сфалерит-флюоритовой, кальцит-флюоритовой, карбонатной, кальцит-антраксолитовой формаций. Сохраняется „вайгачская" направленность изменений минеральных ассоциаций и свойств минералов, но с приближением к периклинали возникают дополнительные центры зональности, а на самой периклинали опять появляется сфалерит-галенит-флюоритовая минерализация. Железистый тип сфалерита постепенно сменяется кадмистым и марганцовистым.

Таким образом, если отвлечься от конкретных особенностей пространственного изменения минералов в отдельных кулисах -

зонах, можно выделить два общих типа направленности этих изменений: симметричный и односторонний. Если же учесть, что кулисы с односторонним изменением - это по сути дела только половины кулис со срезанными морем или погребенными под рыхлыми отложениями частями, то можно уверенно предполагать такое же, но противоположно направленное изменение минералов в отсутствующих частях. Следовательно, во всех случаях особенности минералов симметрично изменяются от срединной части кулисы в обе стороны, отражая centrosymmetричную направленность изменения условий минералообразования.

Минералоконтролирующие факторы

Рассмотренные выше топоминералогические закономерности и минералогическая зональность провинции определяются совокупным действием различных минералоконтролирующих факторов, главными из которых являются геоструктурные, магматические, структурно-тектонические, стратиграфические, литологические.

Геоструктурные факторы контроля минерализации определяют общую топоминералогическую структуру провинции. Минеральной зональностью очерчивается общий структурный план мегантиклинория, трассируются минералоконтролирующие разломы глубокого или глубинного заложения. На все это мы обращали внимание, характеризуя положение и особенности главнейших минерагенических областей провинции.

Резко отличаются по характеру минерализации нижний и верхний структурные этажи. В отложениях нижнего байкальского структурного этажа представлены главным образом минеральные формации, являющиеся начальными членами формационных рядов: пирротин-халькопиритовая, кварц-амфиболит-асбестовая, кварц-пиритовая, кварц-гематитовая, кварц-халькопиритовая, кварц-халькопирит-сфалеритовая. Для верхнего структурного этажа нет запрещенных формаций: здесь формационные ряды представлены полностью.

Исключительно важную минералоконтролирующую роль играет структурно-фациальная зональность провинции. Специфические особенности развития Карской и Печорской зон (гл. II) накладывают чёткий отпечаток на характер минерализации, что отражается на всех типах минеральных формаций - седиментогенных, магматогенных, гидротермальных.

Типичными минеральными формациями Карской зоны являются пирротин-пентландит-халькопирит-кобальтиновая, кальцит-кварц-целестин-барит-флюорит-сфалерит-сульванитовая, кальцит-кварц-сфалеритовая с блеклыми рудами, сульфидно(?) - баритовая.

Для Печорской зоны особенно характерны кварц-халькопирит-сфалеритовая, карбонатно-сфалеритовая, карбонатно-кварц-сфале-

рит-галенитовая, кальцит-кварц-сфалерит-флюоритовая, кальцит-флюоритовая (словом, те формации, которые определяют полиметаллический облик минерализации), а также сульфидно(?) -целестиновая формация.

Резкий формационный скачок на границе структурно-фациальных зон можно проиллюстрировать на примере мышьяковой минерализации. В Карской зоне мышьяк входит, как правило, в состав конституционно сложных минералов - блеклых руд, ванадиево-мышьякового германита и др.; в Печорской зоне он образует простые сульфиды - реалгар и аурипигмент. Целестин и барит, входящие в пределах Карской зоны в состав комплексных минеральных ассоциаций, в Печорской зоне формируют крупные мономинеральные залежи. В общем Карская зона с ее преимущественно сланцевым разрезом отличается от Печорской с преобладающим карбонатным разрезом более сложным и разнообразным видовым составом всех генетических типов минерализации, но масштабы минерализации существенно ниже. Эта сложность минерализации является следствием геохимически сложного осадочного субстрата, неизбежно вовлекаемого в процессы магматогенного и гидротермального минералообразования, а часто играющего даже определяющую роль.

Структурно-тектонические факторы контроля минерализации определяют распределение минеральных месторождений в пределах локальных структур: минерагенических областей, кулис, зон. Локализирующая роль структурных элементов выступает очень отчетливо для всех типов минерализации. Такими элементами являются трещинные и брекчиевые зоны разломов, системы оперяющих трещин, отдельные дизъюнктивные нарушения, пликативные структуры.

Наиболее интенсивная гидротермальная минерализация концентрируется на тех участках, где субмеридиональные зоны согласных с простираем пород нарушений сочленяются с поперечными субширотными дизъюнктивными или пликативными дислокациями. Сочленение двух или более тектонических систем можно заметить в структуре любого месторождения. Полиметаллические проявления Вайгача, флюоритовые месторождения Новой Земли и многие другие приурочены к участкам наложения двух систем дизъюнктивных нарушений. Рудные поля имеют в этом случае флексуроподобную или блочную структуру. Рудные тела Амдерминского флюоритового месторождения тяготеют к участкам наложения двух систем складчатости (рис. 10).

Морфология рудных тел на многих месторождениях определяется также структурными факторами. Рудные и парагенные с ними минералы выполняют тектонические полости на месторождениях жильного типа, формируют цемент тектонических брекчий. Особенно широко распространены руды брекчиевого типа на полиметаллических проявлениях Вайгача и в Амдерминском рудном поле. Сложной трещинной структурой сочленения несколь-

ких тектонических систем определяется неправильная, часто гнездообразная, штокообразная и штокверковидная форма метасоматических тел, например флюоритовых тел Амдермы и губы Черной. Там, где метасоматоз контролируется системой параллельных трещин, рудные тела приобретают или пластовую форму, если трещинные системы согласны со вмещающими породами (сфалерит—сульванитовые проявления, баритовые залежи, целестиновые залежи), или псевдожильную, если системы поперечные (некоторые флюоритовые "жилы" губы Раковой, гряды Беляева и др.). Пересечение поперечных систем трещин с литологически благоприятными для метасоматоза горизонтами приводит к формированию четковидных тел с пережимами между трещинными зонами и раздувами в трещинных зонах.

Магматические факторы контроля минерализации определяют локализацию минеральных месторождений магматического генезиса и связанных с воздействием магматических пород на вмещающие породы или с преобразованием самих магматических пород. Рассматривая с точки зрения связи с магматизмом приведенные в гл. III ряды минеральных формаций, можно заметить, что формации в каждом из них как бы распадаются на две группы: а) группу формаций, связанных с формированием и преобразованием базитовых комплексов (пирротин—пентландит-халькопирит-кобальтиновая, кварц-кальцит-аксинит-датолитовая, самородной меди и т.п.); б) группу формаций, не связанных непосредственно с магматическими источниками (полиметаллические и другие подобные им формации).

Для первой группы формаций устанавливается прямая связь с магматизмом, причем магматический процесс является главным источником и вещества, и энергии. Связь второй группы формаций с магматизмом или косвенная, или не прослеживается. Магматический процесс принимал участие в формировании, возможно, лишь как источник энергии (тепла). Пространственная связь (а, возможно, и генетическая) между этими формационными группами осуществляется через кварц-халькопиритовую формацию, проявления которой могут быть как тесно связанными с базитовыми комплексами, так и носить черты телетермальных.

Факторы стратиграфического и литологического контроля минерализации также играют весьма существенную роль. Если мы обратим внимание на стратиграфическую приуроченность проявлений, то окажется, что не только осадочные минеральные комплексы, но и гидротермальные, и даже магматические формации характеризуются довольно определенным и устойчивым положением в стратиграфическом разрезе (табл. 23). Например, проявления кальцит-кварц-целестин-барит-флюорит-сфалерит-сульванитовой и родственных ей формаций Пай-Хоя встречаются только в визейско-турнейской толще карбона, кальцит-флюоритовые проявления юго-западной

Стратиграфическая приуроченность гидротермальных и магматических минеральных формаций

Возраст	Формация	Тип вмещающих пород	Проявления и месторождения
Каменноугольный	Кальцит-кварц-целестин-барит-флюорит-сфалерит-сульфидная (C_1v, C_1t)	Карбонатные (известняки) и углесто-глинисто-кремнистые сланцы	Р. Песчаная, Путью, Силоваха и др.
	Кальцит-кварц-сфалеритовая с блеклыми рудами (C_1v, C_1t)	То же	Р. Силоваха, Рогачева
	Сульфидно(?) -баритовая (C_1v)	Известняки	Р. Кара
	Кальцит-флюоритовая (C_1v)	То же	Карские Ворога
	Кальцит-антраксолитовая (C_1v)	" "	Мысы Соколова и Чайка
Девонский	Пиррозит-пситомелановая (D_3)	Сланцы кремнистые	Р. Силоваха
	Самородной меди (D_3fr)	Базальты, порфириты	П-ова Медного.
	Кварц-кальцит-халькозиновая (D_3fr)	Базальты, шиллиты, сланцы, песчаники	Костин Шар
	Кварц-халькопиритовая (D_3fr)	То же	То же

Орловско-силурийский	Кальцит-кварц-сфалерит-флюоритовая (D_1)	Доломиты	Губа Раковая
	Кальцит-флюоритовая (D_1)	То же	Губа Черная, залив Цивольки
	Пирротин-лентиланит-халькопирит-кобальтиновая (O_2-O_3)	Диабазы, габбро-диабазы	Центральный Пай-Хой
	Кварц-халькопиритовая (O_2-O_3)	Диабазы, сланцы	То же
	Кварц-кальцит-аксинитовая (O_2-O_3)	Роговики, кальцифиды	Пай-Хой и Вайгач
	Кварц-халькопирит-сфалеритовая ($O_2-O_3-S_1$)	Доломиты, известняки	Вайгач
	Карбонатно-сфалеритовая ($O_2-O_3-S_1$)	То же	То же
	Карбонатно-кварц-сфалерит-галенитовая ($O_2-O_3-S_1$)	" "	" "
	Кварц-халькопиритовая (PR_{3sk})	Сланцы	Северо-западный Пай-Хой (Юшар и др.)
	Кварц-халькопирит-сфалеритовая (PR_{3sk})	То же	То же
Протерозойский	Карбонатно-кварц-сфалерит-галенитовая (PR_{3am})	Известняки	Р. Крестовая
	Кварц-сфалерит-пирит-флюоритовая (PR_{3am})	То же	Амдерминское месторождение

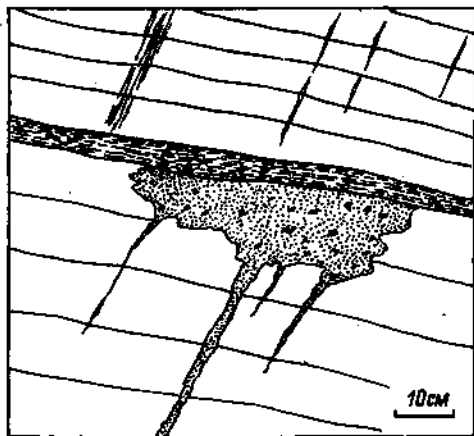


Рис. 91. Кальцит-флюоритовое тело в известняках, контролируемое сланцевым экраном. Новая Земля, р. Рогачева.

части Новой Земли приурочены строго к одному из горизонтов нижнего девона, прослеживание которого фактически одно и то же, что и прослеживание рудных тел, месторождения кварц-сфалерит-пирит-флюоритовой формации приурочены к амдерминской свите протерозоя и т.п. Несмотря на такую четкую стратиграфическую приуроченность и важное поисковое значение стратиграфического контроля, нельзя делать выводы об определенных эпохах рудонакопления, опираясь только на данные стратиграфического распределения, поскольку стратиграфический контроль не является независимым, а представляет собой функцию контроля литологического.

Литологический контроль отчетливо проявляется в локализации минеральных тел почти всех типов месторождений. Об этом свидетельствуют и данные о типах вмещающих пород, приведенные в табл. 23.

Подавляющее большинство минеральных месторождений и проявлений (полиметаллические, флюоритовые, баритовые, целестиновые) локализируются в карбонатных породах (известняках и доломитах) и приурочены к их наиболее проницаемым и легко замещаемым разностям - крупнокристаллическим, кавернозным, брекчированным. Так, полиметаллические проявления Вайгача приурочены к единому горизонту кавернозных доломитов, являющемуся древним водоносным горизонтом. Руды месторождений, залегающих в карбонатных породах, являются, как правило, рудами метасоматическими. Медное, флюоритовое, полиметаллическое оруденение нередко контролируется пористыми разностями терригенных пород. Важное значение порового контроля ору-

денения показано, например, В.И. Силаевым, который обосновал и эффективно применил порометрический критерий рудоносности [208, 210].

Весьма важное значение в формировании гидротермального оруденения имеет наличие над горизонтами, благоприятными для замещения эпигенетическими парагенезисами, непроницаемых экранов, т.е. прослоев или покровов плотных малопроницаемых пород. На Амдерминском флюоритовом месторождении экранирующую роль играет толща черных глинистых сланцев (Olt), на вайгачских полиметаллических месторождениях - прослои тонкослоистых глинистых доломитов, а на некоторых из них - дайки диабазов. Влияние сланцевого экрана на локализацию и форму флюоритового тела отчетливо иллюстрируется рис. 91.

Глинистые, сланцевые прослои, дайки диабазов оказывают рудоконтролирующее влияние не только как экраны, но и как кислотно-щелочные контрастные барьеры на пути движения рудообразующих растворов. Неоднократно подчеркивалась и их буферующая роль.

Совокупность всех рассмотренных выше факторов и определяет региональный и локальный контроль минеральных месторождений в провинции.

Таким образом, главнейшие закономерности пространственного распределения минеральных проявлений и месторождений в Пайхойско-Южновоземельской провинции сводятся к следующему:

- распределение минеральных месторождений и проявлений в структурном плане провинции, особенности их локализации, строение и форма минеральных тел определяются сочетанием факторов геоструктурного, структурно-тектонического, магматического, стратиграфического и литологического контроля;

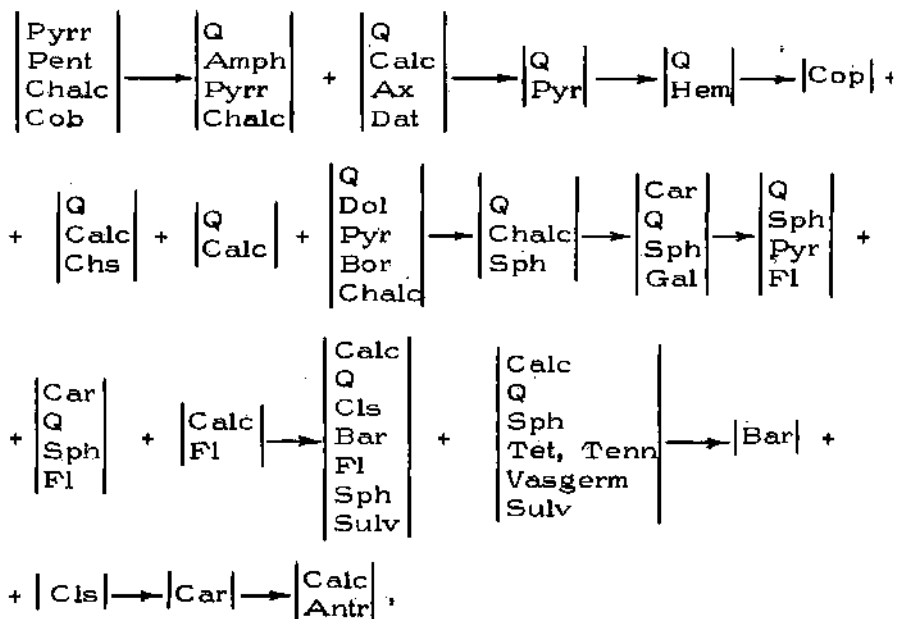
- в структуре распределения минеральных месторождений и проявлений отражается общий структурный план провинции: общие контуры мегантиклинория, положение ядра и крыльев, области выходов на поверхность формаций различных структурных этажей, крупнейшие нарушения;

- связь эпигенетической минерализации с глубинными разломами отражается концентрацией минеральных месторождений и минералопоявлений в поясовых минерагенических областях, главнейшими из которых являются Центральнопайхойская, Вайгач-Северопайхойская, Новоземельско-Южнопайхойская;

- минерагенические области имеют кулисообразную структуру, определяющуюся минералокализационным влиянием отдельных разломных систем, входящих в общую систему глубинных разломов;

- устанавливается отчетливая минералогическая зональность провинции, выражающаяся в закономерной смене минеральных

формаций от внутренних наиболее глубоко эродированных частей минерагенических областей к их периферии в порядке, описываемом следующим генерализованным рядом:



который в общих чертах соответствует сидерофильно-халькофильному ряду Рундквиста-Неженского;

- параллельно со сменой минеральных ассоциаций в пространственных рядах происходит изменение конституции и свойств „сквозных“ минералов, отражающее центросимметричную направленность изменения условий минералообразования в отдельных непрерывных минералоконтролирующих системах;

- структурно-фациальная зональность провинции накладывает существенный отпечаток на распределение эпигенетической минерализации: сланцевые зоны от карбонатных отличаются значительным разнообразием минеральных ассоциаций, но меньшим масштабом минерализации.

Глава VII. УСЛОВИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

В предыдущих главах, рассматривая природу отдельных минеральных комплексов, анализируя типоморфизм и генетикоинформационное значение минералов, устанавливая общие топоминералогические закономерности, мы неоднократно подходили к обсуждению тех или иных минералогенетических проблем. Приведенные в табл. 2 ряды минеральных формаций отражают общую направленность процессов минералообразования в провинции и являются рядами эволюционными. В целом общая картина развития минералообразования в провинции, включающая седиментогенный, магматогенный, гидротермальный, гипергенный этапы, вырисовывается уже из приведенного выше материала.

В этой главе мы рассмотрим лишь наиболее важные минералогенетические особенности и более или менее подробно разберем генезис отдельных типов минерализации, определяющих основные черты минералогического облика провинции. Целесообразно обсудить генезис магматогенных комплексов на примере центральнопайхойского, с которым генетически связаны проявления пирротин-пентландит-халькопирит-кобальтиновой формации, генезис контактово-метаморфогенных минеральных комплексов, рассмотреть процесс метаморфогенного минералообразования на примере формации самородной меди, а также генезис ряда гидротермальных формаций. Это позволит осветить основные моменты эволюции минералообразования и наметить общую эволюционную схему, увязанную с геологической историей Пайхойско-Южновоземельской минералогической провинции. Все эти данные необходимы для разработки общих принципов минералогического прогнозирования и поисков минеральных месторождений.

Дифференциация и кристаллизация базальтоидной магмы центрально-пайхойского комплекса и генезис сульфидной минерализации¹

Породы основного состава, слагающие субинтрузивные тела центральнопайхойского комплекса (см. гл. II), образуют толеитовую серию невысокой щелочности с индексами $Cl = 3$ и $CaO = Na_2O + K_2O$ около 4.3. Сравнение их составов с составами

хорошо изученных базальтоидных образований других регионов показывает, что в общем ряду постепенного перехода от толеитовых магм к оливин-базальтовым интрузивная серия Пай-Хоя занимает положение, совпадающее с положением линий трапповой формации. Породы наиболее близки к траппам Сибирской платформы и характеризуются сходной с ними щелочностью.

Центральнопайхойский интрузивный комплекс сформирован, следовательно, толеитовой магмой, имевшей довольно глубокий источник. Характерной ее особенностью является относительно высокое содержание в продуктах ее кристаллизации меди (0.059%), никеля (0.028%), кобальта (0.005%), в 1.5-2 раза превышающее кларковые для основных пород.

Породы, слагающие тела различных геологических типов, несколько отличаются друг от друга. По составу тела гравитационно-дифференцированного типа близки к дифференцированным телам Норильска, но отличаются от них пониженной железистостью и более высокой известковистостью и насыщенностью

» SiO_2 . Решение дискриминантных функций [279] определяет их формационную принадлежность толеитовому океаническому базальту. Породы тел типа II близки к среднему траппу Сибирской платформы или долериту Карру.

Возраст пластовых диабазовых тел центральнопайхойского комплекса по геологическим данным определяется как средневерхнедевонский (380-350 млн. лет), чему не противоречат и данные абсолютной геохронологии (рис. 92). Очевидно, что интрузии гетерогенны не только по составу, но в какой-то степени и по возрасту (в пределах указанного возрастного интервала): Эта гетерогенность определяется структурой района (локализаций глубинных и региональных разломов), глубиной источника магмы, режимом ее кристаллизации.

Кобальт-медно-никелевая минерализация, как было показано в гл. II, III, связана только с определенными типами диабазовых тел. Формирование сульфидного оруденения является естественной чертой эволюции магматизма, и проблему генезиса руд,

¹ При написании раздела использованы материалы Б.А. Остащенко.

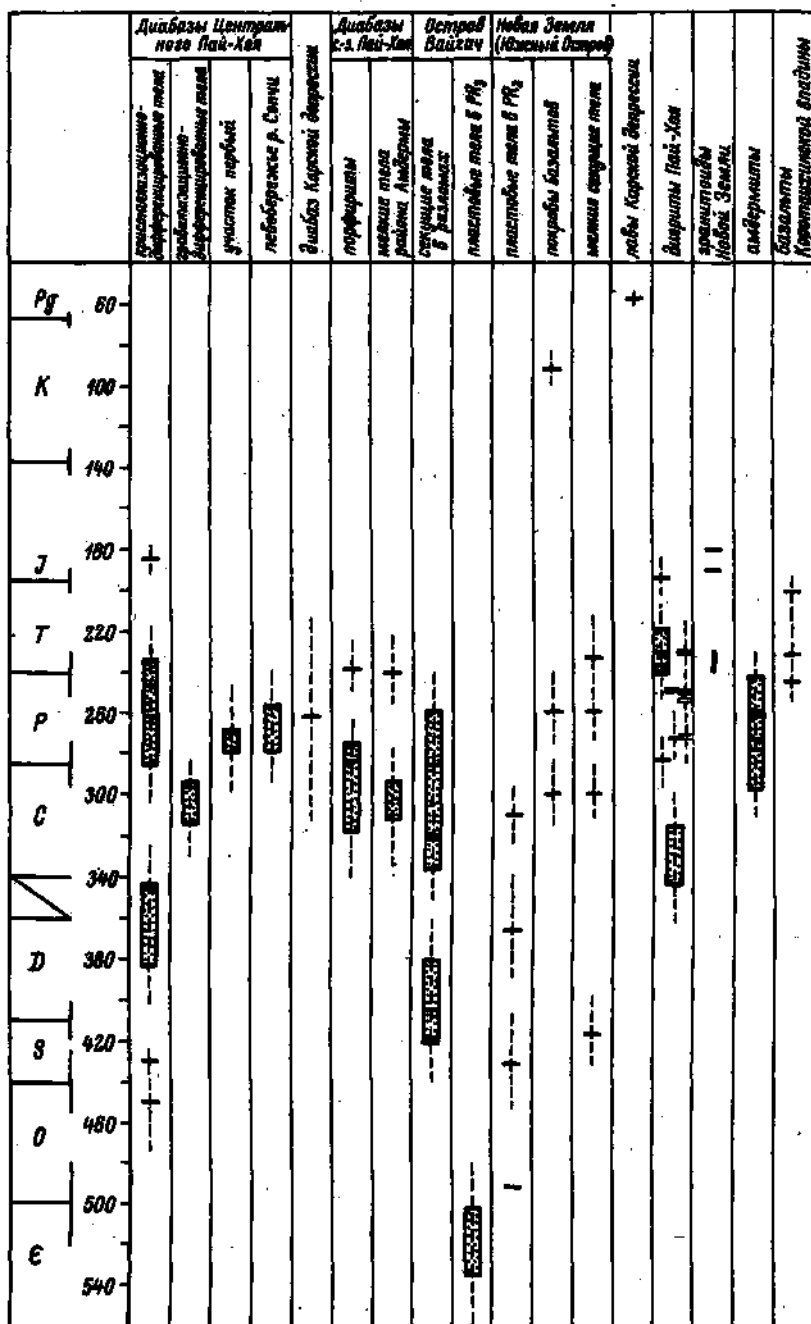


Рис. 92. Диаграмма калий-аргонового возраста магматических и гидротермальных образований.

как и проблему перспектив рудоносности региона, можно решать, следовательно, только в едином анализе проблемы эволюции магматизма. В ряде работ мы рассмотрели довольно детально проблему эволюции базальтоидной магмы [153, 157, 279], поэтому здесь подчеркнем лишь ее основные, главным образом эволюционные, аспекты.

Однако прежде чем перейти к реконструкции процесса магматогенного минералообразования, напомним важнейшие особенности генетически связанной с центральнопайхойскими базальтоидами сульфидной минерализации, учет которых необходим для генетических построений.

1. Сульфидная минерализация характеризуется довольно устойчивым минеральным составом и представлена следующими рудными минералами: главные минералы - пирротин, пентландит, халькопирит, ильменит; второстепенные - магнетит, никелин, кобальтин, герсдорфит, бравоит, пирит, марказит, гидрогетит, миллерит, борнит, самородная медь.

2. Отчетливо выделяются три морфогенетических типа сульфидной минерализации: а) интерстиционная вкрапленность сульфидов в наиболее крупнокристаллических и пегматоидных разновидностях габбро-диабазов кристаллизационно-дифференцированных и гравитационно-дифференцированных тел („сульфидные штоки“); б) вкрапленная, инъекционно-вкрапленная и шлирово-вкрапленная минерализация в наиболее основных дифференциатах гравитационно-дифференцированных и кристаллизационно-дифференцированных тел; в) метасоматическая и инъекционно-вкрапленная минерализация в экзоконтактных ореолах рудоносных интрузий..

3. Сульфиды в зонах наиболее интенсивной минерализации второго типа характеризуются совокупностью признаков, свидетельствующих об их кристаллизации из сульфидного расплава.

4. Намечаются три главных способа кристаллизации сульфидов:

а) с относительно небольшим разрывом во времени кристаллизации порообразующих силикатов и сульфидов (кристаллизация из небольших и остаточных объемов сульфидного расплава); этот путь характерен для кристаллизационно-дифференцированных и недифференцированных тел;

б) со значительным разрывом во времени кристаллизации порообразующих силикатов и сульфидов (кристаллизация из относительно больших порций сульфидного расплава); этот путь характерен для сложнотифференцированных тел участков Первого, Дальнего, Длинного;

в) кристаллизация из гидротермальных растворов.

Второй способ, отличительной особенностью продуктов которого является наличие переотложенного ильменита, образование шлиров и инъекционных выделений сульфидов, более благоприятен для формирования богатых медно-никелевых руд.

5. Минералогические данные позволяют сделать ряд предположений об особенностях сульфидного расплава:

а) полное замещение первичного титаномагнетита, интенсивное изменение ильменита и породообразующих минералов свидетельствуют об обогащении сульфидного расплава водой;

б) наличие инъекционных выделений сульфидов указывает на относительно низкую вязкость расплава и возможность выжимания во вмещающие породы довольно значительных его порций;

в) распад титаномагнетита на магнетит и ильменит, как и распад ильменита на рутил и гематит, требующие подтока кислорода, служат свидетельством наличия некоторых количеств его в сульфидном расплаве; железо и титан в первую очередь связывались с оставшимся кислородом, формируя новообразованный ильменит, а затем уже создавались условия для выделения основной массы железа в виде пирротина;

г) температура кристаллизации сульфидов во всех типах рудопроявлений не превышала 600°C , так как кристаллизация происходила после распада прототитаномагнетита на ильменит и магнетит, инверсионная точка которого лежит в пределах $600\text{--}700^{\circ}\text{C}$.

6. Присутствие апатита среди сульфидов и наличие вокруг сульфидных шпиров амфиболовых оторочек указывают на то, что летучие после кристаллизации силикатов накапливались в сульфидном расплаве. Об этом же говорит и параллелизм накопления бора и рудных элементов в дифференциатах.

7. Парагенезис и структурно-текстурные особенности минерализации Центрального Пай-Хоя очень сходны с минерализацией крупнейших медно-никелевых месторождений, особенно с норильскими месторождениями. Отличие от норильских заключается в слабом развитии поздних наложенных низкотемпературных минеральных ассоциаций при строгой аналогии ранних высокотемпературных. Различны и минеральные формы окислов железа: на Пай-Хое преимущественно развит ильменит, в Норильске - титаномагнетит. В этом отношении пайхойские рудопроявления ближе к Монче и Сёдбери, где описываются совершенно аналогичные пайхойским структуры распада титаномагнетита на ильменит и магнетит, замещающийся кварцем и силикатами.

Перейдем теперь к анализу магматогенной кристаллизации. Начало магматической деятельности, развивавшейся длительно и неравномерно, несколькими импульсами, относится, возможно, к эйфельскому веку среднего девона или, вероятнее всего, - к позднедевонскому времени, когда Центральный Пай-Хой начал испытывать постепенное поднятие, обусловившее отступление моря. На Новой Земле в это время происходили излияния базальтов костиншарского комплекса (D3fr), на Вайгаче - формирование даек габбро-диабазов в зонах разломов.

В этих условиях, характеризовавшихся в общем-то спокойной тектонической обстановкой, оживилась серия глубинных раз-

ломов, открывших путь толеит-базальтовой магме, выжимавшейся из подкорового очага. Это оживление глубинных разломов стало причиной первого импульса магматической деятельности.

Из зоны глубинного разлома, имевшего несколько ортогональное к современной Пайхойской структуре направление, магма внедрялась в межпластовые трещины ордовикских пород (представляющих тонкое, часто равномерное переслаивание известняковых и сланцевых прослоев и, следовательно, весьма податливых, межпластовым инъекциям), формируя пластовые и линзообразные недифференцированные и кристаллизационно-дифференцированные тела. Глубина формирования этих образований приближенно 500-1200 м.

Время формирования мы оцениваем интервалом 380-340 млн. лет, в который укладывается основная масса „неомоложенных“ калий-аргоновых определений (рис. 110). Этот возраст в общем соответствует геологическим данным.

Средний химический состав тел, отражающий средний состав магмы первого импульса (в %):

SiO_2 - 49.72	MnO - 0.15	B - 0.0038
TiO_2 - 1.14	MgO - 6.82	F - 0.032
Al_2O_3 - 13.89	CaO - 11.52	Cu - 0.019
Fe_2O_3 - 2.81	Na_2O - 1.94	Ni - 0.012
FeO - 7.72	K_2O - 0.73	Co - 0.005
	P_2O_5 - 0.12	

Микроэлементы (г/т): Sc - 17.3, Ga - 8, V - 164.2, Zn - 7.5.9, Zr - 64.0, Cr - 96.4, Sr - 112.3, Ba - 132.8.

Кристаллизационно-дифференцированные тела формировались в основном в условиях, близких к кристаллизации системы $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{MgO}-\text{SiO}_2$, при постоянном общем составе, аналогичном Скаергаардской или Аламджакской интрузиям (толеитовый путь) с постоянным накоплением Fe без значительного изменения содержания SiO_2 . Только для некоторых из них (например, интрузия участка Малого) на поздних стадиях кристаллизации намечается переход на известково-щелочной путь развития (некоторое изменение режима кислорода).

Анализ системы $\text{MgO}-\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, проведенный с целью определения направленности и интенсивности внутрикамерной дифференциации, свидетельствует, во-первых, о незначительной степени дифференциации, во-вторых, об исключительно выдержанном обогащении железом от ранних к поздним стадиям, эволюции магмы, приводящей иногда к формированию составов типа феррогаббро.

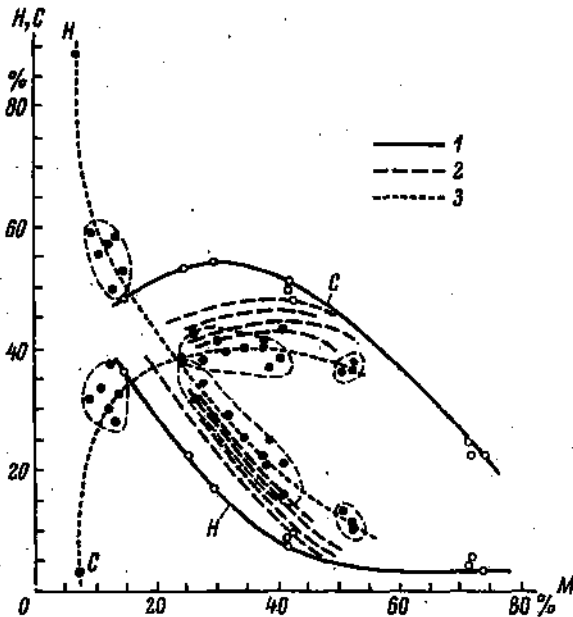


Рис. 93. Диаграмма $H, C-M$ диабазов центральнопайхойского комплекса.

1 - гравитационно-дифференцированные, 2 - кристаллизационно-дифференцированные и 3 - сложнодифференцированные тела.

$$H = \frac{(Na+K) \cdot 100}{Na+K+Ca+Mg}, \quad C = \frac{100Ca}{Na+K+Ca+Mg},$$

$$M = \frac{100Mg}{Na+K+Ca+Mg}.$$

Об относительной скорости кристаллизации интрузивных тел различных типов важная информация может быть получена с помощью диаграммы Г.С. Момджи ($H, C-M$), приведенной на рис. 93. Каждый тип тел характеризуется вполне определенным положением соответствующих кривых, длина которых отражает уже охарактеризованную выше степень дифференцированности. Кривые $H-M$ кристаллизационно-дифференцированных тел, показанные на этой диаграмме пунктиром, располагаются значительно выше кривой дифференциации интрузивов гравитационно-дифференцированного типа (кривые $C-M$ соответственно ниже), свидетельствуя об относительно быстрой (но различной для разных тел) скорости остывания магмы в камере. Причем, чем выше положение кривой, т.е. чем выше скорость остывания, тем короче кривая и, следовательно, менее разнообразен состав дифференциатов. Это говорит о сравнительно высокой скорости

кристаллизации пород и незначительной степени их раздифференцированности по составу.

Формирование пирротинизированных участков в пегматоидных зонах центральных частей интрузивов является закономерной конечной стадией становления последних. Относительно медленное остывание магмы в крупных камерах и раздувах мелких камер в условиях спокойной тектонической обстановки определяет кристаллизационную дифференциацию расплава с постепенным накоплением минерализаторов и рудных элементов. Они кристаллизуются из остаточного расплава значительно (на 200-300°C) позднее кристаллизации его силикатных компонентов.

Среднее содержание рудных элементов в магме, формировавшей тела этого типа (в %): меди - 0.019, никеля - 0.012, кобальта - 0.005. В процессе кристаллизации магмы в камерах в остаточном расплаве накапливалась медь, о чем свидетельствует увеличение ее содержания в крупнокристаллических зонах (0.014%) по сравнению со среднезернистыми (0.009%). Содержание никеля закономерно уменьшалось: в мелкокристаллических зонах - 0.014%, в среднекристаллических - 0.012% и в пегматоидных - 0.008%. Содержание кобальта вначале уменьшалось, а затем почти на протяжении всего периода кристаллизации оставалось постоянным.

В соответствии с этим закономерно менялось соотношение элементов. От начальных моментов кристаллизации породообразующих минералов к формированию „сульфидных штоков” оно **меняется от $Ni_{0.75}-Co_{0.15}-Cu_{0.1} \rightarrow Ni_{0.50}-Co_{0.08}-Cu_{0.42}$ и далее к $Ni_{0.2}-Co_{0.25}-Cu_{0.55}$** , т.е. в направлении относительного обогащения медью и кобальтом.

Кристаллизация сульфидов (пирротина, пентландита, халькопирита) из остаточного расплава-раствора происходила преимущественно на последних стадиях становления тел и в значительной степени после кристаллизации породообразующих силикатов, интерстиционные промежутки между которыми сульфиды выполняют. Рудные элементы, сокристаллизовавшиеся с породообразующимися минералами, в ранние этапы становления тел находятся в значительной степени в силикатной, а не в сульфидной форме. Так, в относительно ранее закристаллизовавшейся зоне мелкокристаллических диабазов одного из тел доля силикатного никеля составляет 16.6%, от общего никеля, в то время как в наиболее поздней зоне пегматоидных габбро-диабазов - только 2.7%. Плаггиоклазы содержат около 0.004% изоморфно входящего в их решетку никеля, авгит - около 0.02%.

Весьма отчетливое склонение триады Ni-Co-Cu в сторону обогащения кобальтом на последних этапах кристаллизации может быть объяснено поздней мобилизацией кобальта из раннего моноклинного кобальтсодержащего пироксена.

Расчет баланса компонентов свидетельствует о том, что весь содержащийся в магме запас сульфидного материала расходуется на формирование минерализации в крупнокристаллических габбро-диабаз, на формирование „сульфидных штоков”. Так, если первичная магма, например, содержит 0.13-0.15% серы, то периферийные дифференциаты (от мелкокристаллических до среднекристаллических) — около 0.025%, а рудоносные габбро-диабазы сульфидных штоков - 0.55-0.82%. Среднее взвешенное на объем дифференциатов содержание серы близко к исходному содержанию серы в магме. К таким же результатам приводит и расчет по никелю (исходная магма - 0.012%, ранние дифференциаты - 0.008%, „сульфидные штоки” - 0.13%), меди, кобальту и ряду других элементов.

Таким образом, по имеющимся данным, трудно ожидать обнаружения значительных скоплений сульфидов, связанных с кристаллизационно-дифференцированными телами. Во-первых, исходные объемы магмы в камерах были сравнительно невелики, а содержание сульфидного материала в исходной магме незначительно, чтобы отдифференцировались большие объемы сульфидов. Во-вторых, что самое главное, ход кристаллизации не создавал условий для их резкой концентрации.

Второй импульс магматической деятельности характеризовался формированием крупных пластовых гравитационно-дифференцированных интрузивов. Состав магмы, их формировавшей, примерно следующий (в %):

SiO_2 - 48.87	MnO - 0.16	B - 0.0024
TiO_2 - 1.02	MgO - 9.89	F - 0.021
Al_2O_3 - 12.97	CaO - 11.95	Cu - 0.02
Fe_2O_3 - 4.80	Na_2O - 1.61	Ni - 0.015
FeO - 6.88	K_2O - 0.55	Co - 0.005
	P_2O_5 - 0.12	

Микроэлементы (в г/т): Sc - 19.1, Ga - 6.6, V - 178.0, Zn - 54.6, Zr - 52.5, Cr - 451.0, Sr - 78.0, Ba - 97.2.

Состав магмы второго импульса отличается от магмы первого импульса заметно большей основностью, но меньшей глиноземистостью, щелочностью, существенно более высоким содержанием хрома. Различия эти хотя и не очень резкие, но убедительно свидетельствуют о некоторой миграции источника магмы на глубину, связанной с продолжающейся активизацией глубинных разломов.

Пластовые тела этого типа локализируются преимущественно в нижних горизонтах ордовика. Это связано с тем, что верхние горизонты уже были предельно насыщены инъекциями первого импульса и играли роль своеобразного экрана.

Каких-либо геологических данных для определения возраста гравитационно-дифференцированных тел нет. Калий-аргоновые даты укладываются в интервал 314-294 млн. лет, т.е. соответствуют второй половине карбона. Был ли интервал между импульсами столь велик (около 30 млн. лет) или данные абсолютного возраста некорректны, пока неясно.

Формирование гравитационно-дифференцированных тел [279] характеризуется накоплением железа и в меньшей степени SiO_2 на начальных стадиях, постоянным накоплением SiO_2 на средних и поздних стадиях кристаллизации в условиях, близких к фракционированию систем с сохранением постоянного общего состава (толеитовый путь). На конечной стадии толеитового пути кристаллизации резко сменяется известково-щелочным ($p\text{O}_2 = \text{const.}$). Аналогичный характер изменения условий кристаллизации отмечается, например, для Анакитской интрузии. Он свидетельствует о разгерметизации камер на последних стадиях кристаллизации интрузивного тела и открывшемся подтоке кислорода в кристаллизующуюся систему.

Направление дифференциации в общем то же, что и при формировании кристаллизационно-дифференцированных тел - сквозное обогащение дифференциатов железом в ходе эволюции расплава, но на последних стадиях кристаллизации (диабаз-пегматиты и гранофиры) наблюдается отчетливое обогащение щелочами.

На диаграмме Момджи ($H, C-M$) составы пород, слагающих гравитационно-дифференцированные тела, ложатся на относительно длинные линии, характеризующие довольно отчетливую раздифференцированность тел и наиболее медленную по сравнению со всеми другими телами района скорость их остывания (рис. 93).

Активизация тектонического режима и разгерметизация камер приводили к тому, что незакристаллизовавшиеся порции магмы могли отжиматься из камер и инъецировать в более высокие горизонты. Поэтому состав тел может быть не очень выдержанным и не строго соответствовать составу исходной магмы.

Эволюция рудных элементов в процессе формирования гравитационно-дифференцированных тел несколько сложнее, чем в предыдущем случае.

В процессе медленной гравитационной дифференциации, переходящей в гетерогенное состояние магмы, развивающейся при высокой температуре с накоплением летучих, создавались условия для ее разделения на силикатный и сульфидный расплавы. Температура кристаллизации наиболее „тугоплавких“ пикритовых диабазов оценивается по распределению Mg и Fe между сосуществующими ромбическими и моноклинными пироксенами примерно в 900°C . В этих или более высокотемпературных условиях происходило и отделение сульфидного расплава.

Высокое содержание в магме серы (не только магматической, но и поступающей в магму в результате десульфуризации пирита вмещающих пород в контактовых ореолах интрузий) является одним из главных факторов отделения сульфидного расплава, так как обогащенный серой расплав легко реагирует даже с уже выкристаллизовавшимися силикатами и добавляет дополнительные сульфидные порции к жидкой сульфидной фазе. Этот процесс будет продолжаться до тех пор, пока весь избыток серы не израсходуется [322]. Железосодержащие силикаты под влиянием серы преобразуются в сульфиды с параллельным распадом титаномагнетита и кристаллизацией ильменита, кварца, метасиликатов. Может быть, этим процессом в какой-то мере объясняется природа окварцевания диабазов, очень характерного для района.

Характер поведения триады Ni-Co-Cu дифференциатов тел этого типа отчетливо указывает на постоянную смену преобладающей роли никеля медью от приподошвенных пикритовых диабазов к относительно кислым разностям кровли: от $Ni_{0.8}-Co_{0.1}-Cu_{0.1}$ к $Ni_{0.25}-Co_{0.15}-Cu_{0.6}$.

Особенности кристаллизации и гравитационной дифференциации интрузивных тел рассматриваемого типа свидетельствуют, таким образом, о возможности отделения сульфидного расплава от силикатного и позволяют предположить вероятность наличия в них рудных горизонтов вплоть до горизонтов сплошных руд. Это подтверждается развитием сульфидной минерализации в гравитационно-дифференцированном теле участка Дальнего. В пользу этого свидетельствует также распределение серы в дифференциатах наиболее крупного тела Сопчамыльк [279]. Недостаток серы и рудных элементов, характерный для этого интрузива, вероятно, является следствием их перехода в сульфидный расплав, дальнейшая судьба которого пока неясна. Он мог быть отжатым в верхние структурные горизонты или образовать придонные залежи, поэтому гравитационно-дифференцированные тела являются весьма перспективными для поисков оруденения, главная задача которых собственно сводится к выявлению „судьбы” сульфидного расплава.

Сульфидная минерализация в горизонтах габбро-диабазов и шпихлах пегматоидов мало отличается от „сульфидных штоков” кристаллизационно-дифференцированных тел и характеризуется теми же генетическими особенностями.

Формирование сложнодифференцированных тел, как показывает анализ особенностей их строения, тесно связано с развитием гравитационнорасслоенных интрузивов. Средний химический состав пород, слагающих и эти тела, существенно отличается от всех других (в %):.

SiO ₂ - 54.29	MnO - 0.12	F - 0.049
TiO ₂ - 1.07	MgO - 4.30	B - 0.005
Al ₂ O ₃ - 11.71	CaO - 10.84	Cu - 0.20
Fe ₂ O ₃ - 3.16	Na ₂ O - 2.71	Ni - 0.09
FeO - 7.16	K ₂ O - 0.47	Co - 0.008
	P ₂ O ₅ - 0.21	

Микроэлементы (в г/т): Sc - 10.01, Ga - 7.2, V - 198.6, Zn - 49.3, Zr - 82.0, Cr - 34.5, Sr - 103.6, Ba - 292.5. В первую очередь обращает на себя внимание значительно пониженные содержания Al₂O₃, MgO, CaO, K₂O, Sc, Zn, Cr, но более высокие SiO₂, Na₂O, P₂O₅, V, Zr, Ba. Эти отличия нельзя объяснить только различием в глубине источника магмы.

Петрохимические данные по наиболее типичному телу участка Первого свидетельствуют о весьма значительной дифференциации тела по составу и о его формировании в условиях промежуточных между известково-щелочным и толеитовым путями развития. При формировании этих тел, характеризующихся наиболее высоким удельным объемом кислых дифференциатов и несколько пониженным основных, наиболее полно проявился процесс дифференциации по составу. Здесь вначале, так же как и в телах других типов, наблюдается накопление железа. Но в области кристаллизации компонентов лейкократовых пород прослеживаются два пути кристаллизации. Один путь характеризуется резким уменьшением как относительного, так и абсолютного содержания железа и резким возрастанием роли щелочей (натрия). Этот путь аналогичен процессу кристаллизации интрузий норильского типа. Другой путь отличается вначале резким, а затем постепенным уменьшением щелочности с одновременным резким увеличением относительного содержания железа. Такой сложный ход дифференциации обусловлен, вероятно, наложением на внутрикамерную дифференциацию процессов глубинной дифференциации. Весьма значительный объем относительно кислых производных и залегание их в центральных частях интрузии позволяет предположить, что отделение их происходило не в камере становления интрузии, а в глубинных подкоровых (или промежуточных типа Сопчамыльк) очагах в докристаллизационную стадию. Представляется весьма вероятным, что в образовании и „расслоении“ субщелочно-натриевых и бесщелочных пород определенную роль играли метасоматические явления, наложившиеся на породы нормального среднего состава и сопровождавшиеся перераспределением вещества, главным образом извести и щелочей.

Очень интересные особенности дифференциации из анализа *H-M* и *C-M* диаграммы (рис. 93) устанавливаются для пород

сложнодифференцированных тел. Во-первых, обращает на себя внимание широкая, предельно полная дифференцированность пород, не сравнимая ни с одним из других типов интрузивов. Во-вторых, кажется необычным при такой высокой степени дифференциации сближение кривых $H-M$ и $C-M$, подчеркивающее сравнительно быструю скорость кристаллизации, во всяком случае самую быструю из обследованных интрузивов. В-третьих, четко выступает группировка фигуративных точек в компактные узлы, а неравномерное их распределение по кривой. Первый узел соответствует рудоносным диабазам (диабаз-пикритам по химическому составу), второй - нормальным диабазам, третий - кислым щелочно-натриевым породам, четвертый - гранофирам прожилков и цемента эруптивных брекчий.

Эти особенности распределения дифференциатов позволяют сделать заключение о том, что перечисленные выше разности пород представляют собою результат кристаллизации отдельных последовательно внедрявшихся порций расплава. Порции имели разный состав и представляли собою дифференциаты промежуточного очага, каким могло быть глубинное тело норильского типа (гравитационно-дифференцированный тип, например Сопчамыльк). Объем порций был невелик, поэтому они кристаллизовались очень быстро. Гипабиссальная гравитационная дифференциация развивалась лишь в порциях большого объема и меланократового состава, обуславливая сепарацию оливина и ликвацию сульфидов. Об абиссальном характере дифференциации и формировании тел из отдельных порций магмы, являющихся продуктами глубинной дифференциации, свидетельствуют и другие факты:

- а) средний состав тела, весьма существенно отличающийся от среднего состава других типов тел;
- б) незакономерное распределение в пределах тела меланократовых и лейкократовых дифференциатов и отсутствие постепенных переходов между ними;
- в) высокое содержание серы и рудных компонентов, особенно меди.

Обратимся теперь к особенностям эволюции соотношения рудных элементов. Триада $Ni-Co-Cu$ от состава $Ni_{0.6} - Co_{0.07} - Cu_{0.33}$, характерного для наиболее ранних продуктов кристаллизации, приходит к концу процесса к соотношению $Ni_{0.1} : Co_{0.09} : Cu_{0.91}$. Здесь наблюдается та же общая тенденция относительного обогащения расплава к последним стадиям процесса медью за счет никеля. В эволюции рудных компонентов в сложнодифференцированных телах отсутствует ранняя „силикатно-никелевая“ стадия, характерная для других типов тел, и развитие рудной минерализации начинается сразу со стадии кристаллизации из расплава сульфидов, а заканчивается гидротер-

мальной стадией с существенно медистыми продуктами кристаллизации.

Таким образом, вся совокупность данных свидетельствует о том, что сложнодифференцированные тела сформировались в результате кристаллизации отдельных последовательно внедрявшихся порций магмы, выжимавшихся из промежуточных очагов - глубинных камер, в которых развивалась гравитационная дифференциация магмы. Отделение сульфидного расплава, сформировавшегося, например, рудопроявление участка Первого, также происходило еще в промежуточном очаге типа интрузии Сопчамыльк в процессе гравитационной дифференциации его кристаллизующегося содержимого. Эти гетерогенные порции силикатного + сульфидного расплава в результате оживившейся тектонической активности выжимались из глубинного очага в самые верхние горизонты ордовика, поскольку нижние камеры уже были заполнены и находились к тому же в условиях сжатия. В верхних камерах-ловушках чаще всего под экранами более ранних диабазов в какой-то, не очень значительной, степени продолжалось разделение магмы, но оно уже шло на убыль в результате начавшейся массовой кристаллизации сульфидов. Сульфидный расплав, имеющий относительно низкую температуру кристаллизации, продолжал находиться в жидком состоянии и подвергался гравитационному оседанию в донные части камеры. Капли, сливаясь друг с другом, укрупнялись и по мере остывания вмещающих рудоносных диабазов начинали кристаллизоваться. Поскольку первым кристаллизовался пирротин (иногда вместе с пентландитом), его эмульсия оседала в нижние части шлера, а халькопирит, к тому же более легкий, заполнял верхние части. Происходило расслоение шлиров и крупных вкрапленников.

Температура кристаллизации сульфидной магмы была сравнительно низкой. Во всяком случае сульфиды кристаллизовались заметно позднее распада титаномагнетита на магнетит и ильменит, так как им предшествовала еще и перекристаллизация новообразованного ильменита. А температура распада титаномагнетита, как известно, оценивается в 600-800°C. Вероятно, кристаллизация сульфидов происходила в интервале 500-400°C, но не выше.² В частности, мы не встречаемся и со структурами распада халькопирита в пентландите (температура ~ 600°C).

Если учесть, что температура кристаллизации породообразующих минералов 900-1200°C, то становится понятным ксеноморфизм сульфидов по отношению к силикатам, а также происхождение и широкое развитие инъекционных руд. В заключитель-

² Как известно, кристаллизация руд Норильска происходила при температуре $\approx 900^\circ\text{C}$, чем и объясняется отличие их минералогического состава и минераграфического облика от руд участка Первого.

ные стадии становления тела, переходные к постмагматическому этапу, в эндоконтактные трещины и ослабленные зоны вмещающих пород выжималась часть еще незакристаллизовавшегося сульфидного расплава, но уже заметно обогатившегося медью (за счет частично прошедшей кристаллизации пирротина и пентландита). Кристаллизация таких инъекций и являлась причиной образования секущих сульфидных прожилок.

Повышение тектонической активности на последних этапах кристаллизации магмы резко интенсифицировало миграцию подземных вод и открыло пути для их подтока к расплавленным магматическим массам. В результате этого не только изменился ход кристаллизации последних (от схемы постоянного валового состава к схеме постоянного парциального давления кислорода), но и началось интенсивное выделение летучих и рудных флюидов в окружающую среду. Эти гидротермальные растворы и определили развитие гидротермального этапа минерализации, в процессе которого происходило формирование в экзоконтактных породах гидротермальной халькопиритовой и борной минерализации, наложенной на сульфидную инъекционную. С этим же связаны кварц-амфибол-пирротин-халькопиритовые жилы и прожилки, секущие диабазы. Вполне возможно, что единый гидротермальный этап, поддерживаемый постоянным подтоком тепла по глубинным разломам продолжался почти до конца палеозоя, обусловив последовательное формирование всего спектра гидротермальных минеральных формаций.

Таким образом, процесс формирования рудной минерализации в сложнодифференцированных телах представляется довольно длительным, начавшимся в раннемагматическую стадию еще в промежуточном очаге, продолжавшимся в среднюю гистеромагматическую стадию в камере и закончившимся уже в гидротермальный этап. Последующий метаморфизм руд, вероятно, проявлялся очень слабо, так как характерные для метаморфизованных руд других регионов минералы, например миллерит, встречаются очень ограничено.

Содержание рудных минералов в блоках рудоносных диабазов и объем отликвированных сульфидов в каждой шлирово-вкрапленной линзе определяется, с одной стороны, объемом внедрившейся порции меланократовой магмы, а с другой - соотношением количеств сульфидного и силикатного расплава в ней. Исходя из изложенных представлений, можно ожидать даже внедрения почти чистых сульфидных порций и формирования сплошных сульфидных руд.

Наиболее ярко выраженные контактово-метаморфические образования характерны для субинтрузивных тел центральнопайхойского комплекса. Контактные ореолы, сформированные в условиях низкотемпературного контактового метаморфизма, представлены пренитовыми, везувиан-гранатовыми и пироксеновыми кальцифирами и слюдисто-кварцевыми, пренитовыми, пироксен-пренитовыми, амфиболовыми и пироксеновыми роговиками. Типы, зональность метасоматических колонок и состав минеральных ассоциаций довольно детально рассмотрены в гл. III. Наиболее вероятные условия метаморфизма: давление нагрузки - 300-500 бар, температура магмы в момент внедрения - 1000-1100°C, температура прогрева вмещающих пород - 300-600°C. Периферийная часть контактово-метаморфических ореолов соответствует фации альбит-эпидотовых роговиков, внутренняя часть фации роговообманковых роговиков. Малоуглубленные условия метаморфизма определяются по геологическим данным и подтверждаются величиной критерия Ингерсола (0.33-0.44).

По данным В.И. Силаева [194, 196-198, 202, 203, 206, 207, 209, 212], детально изучавшего минералогию и генезис контактово-метаморфических образований, состав их определяется сосуществованием двух минеральных ассоциаций: унаследованных минералов (кварц, карбонат, серицит, хлорит, рутил и др.) и новообразованных минералов (пренит, эпидот, гранаты, везувиан, тремолит, пироксен).

Процесс формирования контактово-метаморфических образований определяется явлениями текстурно-структурного и видового минерального преобразования исходных пород. Эти явления также детально исследованы В.И. Силаевым.

В.И. Силаев установил, что процессы структурного преобразования исходных пород начинаются значительно раньше достижения кинетического порога метаморфизма. Они заключаются в спекании, перекристаллизации и автолизии зерен, резко меняющих облик метаморфизованных пород [209]. Спекание приводит к термической усадке минеральных агрегатов и сокращению пористости на контакте с диабазами на 65-90%. В карбонатных породах сокращение пористости выражается интенсивнее. Перекристаллизация приводит к изометризации и росту зерен кальцита. На ранних этапах перекристаллизации заметно возрастает гранулометрическая неоднородность агрегата, постепенно снижающаяся к конечным этапам. Следствием автолиза (самоочистки зерен при перекристаллизации) является обесцвечивание пород в контактовых ореолах. В целом можно выделить два этапа структурного преобразования: ранний, для которого характерно интенсивное спекание, увеличение термодинамической неустой-

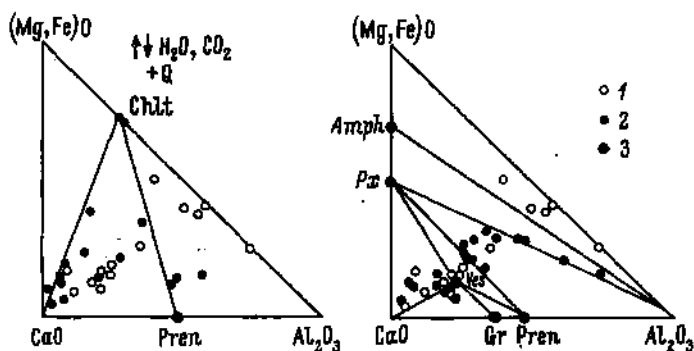


Рис. 94. Диаграмма „состав-парагенезис” контактово-метаморфических пород [207].

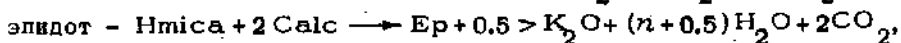
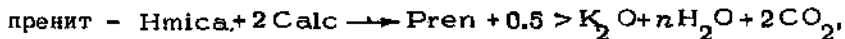
1 - исходные породы; 2 - кальцифиры и роговики; 3 - модальные составы.

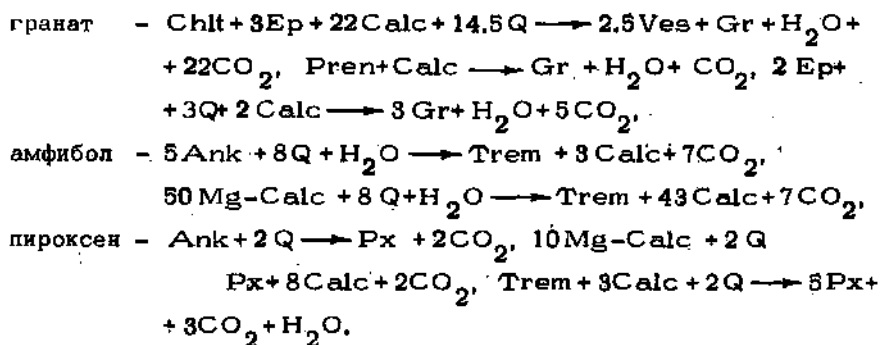
чивости агрегата, замедленный рост зерен, интенсивная автолизия, и поздний, характеризующийся уменьшением темпов сокращения пористости и автолизии, снижением термодинамической неустойчивости и увеличением скорости роста зерен.

Сопоставляя процессы структурного и минерального преобразования исходных пород, можно установить, что ранний этап соответствует низкотемпературной области альбит-эпидрт-роговиковой фации, поздний - высокотемпературной области той же фации и более высокотемпературных фаций.

На диаграммах „состав-парагенезис” (рис. 94) видно, что поля фигуративных точек составов исходных и контактово-метаморфических пород совпадают. Это свидетельствует о приближенно-изохимическом типе метаморфизма и возможности формирования всех новообразованных минералов за счет перерабатываемого субстрата. Распределение фигуративных точек составов различных типов контактовых пород точно соответствует их минеральному составу. Точки составов пренитовых кальцифиров находятся в поле Calc + Chlt + Pren, пренитовых роговиков - в поле Hmica - Chlt + Pren, везувиан-гранатовых кальцифиров - в поле Ves + Gr + Calc.

Кристаллизация новообразованных минералов является следствием серии реакций дегидратации и декарбонатизации между сосуществующими минералами. В.И. Силаев [206] установил следующие схемы кристаллизации главнейших минералов:





Для большинства кальцифиров, как было показано в гл. III, Характерны обычные дивариантные (четырёхкомпонентные) равновесия. В общем же, в направлении к контакту с диабазами число сосуществующих минералов возрастает от четырех (пренитовые кальцифиры) до пяти (везувиан-гранатовые кальцифиры) и даже до шести (пироксеновые кальцифиры).

Условия равновесия суммированы на диаграмме химических потенциалов H_2O и CO_2 (рис. 95). В зоне пренитовых кальцифиров вода и углекислый газ являются вполне подвижными компонентами, и в соответствии с правилом фаз имеются три степени свободы T , $P_{\text{H}_2\text{O}}$, P_{CO_2} . На диаграмме этому парагенезису соответствует поле между лучами (Ves) и (Gr) вблизи узла [Hmica, Px]. В зоне везувиан-гранатовых кальцифиров при шести компонентах сосуществуют пять минералов, что свидетельствует о вполне подвижном поведении только одного компонента - воды. Такому парагенезису соответствует луч (Chlt) и его продолжающий луч (Px). Теоретические четырехминеральные парагенезисы везувиан-гранатовых кальцифиров: Ves + Gr + Pren + Calc, Ves + Pren + Calc + Q, Ves + Gr + Pren + Q, изображенные полями между лучами (Q)-(Chlt), (Chlt)-(Gr), (Px)-(Calc), соответствуют реальным парагенезисам. В шестиминеральном парагенезисе зоны пироксеновых кальцифиров все компоненты инертны; такому парагенезису отвечает невариантный узел [Chlt + Hmica].

Зональность контактово-метаморфических колонок, следовательно, определяется изменением вдоль колонки режима подвижности H_2O и CO_2 . Последовательный переход CO_2 и H_2O в инертное состояние сопровождался повышением температуры системы, о чем свидетельствует положительный наклон лучей (Chlt) и (Px) на диаграмме химических потенциалов.

На изохимический контактовый метаморфизм осадочных пород, развивающийся в результате их прогресса внедряющейся и кристаллизующейся магмой, накладываются гидротермальные

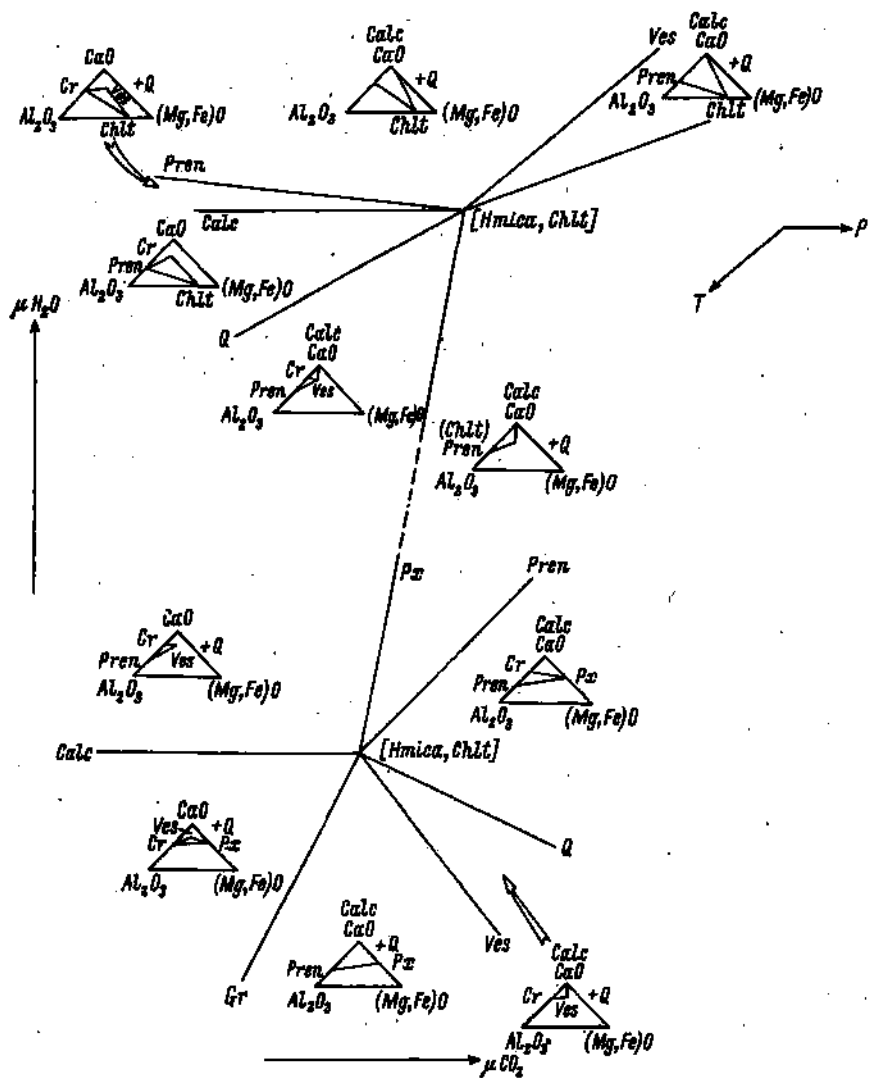


Рис. 95. Диаграмма химических потенциалов H_2O и CO_2 для контактово-метаморфических пород (фрагмент мультисистемы $C=2$) [207].

процессы, также генетически тесно связанные с магматизмом и протекающие с очень незначительным отрывом во времени от контактово-метаморфических. Их результатом является формирование прожилково-вкрапленной сульфидной ($Pyr+Chalc + Pent+Brv$) и аксинитовой ($Ax+Q+Calc+Akt$) минерили-

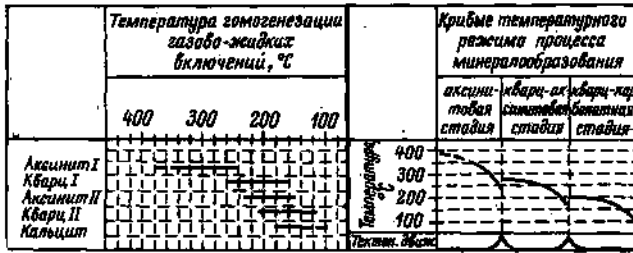


Рис. 96. Последовательность и температурный режим кристаллизации минералов аксинитового парагенезиса. Центральный Пай-Хой.

зации. Условия постмагматического сульфидного минералообразования были рассмотрены в предыдущем разделе, поэтому здесь мы коснемся только условий кристаллизации аксинита.

Последовательность кристаллизации минералов аксинитовой ассоциации показана на рис. 96, на котором, по Г.Н. Боболовичу [15], изображены примерные кривые изменения температурного режима минералообразования. Кривые построены по данным изучения температуры гомогенизации включений. Самый ранний мелкокристаллический аксинит исследовать не удалось, так как он непрозрачен. В прозрачных участках более поздних кристаллов были обнаружены первичные двухфазовые газовой-жидкие включения и большое количество вторичных однофазовых и двухфазовых. Первичные включения в наиболее позднем аксините гомогенизируются в интервале температур 150-230°C, вторичные - менее 150°C. Синхронный с этим аксинитом кварц характеризуется почти теми же температурами гомогенизации первичных включений (160-260°C). Завершающей стадией гидротермального процесса являлась кристаллизация позднего кварца ($t_{\text{гом}} = 120-200^\circ\text{C}$) и кальцита ($t_{\text{гом}} = 105-175^\circ\text{C}$).

Источником бора для кристаллизации аксинита, как показывают геохимические расчеты, является базальтоидная магма, формировавшая субинтрузивные тела центральнопайхойского комплекса. Она существенно обогащена бором: содержание бора в пайхойских диабазах (табл. 24) сопоставимо лишь с основными породами Среднего Урала и более чем в семь раз превышает кларковое. При формировании сложно-дифференцированных тел наблюдается четкая тенденция накопления бора в сульфидоносных меланократовых разностях более основного состава. Имеет место параллелизм в поведении бора и рудных элементов (табл. 24): бор ассоциирует с сульфидным и меланократовым расплавами, играет в них роль летучего элемента и накапливается в продуктах постмагматической деятельности.

Таблица 24

Содержание бора в магматических, метаморфических и осадочных породах Центрального Пай-Хоя

Порода	Кол-во анализов	Пределы колебаний, %	Среднее содержание бора, %
Кристаллизационно-дифференцированные тела	48	0.001-0.008	0.0038
Гравитационно-дифференцированные тела	38	0.0005-0.0074	0.0024
Сложнодифференцированные тела:	25	0.002-0.034	0.005
безрудные диабазы	17	0.002-0.006	0.003
сульфидное оруденение	6	0.004-0.034	0.014
лейкократовые разности	2		0.001
Диабазовые тела на р. Сопчаю	3	0.0005-0.001	0.0008
Известняки осевой зоны Пай-Хоя (ордовик)	6	0.0005-0.001	0.0009
Контактные роговики	28		0.003
Контактные кальцифиды	8	0.01-0.1	0.046
Эндоконтактные диабазы	2		>0.1
Безрудная кварцевая жила	2	0.001-0.003	0.002
Кварцевая жила с халькопиритом	1		0.008
Кварц-карбонатная жила в зоне дробления	1		>0.1
Тектоническая зона в диабазе, лимонитизированная	1		>0.1
Боропроявления в контактовых породах	3		>1

Близкие условия и особенности контактового метаморфизма характерны и для других магматических комплексов, например для вайгачского габбро-диабазового, но степень метаморфизма, как правило, заметно ниже.

Месторождения самородной меди на Новой Земле, пространственно связанные с метаморфизованными разностями базальтоидов костиншарского комплекса и отличающиеся своеобразными минеральными парагенезисами (см. гл. III), являются необычным для района типом минерализации и представляют серьезный практический и научный интерес. К сожалению, они изучены очень слабо, чтобы более или менее уверенно судить об их генезисе, но на некоторых генетических особенностях следует остановиться.

На эпигенетический, наложенный на базальтоиды характер медной минерализации, указывают основные закономерности строения и размещения проявлений самородной меди: связь самородной меди с зеленокаменно измененными участками оливинсодержащих разностей эффузивных пород; приуроченность медьсодержащих тел к пористым разностям эффузивных пород и к тектоническим зонам повышенной проницаемости и высокотемпературной переработки; сложная форма тел, контролируемая тектоническими элементами; взаимоотношения между породообразующими минералами и медьсодержащей ассоциацией.

Ассоциация новообразованных минералов ($Co_2 + Fe + Ca_2 + Q + Chlt$) и характер синминерализационного изменения вмещающих пород свидетельствуют о довольно высокотемпературных условиях метаморфизма. Самородная медь и парагенетические ей минералы кристаллизуются на последних стадиях процесса эпидотизации. Данные о морфологии и распределении примесей в зернах и самородках самородной меди (гл. V) позволяют предполагать позднейшее переотложение и перекристаллизацию меди.

Возраст медной минерализации, очевидно, совпадает с временем переработки диабазов. Основной объем калий-аргоновых определений измененных пород укладывается в интервале 260-300 млн. лет, соответствующем рубежу перми и карбона. Это один из переломных моментов геологической истории провинции, ставший началом формирования пермотриасового прогиба. Интенсивное развитие как локального, так и регионального метаморфизма в это время геологически вполне возможно.

Для определения геохимических особенностей процесса эпидотизации и „омеднения“ порфиритов был опробован ряд разрезов от неизменных пород до рудных эпидозитов (табл. 25). Расчеты, проведенные по результатам этого опробования, свидетельствуют о неизохимической природе метаморфизма, развивающегося в условиях открытой системы и общего прироста ее внутренней энергии.

Таблица 25

Химическая эволюция порфиритов костяншарского комплекса в процессе их метаморфизма и медной минерализации (в атомно-объемном выражении)

Элементы	Состав исходных и измененных пород (кол-во атомов в 10 000 Å ³)						Геохимические тенденции поведения при метаморфизме
	порфирит неизмененный, 15193	порфирит слабоизмененный, 15193а	эпидозит темный зеленовато-серый, 15193б	эпидозит светло-зеленый с самородной медью, 15193в	эпидозит светлый, безрудный, 15193г	эпидозит светлый „рудный“, 15193д	
Si	116.455	129.416	126.553	136.998	125.268	138.968	Привнос
Ti	3.009	2.674	3.258	2.645	2.651	2.548	Вынос
Al	49.491	50.268	53.118	59.650	62.997	48.618	Привнос
Fe ³⁺	6.383	3.774	6.537	12.675	21.568	9.558	Изменение степени окисления
Fe ²⁺	23.092	25.453	24.687	14.275	5.918	17.259	
Mn	0.605	0.559	0.611	0.758	0.412	0.744	
Mg	57.482	47.088	53.963	32.456	18.108	37.175	Вынос
Ca	21.885	19.566	28.095	61.258	59.649	54.256	Привнос
Na	12.631	2.860	10.263	0.806	0.530	1.157	Вынос

Таблица 25 (продолжение).

Элементы	Состав исходных и измененных пород (кол-во атомов в 10 000 Å ³)						Геохимические тенденции поведения при метаморфизме
	порфирит неизменный, 15193	порфирит слабоизмененный, 15193а	эпидозит темный зеленова-то-серый, 15193б	эпидозит светло-зеленый с самородной медью, 15193в	эпидозит светлый, безрудный, 15193г	эпидозит светлый "рудный", 15193д	
К	0.073	0.292	0.078	Нет	0.233	0.160	Вынос Перераспределение по колонке
Н	122.946	103.672	112.560	79.266	71.130	75.567	
С	2.340	0.686	0.452	1.354	7.839	5.399	
S	0.037	0.043	0.057	0.060	0.045	Нет	
P	0.436	0.461	0.459	0.271	0.361	0.426	
F	0.108	0.168	0.206	0.869	0.120	0.179	
Ni	0.100	0.099	0.154	0.163	0.094	Не опр.	
Co	0.014	0.010	0.025	Не опр.	0.007	" "	
Cu	0.020	0.018	0.034	" "	0.006	2.833	Привнос
O	499.679	387.087	421.110	403.604	376.936	394.842	Вынос

Характерной особенностью процесса является привнос кремнезема, алюминия, кальция, углерода, т.е. компонентов, входящих в состав главных парагенетичных самородной меди минералов: эпидота, кварца, кальцита. Углерод, кроме того, перераспределяется по колонке. Выносятся магний, натрий, титан, водород и кислород, отражая процессы дегидратации минералов и разрушение полевых шпатов.

Медь, как это видно из приведенных цифр, почти полностью привносится; местное перераспределение меди не вносит серьезного вклада в формирование рудных тел. Источник меди, однако, неясен: привнесена ли она с глубинными растворами и имеет ювенильное происхождение или вынесена из вмещающих толщ?

Есть основания предполагать, что существенная, если не определяющая, роль принадлежит мобилизации меди из подстилающих базальтовые покровы ниже-среднедевонских терригенных отложений. Песчано-известковистая толща D1-D2 характеризуется повышенным содержанием меди, в ней местами отмечается довольно значительная вкрапленность халькопирита. Не исключено, что эта толща содержала или содержит горизонты убогих медистых песчаников, и концентрация меди в самородной форме является результатом ремобилизации ее из этих горизонтов под действием метаморфогенных гидротермальных растворов. Эта гипотеза требует специальной проверки, и если она окажется справедливой, то мы имеем здесь дело с весьма перспективным типом медной минерализации.

Гидротермальное минералообразование

Общая картина гидротермального минералообразования в провинции достаточно ясно вырисовывается на основе анализа формационных рядов (гл. III) и региональной минералогической зональности (гл. VI). Главной минералогенетической чертой, усугубляющейся из этих данных, является структурное единство всей гидротермальной минерализации, свидетельствующее о едином мегаэтапе, едином мегапроцессе ее формирования. Конечно, гидротермальное минералообразование развивалось на всех этапах геологической истории провинции, характеризовавшихся повышением тектонической активности и развитием магматизма, но интенсивность процессов была несравнимо ниже, чем в тот отрезок геологического времени, когда сформировался общий минералогический облик провинции. Отпечаток более ранних и более поздних наложенных гидротермальных процессов незначительный и не затушевывает картину генетически единого минералообразования.

О возрасте гидротермальной минерализации. Все более или менее значительные минералопр-

явления и месторождения гидротермального генезиса связаны с формированием верхнего структурного этажа. Нам неизвестно ни одного заслуживающего внимания проявления (за исключением может быть кварц-амфиболовых прожилок в порфиритах тоинтинского комплекса и пирротин-халькопиритовой вкрапленности в подошве диабазовых тел рейнекского комплекса), возраст которого хотя бы по косвенным данным можно было считать допалеозойским. Очевидно, вся рудная минерализация как магматического; так и гидротермального генезиса сформирована в вариссийский этап развития структуры мегантиклинория, а может быть частично и позже.

К сожалению, в особенностях строения и размещения месторождений и рудопоявлений нет таких, которые позволили бы точно определить возраст минерализации (хотя бы для некоторых формаций), поэтому в литературе мы сталкиваемся с довольно противоречивыми оценками. Ряд авторов [32] считает оруденение среднепалеозойским, другие говорят о едином триасовом времени формирования минерализации [114]. Наши данные хотя и подчеркивают единство минералообразующего процесса, но свидетельствуют о довольно существенной возрастной гетерогенности гидротермальной минерализации, о значительной растянутости ее формирования, по крайней мере от девона до палеогена.

Те ряды минеральных формаций, которые мы сравнительно подробно анализировали выше, являются рядами не только пространственными, но в какой-то степени и хронологическими. При существенных возрастных перекрытиях начальные формации рядов в общем „старше” конечных. Чтобы получить реперные хронологические точки в рядах минеральных формаций, мы делали попытки определения абсолютного возраста некоторых месторождений или других генетически связанных с ними минеральных комплексов. Результаты суммированы на диаграмме (рис. 92).

Наиболее древней, очевидно, является сульфидная медно-никелевая минерализация в диабазах центральнопайхойского комплекса (пирротин-пентландит-халькопирит-кобальтиновая формация), время формирования которой средне- или позднедевонское (скорее, раннефранское) [279]. Близкий возраст имеют проявления кварц-амфибол-пирротин-халькопиритовой формации в Центральнопайхойской области. Даты калий-аргонового возраста медьсодержащих эпидозитов на месторождении самородной меди п-ова Медного на Новой Земле, как мы уже отмечали, группируются в интервале 300-260 млн. лет, отражая рубеж карбона и перми. Эти даты совпадают с возрастом метаморфизма диабазов и, очевидно, близки к возрасту оруденения. Геохронологические данные К-Аг метода по серициту амдермитов, приблизительно синхронных флюоритовому оруденению Амдерминского месторождения на Пай-Хое (или немного более ранних), занимают интервал 298-242 млн. лет; причем основная масса их сосредоточена в еще более узком отрезке - 278-260 млн. лет.

Эти данные наводят на мысль о раннепермском возрасте кварц-сфалерит-флюоритовой формации. На характерное для Уральской области широкое развитие баритовой и флюоритовой минерализации пермского возраста указывает В.И. Смирнов [218].

Следует подчеркнуть, что максимум всей региональной выборки геохронологических данных приходится на рубеж карбона и перми и пермь. Видимо, это время резкого оживления тектонической активности региона и является временем формирования основной массы флюоритовых и полиметаллических рудопроявлений.

Формирование завершающих формационные ряды минеральных ассоциаций происходило несколько позднее. Так, кристаллизация гигантокристаллического кальцита и отложение антраксолита в кварц-антраксолитовых телах Новой Земли (мыс Соколова) приходится на завершающие этапы складкообразования, т.е. на конец перми-начало триаса. Об этом свидетельствуют, в частности, данные по замерам современной ориентировки синхронных с антраксолитовой минерализацией кальцитовых и пиритовых сталактитов (рис. 83, е). Их ориентировка отличается от современной вертикали очень незначительно, не более чем на 10° , в то время как разориентировка блоков, вмещающих кальцитовые тела каменноугольных известняков и контактирующих с ними нижнепермских алевролитов, достигнет 90° . Следовательно, рост сталактитов происходил уже после основных деформаций.

В последнее время появились убедительные данные о развитии на Пай-Хое молодого мезозойско-кайнозойского рудообразования. Сфалерит-галенитовая акцессорная минерализация в гранитоидах торасовейского комплекса синхронна с вмещающими породами и, следовательно, является раннетриасовой [243]. Апофилит-цеолитовая формация Карской кольцевой депрессии имеет возраст не древнее вмещающих цеолитсодержащие прожилки и жилы палеогеновых туфобрекчий. То же касается и сульфидной минерализации в этих туфобрекчиях.

Таким образом, на фоне единой хронологической картины гидротермального минералообразования, охватывающей значительный отрезок геологической истории провинции (от девона до мезозоя), намечаются два минералогенетических максимума, хронологическое положение которых устанавливается довольно точно - D3fr и C3-T1. Кайнозойский этап с ними не связан и стимулирован, очевидно, космогенными факторами (гигантский метеоритный удар).

О стадийности формирования минеральных месторождений. Формирование отдельных минеральных месторождений характеризуется определенной стадийностью и определенной направленностью. Эти общие черты и специфические особенности динамики минералообразования хорошо прослеживаются на диаграммах последовательности кристалли-

зации минералов, которые мы неоднократно приводили в предыдущих главах (рис. 8, 9, 11, 15, 17, 18, 95). Они отражают процесс минералообразования в типичных проявлениях кварц-кальцит-аксинитовой, карбонатно-сфалерит-галенитовой, кальцит-сфалерит-пирит-флюоритовой, сульфидно-баритовой, кальцит-антраксолитовой, апофиллит-цеолитовой минеральных формаций. В качестве примера рассмотрим более подробно стадийность формирования баритовой минерализации на р. Каре. Характерной ее особенностью является развитие минерализации в сильно меняющемся режиме минералообразующих растворов.

По данным онтогенетического изучения минеральных индивидов и агрегатов устанавливается пять минералообразующих стадий (рис. 15).

1. Кварц-кальцитовая дорудная стадия отражает начало взаимодействия рудообразующих растворов с вмещающими породами, характеризуется преимущественным развитием процессов перекристаллизации кальцита и кварца. Кальцит образует агрегаты крупных кристаллов, переполненных темными включениями, а кварц - сферолитоподобные розетки. В приоткрытых полостях трещин растяжения кристаллизуются друзы кристаллов кальцита и кварца, иногда кварц и кальцит плотно выполняют трещины, формируя кварцевые и кальцитовые прожилки. Кристаллы кальцита содержат включения различной природы и морфологии от однофазных жидких до трехфазных (водный раствор+углекислота+газ). Температура гомогенизации первичных включений в перекристаллизованном кальците 170-180°C, в кристаллах кварца - 194-204°C, в жильном кварце - 223-225°C. Широкое развитие „взорванных" включений с ореолами залеченных трещин свидетельствует о более высоких температурах последующих стадий минералообразования.

2. Баритовая рудная стадия является главной и наиболее продуктивной стадией формирования месторождения, в течение которой выкристаллизовалась основная масса барита, метасоматически замещавшего известняк. Изучение эволюции включений в барите раскрывает довольно сложную температурную историю этой стадии. Самые ранние включения двухфазовые и многофазные с CO₂ аномальные, с неравномерным наполнением, указывающие на очень высокую скорость кристаллизации. Несколько более поздние сингенетические включения содержат раствор, жидкую CO₂, газы, твердую фазу с яркими цветами интерференции. Они, как правило, взорваны с ореолами залеченных трещин. Температура гомогенизации наиболее мелких сохранившихся включений варьирует от 235 до 268°C. Еще более поздние сингенетические включения (без углекислоты) гомогенизируются при температурах 260-285°C. Баритовые зерна переполнены различными эпигенетическими включениями в залеченных трещинах. Одна их генерация (изометричная) формировалась в условиях температуры, снижающейся от 305 до 282°C, вторая

(амебовидная) - в условиях постоянной температуры (250-256°C). Эти данные позволяют предположить наличие в конце процесса баритообразования температурного скачка, по крайней мере до 300°C, с последовавшим затем резким падением температуры.

3. Кальцит-сульфидная стадия характеризуется кристаллизацией относительно низкотемпературного кальцита второй генерации. Он выполняет промежутки между индивидами барита и центральные полости приконтактовых баритовых прожилков, содержит включения мелких зерен сульванита. Температуры гомогенизации включений 110-130°C, но в большинстве случаев включения взорваны. Индивиды барита несут следы травления, развывавшегося в эту стадию.

4. Флюоритовая стадия помимо кристаллизации флюорита в приконтактовой зоне баритовых тел и в секущих прожилках характеризуется перекристаллизацией раннего барита с образованием мелкозернистого барита II вдоль трещин и зонок дробления. Температуры гомогенизации субсингенетических двухфазных включений во флюорите 170-230°C, в различных группах вторичных включений - 162-148, 150-125, 112-85°C (снижающийся режим температуры), в барите II - 218-245°C. В заключительные моменты этой стадии, возможно, происходило резкое падение давления и вскипание раствора, о чем свидетельствуют аномальные включения в залеченных раннеэпигенетических трещинах.

5. Кальцит-антраксолитовая стадия характеризуется кристаллизацией кальцита III с двухфазными включениями, гомогенизирующимися при 120-130°C, и графитизированного органического вещества.

6. Поздняя баритовая стадия является заключительной стадией формирования минерализации. Ее продукты - пластинчатые кристаллы барита с включениями пирита и ромбоэдрические кристаллы кальцита IV.

Смена одной стадии минералообразования другой сопровождается усилением интенсивности трещинообразования. Даже на примере этого проявления, отличающегося сложным скачкообразным процессом минералообразования, связанным с неоднократным наложением тектонических деформаций, отчетливо прослеживается направленный волнообразный характер изменения параметров среды. Температура, например, быстро растет, достигает максимума, затем плавно или скачкообразно снижается. Так же изменяются и другие физико-химические параметры.

Последовательность кристаллизации минералов в отдельных месторождениях, если они полиминеральные, в общих чертах отражает последовательность смены минеральных формаций в формационных рядах. Это вполне закономерное явление, являющееся следствием геогенетического закона Д.В. Рундквиста [179]

и еще раз подтверждающее единую мегаприроду гидротермальной минерализации в провинции.

О температурах формирования гидротермальной минерализации. Наиболее высокотемпературными являются проявления пирротин-пентландит-халькопирит-кобальтиновой формации, температурный режим формирования которых снижался в процессе их формирования почти от 1200 до 300°C. Собственно кристаллизация сульфидов из расплава происходила при температурах не выше 500-600°C, кристаллизация сульфидов из гидротермальных растворов (кварц-амфибол-пирротин-халькопиритовая формация) - где-то около 300-200°C. Что же касается гидротермальных месторождений, то глубокая переработка вмещающих рудные залежи пород, выразившаяся в их перекристаллизации, окварцевании, доломитизации, редоломитизации и специфичность минеральных парагенезисов свидетельствуют об относительно высокой температуре минералообразующих растворов. Об этом позволяет косвенно судить также резко повышенное по сравнению с кварцем безрудных прожилков содержание алюминия в кварце рудных месторождений. По данным различных методов декрепитации (термозвуковой, визуальной, термобарической, термогравиметрической) и гомогенизации включений, температура формирования гидротермальной минерализации примерно укладывается в интервал 80-400°C. В провинции широко представлена также эпигенетическая (преимущественно карбонатная) минерализация, сформированная в условиях обычных температур (20-40°C).

Термический режим формирования гидротермальных месторождений и проявлений наряду с направленным постепенным изменением характеризуется, как показали исследования Г.Н. Бобовича [13], неустойчивостью, наличием температурных скачков и перепадов. Примером может служить проявление барита на р. Каре с термически неустойчивым режимом формирования. Подобный режим, даже более сильно пульсирующий, характерен для Амдерминского флюоритового месторождения.

Наиболее общей палеотемпературной закономерностью является взаимосвязь пространственной, хронологической и термодинамической направленности гидротермального процесса: неоднократно рассматривавшиеся ряды минеральных формаций (табл.2) отражают направленность смены термодинамических условий от относительно высокотемпературных к низкотемпературным. Наиболее высокотемпературными в гидротермальных формационных рядах, как и следовало ожидать, являются, по данным термобарометрических исследований, проявления кварц-халькопирит-сфалеритовой и кварц-сфалерит-пирит-флюоритовой формаций (260-380°C). Проявления кальцит-кварц-целестин-барит-флюорит-сфалерит-сульванитовой формации характеризуются температурами 170-340°C, причем относительно низкотемпературной является флюоритовая минерализация (140-240°C), относительно высоко-

температурной - сульфидная (240-340°C), хотя сфалерит кристаллизуется в широком температурном интервале (80-280°C). Температуры гомогенизации первичных включений в кристаллах барита от 125 до 250°C, т.е. баритовая формация является весьма высокотемпературной. Поля кварц-кальцитовой и кальцитовой эпигенетической безрудной минерализации наиболее низкотемпературны (80-120°C).

Устанавливается закономерное изменение температуры гомогенизации включений „сквозных“ минералов в пределах отдельных линейных зон. Так, в зоне вайгачских разломов температура гомогенизации включений одного и того же типа во флюорите падает от 250-265 на полиметаллическом месторождении Раздельное до 215-220°C во флюоритопоявлениях у оз. Хаендо и 168-175°C у мыса Чайка. В пределах зоны развития кварц-сфалерит-пирит-флюоритовой формации от Амдермы на юго-запад, к гряде Беляева, температура гомогенизации включений снижается от 150-180 до 140-160°C. Для флюоритов Амдермы характерен сильный термический метаморфизм сингенетических включений, свидетельствующий о посткристаллизационном скачке температуры до 200-240°C. Определенная направленность изменения температуры гомогенизации включений характерна для зоны развития кварц-кальцит-целестин-барит-флюорит-сфалерит-сульванитовой формации: падение от 200-220 до 180°C от осевой части зоны к периферии. Термальный метаморфизм включений здесь не проявляется. Подобная направленность характерна для флюорита и из других зон.

Довольно резкая дифференциация по термодинамическим условиям кристаллизации устанавливается на основе исследований А.Б. Макеева и для сфалерита. Наиболее высокотемпературным является сфалерит кварц-халькопирит-сфалеритовой формации (Юшарские проявления): условия его кристаллизации: $t = 260-400^\circ\text{C}$, $P = 1400-2000$ бар. Сфалерит из полиметаллических месторождений Вайгача характеризуется менее высокими параметрами: $t = 150-340^\circ\text{C}$, $P = 1000-1400$ бар. Самыми низкотемпературными являются сфалерит-Mn (150-280°C) и сфалерит-Cd (80-200°C), формирующиеся в условиях $P = 500-700$ бар.

Таким образом, минералотермометрические данные свидетельствуют о неоднородной, но меняющейся строго направленно структуре температурного поля провинции в основные эпохи минералообразования.

О природе гидротермальных растворов и источниках их основных компонентов. Вопрос о природе вещества, формирующего минеральные парагенезисы гидротермальных месторождений, является очень сложным и главным образом потому, что прямой магматический контроль минерализации проявляется весьма ограниченно. Косвенные же данные оставляют простор для разноречивых трактовок.

Для каледоно-вариссийского цикла развития Пайхой-Вайгач-Новоземельской складчатой системы, как было показано в гл. II, характерен почти исключительно базальтоидный магматизм. Отчетливая генетическая связь с продуктами этого магматизма устанавливается лишь для рудопроявлений кварц-амфиболит-асбестовой и пирротин-пентландит-халькопирит-кобальтиновой формаций, о чем мы уже говорили. Пространственная близость медно-рудных месторождений и рудопроявлений кварц-халькопиритового состава к зонам наиболее интенсивного проявления основного магматизма также допускает предположение об их генетической связи. Она не исключается и особенностями геохимии меди в процессе кристаллизации диабазовых тел - ее накоплением в наиболее поздних дифференциатах и переходом в гидротермы.

Связь же гидротермальных месторождений с магматическими образованиями, как и в других аналогичных провинциях, неясна. С одной стороны, весь парагенезис рудных элементов (Pb, Zn, Cu, As, Ag, Cd) значительно ближе к парагенезисам, генерируемым основной магмой, чем кислой. Это подтверждается и преобладанием цинка над свинцом, а сульфида железа - над сульфидами свинца и цинка, устойчиво высоким (0.2-0.3 г/т) содержанием золота во всех сульфидах и низким содержанием мышьяка. Для парагенезисов, связанных с кислой магмой, более характерны обратные соотношения и широкое присутствие в продуктах минерализации редких земель, циркония, ниобия, т.е. элементов, не типичных для нашей провинции. О связи гидротермальной минерализации с базальтоидным магматизмом свидетельствует и халькофильно-сидерофильный тип региональной зональности.

Иногда распределение минерализации контролируется теми же зонами разломов, что и распределение диабазовых тел (о-в Вайгач). Но, с другой стороны, почти во всех случаях оруденение значительно более молодое по сравнению с возрастом соседствующих с рудопроявлениями тел основного состава и даже накладывается на эти тела; в ряде случаев дайки играют роль экранов в концентрации оруденения.

В последние годы обнаружено несколько тел биотитовых диоритов, залегающих в нижнепермских отложениях в районе п-ова Торасовой. Возраст диоритов 243-230 млн. лет (граница *P-T*). Среди аксессуарных минералов в "этих диоритах постоянно отмечаются галенит и сфалерит. Синхронные им пермотриасовые малые интрузии гранитов обнаружены на Северном острове Новой Земли (залив Цивольки, губа Крестовая). Возможно, что они играют определенную металлогеническую роль, выяснение которой является весьма важной задачей. То же самое можно сказать и о глубинных телах среднеосновного состава, картирующихся в последнее время Е.А. Подбеловой по геофизическим данным. Приуроченность их к зонам трансформных глубинных

разломов, секущих все структурные зоны, свидетельствует об относительно молодом возрасте магматизма, возможно, синхронном с гидротермальным минералообразованием.

В общем, говоря о связи магматизма и гидротермального минералообразования, можно, таким образом, подчеркнуть следующее: прямой связи для большинства минеральных формаций нет, но основные этапы и стадии гидротермального минералообразования приходится на этапы резкого повышения тектонической активности в регионе, нередко (но не обязательно) совпадающие с этапами магматизма. Не исключено, что магматизм и гидротермальное минералообразование - это не причина и следствие, а два следствия одной причины.

Что касается вопроса об источниках вещества, то имеющиеся данные позволяют предполагать, что компоненты, слагающие минеральные тела, генерированы не одним, а несколькими источниками, и что элементы в процессе миграции проходили неоднократно 'стадии промежуточной концентрации и рассеяния. Это отчетливо устанавливается, например, по данным изотопного анализа ряда элементов, особенно свинца галенитов. (см. гл. V).

Анализ особенностей строения и формирования гидротермальных месторождений наводит на мысль о возможной их косвенной связи с газовыми и нефтяными месторождениями Тимано-Печорской провинции, из которых в процессе сложного формирования и длительной миграции рудоносных растворов могли заимствоваться некоторые компоненты. На это мы уже обращали внимание в одной из своих работ (см. кн. „Магматизм и металлогения северо-востока Европейской части СССР и севера Урала*, Сыктывкар, 1978): „... Имеются довольно веские данные утверждать, что жидким субстратом гидротермальных растворов могут быть связанные с нефтяными залежами хлоридные щелочноземельно-натриевые рассолы („нефтяные" воды), сильно прогретые в тектонически активных зонах и активизированные „примесью* к ним глубинных ювенильных флюидов. Об этом свидетельствуют данные изотопных исследований углерода карбонатов. Во всех рудных месторождения парагенный рудным минералам карбонат сильно „облегчен" по сравнению с исходным, что можно связать с подтоком в кристаллизующуюся систему „легкой" CO₂ » причем очень легкой. В пользу гипотезы „нефтяных вод" свидетельствуют локализация руд некоторых месторождений в бывших водонефтеносных горизонтах, почти постоянное присутствие углекислоты' в жидких включениях в кристаллах рудных и парагенных им минералов, наличие битумных включений в кальците, кварце, флюорите, присутствие в рудах большинства месторождений антраксолита, приток в выработки месторождения Раздельного хлоридных щелочноземельно-натриевых рассолов, выходы углеводородных газов в пределах амдерминских залежей и даже приток нефти в скважины и ряд других факторов"; (с. 46—47).

Если новообразованный карбонат рудных тел образуется только за счет карбонатов вмещающих пород, то с ним происходит преобразование, отраженное на схеме (рис. 86): резкое разделение изотопов углерода (до 1.1%) и симметричное расширение предела колебаний изотопного состава ($\delta^{13}\text{C}$) новообразований по сравнению с углеродом вмещающих пород. Это происходит за счет развития ионообменных реакций в системе $\text{CaCO}_3 - \text{CO}_2$, и такие примеры мы имеем среди месторождений альпийского типа, например уральских хрусталеносных.

Следовательно, состав гидротермальных растворов формируется главным образом за счет активизированных пластовых вод, которые поставляют основное количество натрия, хлора, магния, кальция, а также стронций, барий, частично серу и, возможно, некоторые рудные компоненты.

Очевидно, часть компонентов, входящих в гидротермальные растворы, заимствуется непосредственно из нефтей (например, ванадий, германий), с позиций этой гипотезы становятся понятными высокое содержание битумов в рудах и природа гидротермальной кальцит-антраксолитовой минерализации. Однако не этот источник вещества является определяющим.

Основной объем минерального вещества гидротермальных растворов или имеет ювенильную природу и поступает из глубинных горизонтов земной коры по глубинным разломам, или мобилизован из осадочных пород в результате их переработки в зонах глубинных разломов. Главным мобилизующим фактором является поток тепла, внедряющийся по тектонически активным зонам глубинных разломов и генерирующий поток гидротермальных растворов, поток вещества. Мобилизация вещества происходит в очень больших объемах пород на широкой площади и в большом интервале глубин. Состав формирующихся растворов зависит от интенсивности теплового потока, глубины их формирования (т.е. мобилизационного уровня) и состава перерабатываемых пород.

Ярким примером мобилизационной природы вещества является кальцит-кварц-целестин-барит-флюорит-сфалерит-сульванитовая и родственные ей формации. Их компонентный состав полностью соответствует составу вмещающих карбонатно-сланцевых толщ карбона. Геохимическое своеобразие последних, несомненно, определяется подпиткой седиментационного бассейна ювенильными минерализованными растворами. Расчет баланса вещества показывает, что региональная гидротермальная переработка этой осадочной толщи может обеспечить извлечение из нее минеральных компонентов в количествах, соизмеримых со сконцентрированным в месторождениях и рудопроявлениях. Не случайно область развития месторождений рассматриваемой формации совпадает с контурами Карской структурно-фациальной зоны.

Особенности мобилизации, миграции и концентрации компонентов в условиях формирования группы минеральных формаций, связанных с переработкой карбонатно-сланцевой толщи карбона, можно проследить на примере ряда минеральных типов, например баритового.

Как было показано выше, характерной особенностью процесса формирования баритовой минерализации является довольно высокая температура минералообразующих растворов (около 230-300°C для барита I и около 220-245°C для барита II) и, очевидно, высокая концентрация в них Ba^{2+} и SO_4^{2-} . На графике Тугаринова-Наумова [233], суммирующем температурные интервалы формирования различных гидротермальных месторождений, карские бариты занимают крайнее „высокотемпературное“ положение и имеют мало аналогов. В области этих высоких температур резко снижается растворимость барита, как впрочем и флюорита [143, 237], что, несомненно, имеет прямую причинную связь с кристаллизацией барита. Из трех возможных схем гидротермального баритообразования, которые детально разбирают Н.Е. Учамейшвили, С.Д. Малинин и Н.И. Хитаров [237], схема отдельных источников бария и сульфат-иона с кристаллизацией барита в зонах смешения барий- и сульфатсодержащих растворов может быть сразу же исключена, поскольку в разрезе северопайхойского палеозоя полностью отсутствуют горизонты сульфатолитов, как и другие возможные источники не связанного с барием сульфатного иона. Наиболее вероятным является совместный привнос в зоны формирующихся залежей Ba^{2+} и SO_4^{2-} в составе горячих высокоминерализованных растворов с ионной силой не менее 2-3 и последующей кристаллизацией $BaSO_4$ в результате изменения термодинамических и физико-химических условий.

Источником бария являются палеозойские осадочные породы, метаморфизованные в зонах разломов глубокого заложения, содержание бария в некоторых горизонтах этих пород довольно высокое. В палеозойском разрезе провинции имеются многочисленные горизонты с достаточно высоким содержанием бария (около 0.01-0.08%) и стронция (около 0.02-0.06%), чтобы рассмотреть их в качестве потенциальных источников этих элементов, которые могут быть ремобилизованы при метаморфизме пород. Более того, в зеленых хлоритовых сланцах эйфельского яруса девона на р. Каре даже залегает горизонт пирит-баритовых конкреций мощностью около 3 м. На возможность мобилизации бария из осадочных пород указывают весьма широкие пределы вариаций содержания стронция и бария и стронций-бариевого отношения в зонах гидротермальной переработки. Так, среднее значение St/Ba в линейных зонах мраморизации

в визейских известняках варьирует от 0.002 до 13.45, что, несомненно, связано с перераспределением этих элементов. Генезис гидротермальных растворов, которые проводили переработку осадочных пород и являлись субстратом минералообразующих (в том числе и баритообразующих) растворов, связан с мощными процессами тектонической активизации региона на рубеже карбон-пермь, обусловившими энергичный приток тепла и вещества в тектонически активные зоны.

Состав растворов формировался в процессе их миграции по тектоническим зонам. Судя по минеральным парагенезисам, формирующим гидротермальную баритовую минерализацию, кроме Ba и Sr в составе растворов в повышенных количествах содержались Zn, Si, V, Ge, As, Sb, Sn, Mn, F, S. Очевидно, что генетическая природа компонентов гидротермальных минералообразующих растворов гетерогенна, и в их составе существенная роль принадлежит сульфидной сере.

Все эти данные наводят на мысль о миграции бария, как и других металлов, в сульфидной форме в виде $R(HS)_2$. Кристаллизация бария в сульфидной форме определяется внедрением гидротермальных растворов в окислительную обстановку, сопровождающимся окислением $S^{2-} \rightarrow SO_4^{2-}$. Исходя из этого, становится понятной причина интенсивного развития баритового метасоматоза по известнякам - активное воздействие кислых растворов на карбонаты и кристаллизация барита в процессе нейтрализации растворов.

Сложнее решается вопрос об источниках стронция в генезисе мономинеральной целестиновой минерализации, примером которой является проявление в губе Каменка на Новой Земле. В разрезе палеозоя юга Новой Земли неизвестны горизонты сульфатолитов, и скорее всего стронций был мобилизован подземными водами из палеозойских карбонатных пород. Среднее содержание стронция в девонских и силурийских известняках 0.054 и 0.044%, стронций резко превалирует над барием ($Sr/Ba = 10.69$ и 17.24). То же самое относится и к известнякам карбона. Например, на о-ве Вайгач в покрывающих каменноугольных известняках стронций-бариевое отношение поднимается до 6.17, а на юге Новой Земли - до 10.74 по сравнению с 1.95 для тех же горизонтов на Пай-Хое. Может быть, поэтому эпигенетическая минерализация на Новой Земле целестиновая, на Пай-Хое - целестин-баритовая и существенно баритовая.

Для новоземельских целестинопроявлений из-за отсутствия в разрезе, сульфатолитов трудно предположить перенос стронция в хлоридной форме и использовать для объяснения кристаллизации целестина хорошо разработанную модель смешения сульфидных и хлоридных растворов. Скорее всего, стронций поступил в раствор в результате растворения рассеянного целестина (по-

тенциальная возможность подземных вод насыщаться стронцием в условиях зоны эпигенеза достигает 3000 мг/л) и мигрировал совместно с сульфатным ионом. Кристаллизация целестина является следствием изменения его растворимости при изменении условий миграции растворов - в первую очередь падения давления при их выходе в трещинные зоны и нейтрализации при взаимодействии с доломитом. Первичноокислая реакция стронцийсодержащих растворов и определила развитие метасоматоза целестина по доломиту. Близкий механизм привлекает Я.Э. Юдович для объяснения генезиса обогащенных стронцием карбонатных горизонтов на Печорском Урале [261].

Если же рассматривать не только целестиновую и баритовую формацию, а все формации провинции в целом, то анализ данных о содержании стронция и бария показывает три тенденции изменения содержания этих элементов по сравнению с вмещающими породами:

а) содержание бария ниже, а стронция выше, чем во вмещающих породах (сфалерит-сульванитовые жилы в сланцах С1т, пирит-халькопиритовые жилы в ордовике Вайгача и др.);

б) содержание бария и стронция выше, чем во вмещающих породах (проявления кварц-кальцит-целестин-барит-флюорит-сульванит-сфалеритовой формации и некоторые зоны гидротермальной перекристаллизации карбонатных толщ);

в) содержание бария повышается, а стронция снижается (флюоритовые месторождения).

Первый случай отражает пассивную роль вмещающих пород в формировании состава рудной минерализации, два вторых позволяют допускать перераспределение стронция и бария, их принос либо вынос.

Возвращаясь к специфике минералообразования в Карской структурно-фациальной зоне, выражающейся в определяющем влиянии состава вмещающих пород на характер гидротермальной минерализации, рассмотрим также некоторые особенности генезиса медно-ванадиевых минералов. Удивительно строгое совпадение минералопроявлений с сульванитом с границами распространения углисто-глинистых сланцев свидетельствует о прямом влиянии последних на характер минерализации. В частности, сланцы могут быть основным источником ванадия. Первичноосадочный ванадий, зафиксированный в них в виде гетерополисомеций и металлоорганических соединений и связанный с его главными носителями (гидроокислами железа, твердыми битумами, углистым веществом, коллоидными фосфатами, глинистыми минералами и др.), при воздействии даже слабо нагретых метаморфических или гидротермальных вод легко переходит в раствор, мигрирует. Процесс миграции ванадия сопровождается направленным переходом его из низких степеней окисления в высшие, в пятивалентную форму, в которой ион ванадия выступает уже не как катион, а как анион. Число возмож-

ных химических форм фиксации ванадия резко возрастает. В восстановительных условиях формирующихся сульфидных зон соединения ванадия восстанавливаются и кристаллизуются в виде сульванита Cu_3VS_4 . Поскольку металлогеническая специфика ванадиеносных провинций, включающих крупные сингенетические месторождения, отражается в особенностях состава эпигенетических концентраций ванадия [248], наличие сульванитопроявлений может рассматриваться как признак потенциальной ванадиеносности региона. Это подтверждается данными по ряду провинций [5, 6].

Рудогенерирующая роль „черных” сланцев экспериментально показана А.И. Дударевым, В.И. Сотниковым, П.И. Радченко [55], установившими возможность мобилизации из них Mo , Si , Zn , Pb , Co , Ni и других элементов.

Обобщая данные о формировании состава гидротермальных растворов, можно, таким образом, выделить два главных источника минеральных компонентов: а) ювенильный источник; б) осадочно-метаморфические толщи и магматические породы. Разделить в каждом конкретном случае вклад этих источников нелегко, так как мобилизация компонентов может осуществляться на различных мобилизационных уровнях, в том числе и на очень глубоких, близких к ювенильным очагам. Установление связи состава эпигенетической минерализации с составом вмещающих толщ имеет большое практическое значение, поскольку позволяет на основе данных о вмещающих породах и степени их локальной и региональной переработки прогнозировать характер гидротермальной минерализации и, наоборот, на основе минерального состава гидротермальных месторождений предполагать первичное обогащение вмещающих толщ определенными элементами. Главный мобилизующий фактор - это потоки тепла по тектонически активным зонам, возникающие в периоды повышения тектонической активности региона. В определенные этапы они были настолько интенсивными, что вызывали плавление глубинного субстрата и инициировали магматизм. Длительное функционирование глобальных тепловых потоков и является главной причиной пространственных закономерностей структуры распределения гидротермальной минерализации.

От глубины заложения тектонических минералогенетических зон, от глубинности их питания, зависит, следовательно, характер гидротермального минералообразования. Важной задачей поэтому является дифференциация минералогенетических зон по глубинности. Одним из критериев для такой дифференциации является „дыхание ртутью” глубинных зон, выражающееся в формировании вокруг минеральных тел, связанных с этими зонами, ртутных ореолов [272]. Отчетливая ртутная „атмосфера” с двойным превышением фона характерна для баритовых залежей на р. Каре, с почти десятикратным превышением фона - гале-

нит-сфалеритового проявления на р. Крестовой и для Амдерминского флюоритового месторождения. Эти месторождения являются наиболее высокотемпературными. Имеются и другие достаточно надежные критерии: изотопный состав ряда элементов, в частности углерода карбонатов, палеотемпературные данные, данные о типоморфизме минералов.

Роль вмещающих пород. В процессе формирования большинства месторождений происходит энергичное взаимодействие рудообразующих растворов с вмещающими породами не только на глубоких мобилизационных уровнях, но и непосредственно на контактах минеральных тел. Изменение вмещающих пород в процессе рудоотложения определяет формирование довольно отчетливых околорудных ореолов: вторичной доломитизации - в полиметаллических (о-в Вайгач), окварцевания - в сфалерит-флюоритовых (Амдерма), кальцитизации - в сульванитовых и сульфасольных, целестинизации и кальцитизации - в целестиновых, баритизации - в баритовых месторождениях и т.п. С приближением к рудным залежам меняется содержание примесей в эпигенетических минералах, их свойства, например термолуминесценция кальцита и т.п. Эти околорудные изменения имеют большое поисковое значение.

Формирование большинства типов минеральных месторождений провинции происходит путем замещения вмещающих пород (чаще всего карбонатных) и имеет метасоматический характер. В табл. 2 в общем виде отражена относительная роль метасоматоза в каждой формации; более детально некоторые типы метасоматоза рассматривались при характеристике минеральных комплексов.

Рассмотрим на примере двух-трех месторождений, как влияет состав замещаемых пород на состав гидротермальных минеральных тел.

Типичным представителем карбонатно-сфалерит-галенитовой формации является проявление на р. Крестовой, представляющее собой линзы гидротермально измененных верхнепротерозойских известняков с вкрапленностью сфалерита, галенита и парагенных им сульфидов и карбонатов. В табл. 26 приводятся сравнительные данные о химическом составе оруденелых и неоруденелых известняков. Из таблицы видно, что рудами в значительной степени наследуется состав вмещающих известняков, но содержание почти всех компонентов заметно изменяется, что связано с сульфидизацией и доломитизацией, синхронной с декальцитизацией. В процессе метасоматоза в значительных объемах привносятся Fe , Fb , Zn , Cu , Cd , Ag , S , Mg ; остальные компоненты являются наследованными компонентами замещаемых пород.

Мы уже отмечали определяющую роль вмещающей среды в формировании проявлений кальцит-кварц-целестин-барит-флюорит-сфалерит-сульванитовой формации. Многие проявления локализо-

Таблица 26

Химический состав галенит-сфалеритовых руд
и вмещающих пород на р. Крестовой

Компоненты	Известняк окварцованный, 8301-а	Известняк кальцитизиро- ванный, 8301-б	Известняк оруденелый, 8301
Хим. анал. SiO ₂	16.58	1.82	0.98
TiO ₂	0.07	0.04	0.27
Al ₂ O ₃	0.78	0.69	0.85
Fe ₂ O ₃	0.47	0.02	0.47
FeO	0.86	1.75	2.92
MnO	0.072	0.057	0.174
MgO	1.33	4.95	9.55
CaO	44.20	47.62	37.30
Na ₂ O	0.02	0.13	0.03
K ₂ O	0.204	0.007	0.11
H ₂ O ⁻	0.10	0.10	0.14
H ₂ O ⁺	1.01	1.03	0.98
CO ₂	34.15	41.67	40.11
P ₂ O ₅	0.02	0.05	Не опр.
F	0.041	0.01	0.01
Pb	Не обн.	Не обн.	3.51
Zn	" "	" "	1.35
S	0.041	0.004	2.58
Спектр. анал. Sc	Сл.	Сл.	Не обн.
Cu	0.002	2·10 ⁻⁴	0.005
Cd	Не обн.	Не обн.	0.02
Ag	" "	" "	3·10 ⁻⁴
Cr	Сл.	" "	Сл.
Sr	0.1	0.06	0.03
Ba	Сл.	Не обн.	Не обн.
La	Не обн.	0.005	" "
Объемный вес	2.67	2.68	2.86

Таблица 27

Расчет баланса вещества при формировании метасоматических зон (р. Путью, обв. 4118), проведенный окисно-объемным и атомно-объемным методами

Компоненты	Содержание, %		Кол-во вещества в 1000 см ³		Привнос-вынос на 1000 см ³	Элементы	Кол-во атомов в 10 000 Å ³		Привнос-вынос на 10 000 Å ³
	I	II	I	II			I	II	
SiO ₂	0.88	10.84	25.6	284.23	+258.63	Si	2.56	28.49	+25.93
CaO	53.88	48.67	1438.80	1270.29	-168.31	Ca	154.52	136.40	-18.12
MgO	0.80	0.27	16.02	7.05	-8.97	Mg	2.39	1.05	-1.34
Fe ₂ O ₃	0.17	0.17	4.54	4.44	-0.10	Fe	0.34	0.34	0
Al ₂ O ₃	1.55	0.80	41.38	20.88	-20.50	Al	4.92	2.46	-2.46
TiO ₂	0.24	0.21	6.41	5.48	-0.93	Ti	0.48	0.41	-0.07
MnO	Сл.	0.02	Сл.	0.52	+0.52	Mn	Сл.	0.04	+0.04
P ₂ O ₅	0.01	0.04	0.27	1.04	+0.77	P	0.02	0.08	+0.06
Na ₂ O	0.15	0.22	4.00	5.74	+1.74	Na	0.76	1.10	+0.34
K ₂ O	0.04	0.09	1.07	2.35	+1.28	K	0.14	0.30	+0.16
CO ₂	42.39	38.41	1131.81	1002.5	-129.31	C	154.8	137.15	-17.65
SO ₃	0.1	0.21	0.27	5.48	+5.21	S	0.50	0.42	-0.08
Σ	100.00	100.00	2669.97	2610.00	-59.97	Σ	803.91	784.91	-18.22

Примечание. I - вмещающий известняк (обр. 4173); II - зона мраморовидных пород (среднее из 5 анализов).

ваны в карбонатных породах и представляют собой мраморовидные метасоматические тела. Для выяснения роли замещаемых пород обратимся к данным их состава в сравнении с метасоматическими минеральными телами.

Нами рассчитывался баланс вещества по нескольким разрезам. Полученные цифры привноса-выноса оказались довольно неустойчивыми, что свидетельствует о заметных колебаниях в условиях формирования зон, однако намечаются общие геохимические закономерности, отражающиеся, например, в типичной колонке рудопоявлений р. Путью (табл. 27). Общим является некоторый вынос компонентов при формировании зон, связанный в первую очередь с постоянным выносом Са, CO_2 , а также

Mg, Al. Как правило, с рудообразующими растворами привноса SiO_2 в меньшей степени Mn, P, Na, K. Естественно, что

привносятся компоненты, формирующие рудную минерализацию: F, Ba, Sr, Cu, V, Zn, содержание которых более чем в 10 раз выше по сравнению с вмещающими породами. Из микроэлементов для мраморовидных зон характерно более высокое содержание Zr, Cd, Ag, также объясняющееся их привносом. Подобная же направленность изменения состава отмечается и для зон жильной минерализации в сланцах (увеличение содержания Mn, V, Cu, Ag, Zn, Ti, Ni, Sr, Ba. Из приведенных данных можно сделать вывод о неизохимичности процесса.

Весьма важную роль играют метасоматические процессы в формировании флюоритовой минерализации. На рис. 10 мы приводили схему формирования Амдерминского флюоритового месторождения. Она не требует дополнительных пояснений, и все общие черты кварц-флюоритового метасоматоза по известнякам на ней выражены очень отчетливо.

С целью определения зависимости интенсивности метасоматоза от химизма и термодинамических параметров среды и определения оптимальных условий метасоматоза в нашей лаборатории А.Ф. Кунцем осуществлено экспериментальное моделирование процессов формирования флюоритовой минерализации [100-103]. Эксперименты проводились в условиях, близких к природным (растворы - NaF , Na_2SiF_6 , NH_4F , NaCl , LiCl ; шихта - природные известняки, флюорит, кварц; температуры - 150, 220, 290, 360°C).

Моделью природного процесса формирования руд выполнения или околосильного диффузионного метасоматоза является экспериментальный процесс взаимодействия природных известняков с растворами, в которые фтор и кремнезем вводились непосредственно в процессе опытов. В результате экспериментов происходит, как правило, перекристаллизация кальцита, иногда растворение и переотложение кварца. Флюорит кристаллизуется только в уже имеющихся полостях и порах, и только под воздействием

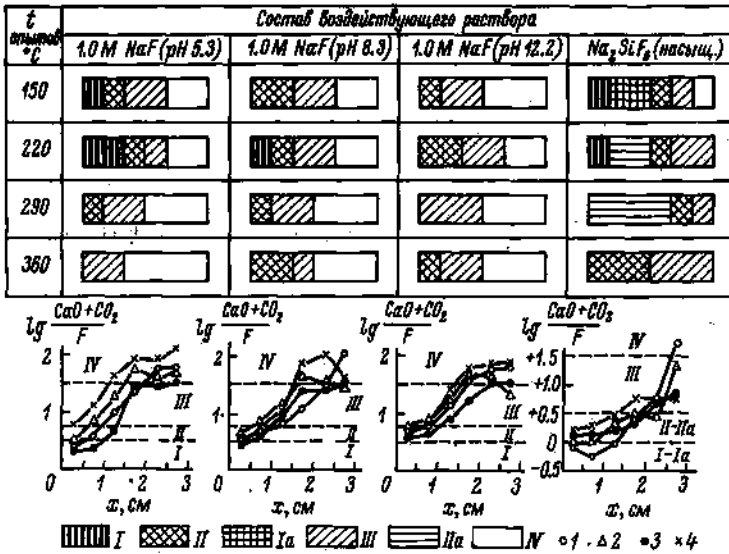


Рис. 97. Экспериментальные метасоматические колонки, формирующиеся при воздействии на известняк фторидных и кремнефторидных растворов [103].

Зоны метасоматической колонки: I - флюорит; II - флюорит, кальцит; Ia - флюорит, кварц; IIa - флюорит, кварц, кальцит; III - кальцит; IV - неизменный известняк. Температуры раствора (в °C): 1 - 150, 2 - 290, 3 - 220, 4 - 360.

паровой фазы с кремнефторидами происходит замещение кальцита флюоритом.

Модели кварц-флюоритового метасоматоза создавались для различных условий. При разных температурах и давлении осуществлялось воздействие различных растворов на известняки. В результате экспериментов происходит формирование четко выраженных метасоматических колонок, в которых выделяются зоны мономинерального флюорита и зоны с различным соотношением флюорита, кварца, кальцита (рис. 97). Характер колонок, как это видно на рисунке, зависит от условий замещения. Наиболее оптимальными условиями для формирования флюоритовой минерализации в карбонатных породах, как показывают результаты экспериментов, являются условия воздействия на известняки концентрированных фторидных и кремнефторидных умеренно кислых растворов в интервале температур 150-250°C. Более детально механизм и особенности замещения рассматриваются в работах А.Ф. Кунца [100-103].

Результаты экспериментального моделирования кварц-флюоритового метасоматоза представляют ценность не только для установления условий минералообразования, но и для прогнозных целей. Модельно-тестовое испытание разрезов осадочных пород в перспективных регионах в условиях оптимальных для метасоматоза позволяет надежно выделять потенциально флюоритоносные горизонты.

Таким образом, особенности замещения вмещающих пород гидротермальными парагенезисами накладывают существенный отпечаток на характер минерализации.



Обобщая данные об условиях и развитии процессов минералообразования в Пайхойско-Южноновоземельской минералогической провинции, мы попытались отразить наиболее общие закономерности на эволюционной схеме, показанной на рис. 98. Те эволюционные закономерности минералообразования, которые вытекают из проведенного выше анализа и определяют пространственное распределение минералов и минеральных ассоциаций в провинции, увязываются на этой схеме с главнейшими геологическими событиями и историей геологического развития Пайхой-Вайгач-Южноновоземельского мегантиклинория. Предложенная схема отражает общую минералогенетическую историю провинции.

Глава VIII. ЭКОНОМО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ ТОПОМИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Генеральной задачей любых региональных геологических исследований, в том числе и топоминералогических, является создание фактурной и теоретической основы для прогнозирования, поисков и оценки месторождений минерального сырья. Роль минералогической информации в решении этой задачи весьма существенная, а в некоторых случаях даже определяющая.

Пайхойско-Южноновоземельская минералогическая провинция относится к числу таких регионов, где проблемы поисков и геолого-экономической оценки минерального сырья стоят наиболее остро. Регион этот имеет все потенциальные предпосылки для превращения в район горнорудный [297], но как было показано в гл. I, исследован он очень слабо. Минералогические методы и минералогическая информация в решении этих проблем до последнего времени почти или совсем не использовались, поэтому в процессе изучения Пайхойско-Южноновоземельской провинции особое внимание уделялось нами практической ориентации топоминералогических исследований.

Основные геолого-экономические следствия проведенных топоминералогических исследований сводятся к разработке минералогических принципов прогнозирования и к прогнозированию отдельных видов минерального сырья, к установлению минералогических критериев при поисках и оценке минеральных месторождений, к определению рациональных способов хозяйственного использования минералов и прогнозированию новых областей их применения. Эти следствия в полной мере реализованы в проведенной нами перспективной оценке провинции [275, 278, 291, 297], поэтому мы остановимся на них лишь в тезисной форме.

Минералогические принципы в прогнозировании рудоносности. Фактурной основой минералогического прогнозирования являются закономерности пространственного распределения минералов и изменения их свойств. Следовательно, для осуществления прогнозирования необходимо проведение и завершение топоминералогического изучения провинции: в этом должна соблюдаться строгая этапность. Масштаб прогнозирования не может быть крупнее масштаба топоминералогического исследования.

В условиях Пайхойско-Южноновоземельской провинции наиболее эффективным является прогнозирование на основе региональной и локальной минералогической зональности. В процессе топоминералогического изучения было установлено большое число различных минералопроявлений на всей площади провинции, „картирование которых позволяет довольно определенно очертить границы минералогических зон (см. гл. VI). Специализация тех или иных зон определяется по характеру минерализации; формационный, а следовательно, и промышленный тип минерализации - по типоморфизму минеральных ассоциаций и свойств минералов. Все это не вызывает серьезных затруднений. Например, зона распространения минералопроявлений формации самородной меди является областью перспективной для поисков медных месторождений этого типа, так как по аналогии с месторождениями района Верхних Озер в США можно считать этот тип минерализации потенциально промышленным [252]. Зона распространения проявлений кварц-сфалерит-пирит-флюоритовой формации перспективна для поисков флюоритовых месторождений амдерминского типа, зона распространения проявлений кварц-халькопирит-сфалеритовой, карбонатно-сфалеритовой, карбонатно-кварц-сфалерит-галенитовой формаций - для поисков полиметаллических месторождений раздельненского типа [297]. В качестве дополнительного аргумента при оконтуривании перспективных зон используются данные о типоморфных особенностях рудных и нерудных минералов, ассоциирующих с прогнозируемым минералом. Экономическая оценка зон дается методом аналогии с известными месторождениями этого типа.

Несомненно, прогноз на основе минералогических данных не может проводиться в отрыве от прогноза геологического. Все прогнозные критерии должны учитываться в комплексе, а минералогический прогноз вносит конкретное вещественное содержание в те перспективные структурные зоны, которые выделяются по геологическим данным.

Кроме карты минеральной зональности весьма полезными для целей прогнозирования являются поминеральные карты соответствующего масштаба, на которых отражаются распространенность прогнозируемых минералов, их количественное содержание в отдельных точках, минеральные ассоциации, особенности состава и свойств. Этими картами раскрывается более тонкая структура перспективных зон.

Прогностический анализ минералогической зональности не только позволяет делать экономо-геологические заключения о известных типах минерализации, но и дает возможность по характеру рядов зональности [180] предполагать вероятность отсутствующих членов.

В осуществлении минералогического прогнозирования очень полезными оказались экспериментальные модели формирования ряда месторождений, позволившие внести количественную оценку

Б Прогнозирование. Особенно эффективно использовались модели кварц-флюоритового метасоматоза по карбонатным породам [102, 103], которые дали возможность выделить и количественно оценить потенциальные флюоритоносные горизонты в карбонатном палеозое провинции.

На основе перечисленных минералогических принципов нами в 1974 г. была проведена комплексная прогнозная оценка провинции на главнейшие характерные для нее виды минерального сырья. Результаты прогноза опубликованы в ряде специальных работ [275, 278, 297], в которых дана и экономическая оценка основных видов сырья. Главный вывод сводится к следующему: Пайхойско-Южноновоземельская провинция - это не только перспективный район, но и по современной экономо-геологической оценке „...потенциальный горнорудный узел, специализированный на медь, полиметаллы, флюорит, барий, стронций, алюминий, поделочные камни и, возможно, ряд других полезных ископаемых" [297, с. 44]. Многие элементы проведенного прогноза подтверждены специальными работами.

Минералогические поиски минеральных месторождений. Использование минералогических критериев в поисках минеральных месторождений основано на расшифровке и интерпретации генетической информации, содержащейся в минералах [271, 273]. Установив природу того или иного минералогического явления в изучаемом регионе, минералог имеет возможность вывести вероятные практические следствия этого явления, установить его возможную связь с рудообразованием.

Минералогическими поисковыми критериями являются выходы минеральных тел, первичные и вторичные минеральные ореолы рассеяния, минералы-спутники, минералы-индикаторы рудоносности. Методика их применения в поисковой практике общеизвестна, поэтому мы становимся лишь на отдельных особенностях.

Минералогическая информация является, пожалуй, определяющей при оценке минеральных тел по их выходам, так как она позволяет надежно определить формационный тип месторождений, наличие сопутствующих полезных компонентов, вероятную глубину эрозионного среза, возможные технологические свойства руд и т.п.

Первичные минеральные ореолы отчетливо выражены вокруг месторождений и проявлений каждого формационного типа. Важно заметить, что месторождения, относящиеся к конечным членам формационных рядов (табл. 2), характеризуются более широкими ореолами, чем относящиеся к начальным членам. Опыт поисков флюоритовых гнезд в районе Амдерминского месторождения по ореолам вкрапленной флюоритовой минерализации позволяет распространить этот метод и на другие формационные типы.

К вторичным ореолам рассеяния существует скептическое отношение, так как считается, что в условиях провинции они мало информативны. И действительно, климатическая специфика процессов окисления руд приводит к формированию очень локальных окисленных зон, совпадающих практически с выходами рудных тел. Эти зоны, несомненно, могут помочь в оценке выходов рудных тел, но обнаружить сами зоны не менее трудно, чем обнаружить выходы неокисленных тел. В то же время скептицизм к ореолам механического рассеяния оказывается не оправданным. Действительно, общая картина разноса продуктов механического разрушения рудных тел оказывается значительно усложненной в результате перемива мощных толщ четвертичных прибрежно-морских отложений, но найти в ней пути движения местного обломочного материала все же можно. Так, вокруг флюоритовых месторождений хорошо вырисовываются флюоритовые шлиховые ореолы, вокруг медных - халькопиритовые, вокруг полиметаллических - галенит-сфалеритовые. По северо-восточному склону Пай-Хоя параллельно линейной зоне баритовой минерализации тянется лентообразный ореол рассеяния барита шириной до 20 км с содержанием барита в тяжелой фракции 50-100%. Эти и другие примеры указывают на необходимость более широкого использования шлиховых методов в поисках месторождений. Кроме того, они заставляют обратить серьезное внимание на возможность обнаружения месторождений ряда минералов, неизвестных в коренном залегании, но ореолы которых в общих чертах вырисовываются даже по данным несистематических шлиховых съемок (киноварь и др.).

Специфичность минеральных ассоциаций каждого формационного типа месторождений позволяет использовать в поисковых целях минералы-спутники. Сфалерит-Mn и сфалерит-Cd обязательно ассоциируют с сульванитом, так что обнаружение одного из этих минералов практически означает обнаружение другого, флюоритовая минерализация, как правило, характеризуется присутствием сфалерита и т.п.

Широкий круг минералов благодаря специфике их свойств в „рудных“ парагенезисах можно рассматривать как минералы-индикаторы рудоносности. На индикаторные свойства главных минералов мы обращали особое внимание, характеризуя их типоморфные особенности в гл. V. У многих минералов эти индикаторные свойства выражены очень ярко. Пирротин из рудоносных интрузий центральнопайхойского комплекса отличается заметно повышенными содержаниями меди (0.52%) и Ni (1.89) против соответственно 0.16 и 0.05% в пирротине нерудоносных интрузий, а также другими химическими и физическими особенностями (специальный анализ поисковых критериев пирротин-пентландит-халькопирит-кобальтиновой минерализации был дан в работе [156]. В составе парагенного той или иной гидротермальной рудной минерализации пирита, как правило, в виде

примесей обнаруживаются все главнейшие элементы, отражающие состав руд.

Особенно интересными минералами-индикаторами рудоносности являются кварц и кальцит, встречающиеся во всех „рудных” ассоциациях и поэтому наиболее удобные для использования в поисковых целях. Связь этих минералов с рудообразованием наиболее четко выражается в составе. Кварц характеризуется относительно небольшой изоморфной емкостью, и его состав не зависит от состава вмещающих пород. В химизме кварца отражаются особенности минералообразующих растворов и условия кристаллизации. Ассоциации элементов-примесей соответствуют составу парагенных минералов. Так, в кварце медных месторождений любого типа в 2-3 раза больше меди и серебра, чем в безрудном кварце, кварц полиметаллических месторождений содержит свинец и цинк, кварц кварц-флюоритовых - серебро, свинец, скандий, барий и т.п. Кальцит более чуток к составу среды; но это и затрудняет его использование в поисковых целях, так как сильный отпечаток на химизм кальцита накладывают вмещающие породы. Однако во всех случаях в кальците рудных зон повышается содержание главных рудных элементов (Si, Zn, Cd), но уменьшается содержание изоморфных с кальцием компонентов (Sr, Ba, Mn). Кальцит более эффективен для крупномасштабных поисков, если иметь в виду только его состав, но как было показано в гл. V, по ряду его свойств, в частности по термолюминесценции, довольно четко вырисовываются и региональные рудные зоны. Следовательно, для поисков гидротермальных месторождений всех типов эффективным может быть проведение кварцметрии и кальцитометрии.

Вопросы оценки месторождений. При оценке минеральных месторождений решаются две главные задачи: а) определение масштабов месторождения и б) определение свойств и качества минерального сырья. Что касается решения первой задачи, то минералогические критерии здесь имеют ограниченную применимость: через определение формационного типа можно косвенно судить о вероятном масштабе месторождения, но такая оценка может рассматриваться лишь как предположительная. В оценке же технологических свойств и качества минерального сырья, наоборот, минералогические критерии являются определяющими. Минеральный состав руд, взаимоотношения между минералами, типы минеральных агрегатов определяют хозяйственную ценность и технологические свойства минерального сырья, состав и свойства полезных минералов - области их применения.

Наиболее широко минералогические критерии использовались нами для экономо-геологической оценки баритовой, целестиновой [275] и флюоритовой [278] минерализации Пайхойско-Южновоземельской провинции.

• Данные о минеральном составе баритовых руд и составе и анатомии индивидов барита в рудных телах явились основой для сортового разделения баритовой минерализации. На их основе выделены типы руд, пригодные для технического использования (утяжелители для буровых растворов и т.п.) и для химического передела. В последних выделялись разности, отвечающие требованиям к товарному бариту высших сортов без предварительного их обогащения [275].

На основе изучения минералогии флюоритовых месторождений и рудопроявлений была проведена их перспективная оценка и выполнена дифференциация на типы, оптимальные для переработки на химическое сырье (кварц-флюоритовый тип) и для металлургической промышленности (карбонатно-флюоритовый тип).

Очень важным результатом минералогического исследования флюоритовых месторождений является выявление разностей флюорита, пригодных в качестве шихты для выращивания высококачественных оптических монокристаллов фтористого кальция. Эта работа выполнена только минералогическими методами: на основе изучения анатомии и физических свойств флюорита осуществлялся прогноз влияния особенностей шихты на свойства получаемых из нее монокристаллов. Результаты прогноза подтверждены многочисленными лабораторными и заводскими технологическими испытаниями. Это исследование позволило коренным образом переоценить перспективы ряда флюоритовых месторождений, организовать добычу флюорита для плавочных целей и обеспечить оптическую промышленность этим видом сырья [278].

Минералогические методы оказываются эффективными и в оценке месторождений, других видов минерального сырья, но специфика их применения в каждом отдельном случае, естественно, своя.

О ресурсах поделочного и коллекционного сырья. Топоминералогические исследования кроме общей перспективной оценки провинции на различные технологические виды минерального сырья позволили определить и оценить круг объектов, которые могли бы стать источниками поделочного и коллекционного сырья. Эта сторона экономо-геологической характеристики провинции приобретает серьезное значение вследствие повышающегося спроса на поделочный и коллекционный материал, с расширением в связи с этим добычных работ.

Не имея возможности детально рассмотреть проблему поделочного сырья, мы ограничимся лишь списком представляющих тот или иной интерес минералов. Более подробные сведения о них можно извлечь из приведенного выше кадастра.

Итак, в Пайхойско-Южноновоземельской провинции можно выделить следующие виды сырья этой категории.

1. Поделочные камни: агаты новоземельские, девонские яшмовидные сланцы и яшмоиды Пай-Хоя, плотные разности псиломелана с р. Силоваяха, минерализованные колониальные кораллы силура-ордовика на Южном острове Новой Земли, горный хрусталь, янтарь, агат.

2. Уникальные коллекционные минералы: вавеллит, аморфные алюмофосфаты, сфалерит-Mn, сфалерит-Cd, тетраэдрит-Cd.

3. Редкие коллекционные минералы: сульванит, ванадиево-мышьяковый германит, крандалит, самородная медь.

4. Попутное коллекционное сырье: барит, целестин, флюорит, галенит, сфалерит, халькопирит, малахит, азурит, брошантит, аксинит, друзовый кварц, аместист, друзовый кальцит и др.

Приведенные даже в самом кратком виде данные свидетельствуют о высокой прикладной эффективности топоминералогических исследований и целесообразности включения минералогических подходов в комплексные методики съемочных, поисковых и оценочных работ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Топоминералогическое изучение Пайхойско-Южноновоземельской провинции, основные результаты которого изложены в этой книге, определило ее общий минералогический облик и выявило главнейшие закономерности пространственного распределения и формирования различных минеральных комплексов. Этими работами в целом обеспечена среднемасштабная минералогическая изученность провинции и создана необходимая основа для минералогенетических реконструкций, металлогенических прогнозов и экономико-геологических построений соответствующих масштабов и степеней детальности.

Работа подобного плана в провинции, изобиловавшей минералогическими „белыми пятнами" (если не представлявшей сплошное „белое пятно"), ставилась впервые, поэтому степень изученности различных минеральных комплексов оказалась неравнозначной. Более глубоко, часто с высокой степенью детальности, даже превышающей требования к работам данного масштаба, изучены комплексы, содержащие рудные минералы или имеющие какое-то другое прямое отношение к решению металлогенических проблем. Главным образом это относится к гидротермальным комплексам и частично к магматогенным и метаморфогенным. Многие комплексы все еще остались изученными лишь поверхностно, с детальностью мелкомасштабных исследований (особенно седиментогенные комплексы), поэтому мы считаем необходимым обратить внимание на ряд проблем, требующих дальнейшей проработки.

Прежде всего более глубокого минералогического изучения требуют седиментогенные комплексы. Кроме решения общих вопросов минералогии осадочных пород провинции, установления эволюции седиментогенного минералообразования, выяснения взаимосвязи процессов седиментогенеза, диагенеза и эпигенеза и т.п., представляется очень важным проведение сравнительного анализа, процессов минералообразования в различных структурно-фациальных зонах - Карской и Печорской. Изучение минералогии осадочных комплексов необходимо не только для решения Проблем экзогенного минералообразования, но и для раскрытия ряда основных особенностей гидротермальных процессов (проблема источников вещества, эволюция гидротермальных растворов в процессе их миграции, взаимодействие раствор-порода в процессе минералообразования и др.). От состояния минералогической изученности этих комплексов зависит прогноз рудоносности осадочных пород.

Магматогенные минеральные комплексы, изученные очень неравнозначно, необходимо вывести хотя бы на уровень изученности центральнопайхойского комплекса, чтобы иметь возможность провести компетентный сравнительный анализ и выполнить достоверные генетические реконструкции. Актуальной задачей является изучение типоморфизма и генетикоинформационного значения породообразующих минералов.

Среди метаморфогенных комплексов требуют особого внимания производные регионального метаморфизма, а также своеобразные минеральные комплексы, сформированные в результате импактного метаморфизма. Импактный минералогенезис представляет очень большой интерес не только в региональном плане, но и в плане общеминералогическом.

Наряду с углубленным изучением продуктов и процессов относительно высокотемпературного (более 100°C) минералообразования встает необходимость исследования низкотемпературной эпигенетической минерализации, составляющей своеобразный фон, повсеместно накладывающийся на сингенетические седиментогенные и магматогенные комплексы. Дело даже не столько в том, что этот „фон“ может формировать интересные минеральные месторождения, сколько в том, что в отрыве от него нельзя правильно понять природу гидротермальных процессов.

Необходимо обратить самое серьезное внимание процессам гипергенного минералообразования, протекающим в условиях арктического климата весьма специфически. Предстоит существенно обогатить минеральный кадастр провинции, пока еще далеко не полный. Наибольшее пополнение кадастра, очевидно, произойдет за счет минералов зоны гипергенеза. На примере ряда минеральных образований провинции, например аморфных алюмофосфатов, можно достичь значительного прогресса в решении проблемы эволюции минералоидов в минералы. Поэтому изучение аморфных минеральных форм (минералоидов) представляет большой интерес. Целесообразно продолжить изучение отдельных полигенных минералов как индикаторов условий минералогенезиса; В связи с этим в первую очередь следует более глубоко изучить кварц и кальцит как наиболее часто встречающиеся и генетически наиболее чувствительные минералы.

Остались нерешенными, конечно, и другие задачи, но перечисленные здесь являются наиболее актуальными.

Итак, проведенными, топоминералогическими исследованиями достигнут относительно высокий уровень минералогической изученности Пайхойско-Южновоземельской провинции, об этом свидетельствует не только эта книга, но и большое число минералогических работ, перечисленных в списке литературы. Очередным этапом является постановка крупномасштабных и детальных исследований в наиболее интересных районах и в пределах полей минеральных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агулов С.Н., Лисицын А.Е. Первые находки аксинита и датолита на острове Вайгач. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Сб. 7. Сыктывкар, 1972, с. 184-187.
2. Агуреева Н.В. Особенности строения и цеолитовой минерализации шаровых лав среднего течения р. Нижней Тунгуски. - В кн.: Водные вулканические стекла и поствулканические минералы. М., 1967.
3. Алферов Б.А. Геологические исследования в районе Костина Шара (Южный остров Новой Земли). Л., 1935. 98 с.
4. Алферов Б.А. Геологический очерк юго-западного побережья Новой Земли (Костин Шар-губа Черная). Новоземельская экскурсия. Ч. 2. Маршруты Междунар. геол. конгресса, ХУП сессия. Л., 1937.
5. Анкинович Е.А. Сульванит из горизонта глинисто-антракослитовых сланцев Каратау и Джебаглинских гор. - Изв. КазССР. Сер. геол., 1958, вып. 1 (30), с. 29-37.
6. Анкинович С.Г. Казахстан — новая сырьевая база ванадия. - В кн.: Основные идеи Н.Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, 1960.
7. Баклунд О.О. Экспедиция братьев Кузнецовых на Полярный Урал летом 1909 г. - Изв. Русск. геогр. о-ва, 1910, т. 46, вып. 1-5, с. 35-51.
8. Барсанов Г.П., Сергеева Н.Е., Юшкин Н.П., Спивак Г.В., Сапарин Г.В., Антошин М.К. Изучение особенностей состава и внутреннего строения сфалерита методом катодолюминесценции в растровом электронном микроскопе. - Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, Геология, 1974, № 5, с. 80-85.
9. Белов М.И. История открытия и освоения Северного морского пути. Т. I. Арктическое мореплавание с древнейших времен до середины XIX в. М., 1956. 592 с.
10. Белов М.И. Научное и хозяйственное освоение Советского Севера. История открытия и освоения Северного морского пути. Т. 4. Л., 1969. 616 с.
11. Белова Л.Л., Лесанов Э.С. О криогенном развитии и преобразовании зон окисления в толще многомерзлотных пород. М., 1968. 30 с.
12. Бетехтин А.Г. О новом минерале арсеносульваните. - ЗВМО, 1941, ч. 70, вып. 2, с. 161-164.
13. Боболович Г.Н. Применимость методов декрепитации включений к исследованию минералов с совершенной спайностью. - Сборник о важнейших результатах научных исследований Института геологии. Ежегодник-1971. Сыктывкар, 1972, с. 183-189.

14. Б о б о л о в и ч Г.Н. О температурах гидротермального минералообразования на Пай-Хое по данным декрепитации включений. - Тез. докл. 5-й Коми респ. молодежн. науч. конф. Сыктывкар, 1972, с. 217-218.
15. Б о б о л о в и ч Г.Н. Температурный режим формирования аксинитосодержащих жил на Пай-Хое и Полярном Урале. - В-кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европ. части СССР. Ежегодник-1972. Сыктывкар, 1973, с. 149-154.
16. Б о г д а с а р о в Ю.А., Г а г л и м о в Э.М., П р о х о р о в В.С. Об изотопном составе углерода анкеритовых карбонатов и источнике вещества карбонатов, формировавшихся в осадочных породах. - ДАН СССР, 1969, т. 188, № 6.
17. Б о н д а р е в В.И. Пайхойско-Новоземельская складчатая система, - В кн.: Тектоника и новейшая тектоника центральной части Советской Арктики. М., 1963, с. 29-34. (Труды НИИГА, т. 135).
18. Б о н д а р е в В.И. Пайхойско-Новоземельская складчатая область. - В кн.: Тектоника Европы. Объясн. зап. к Межаунар. тектон. карте Европы. Под ред. А.А. Богданова. М., 1964, с. 126-128.
19. Б о н д а р е в В.И., Б у р с к и й А.З., К р а с и - к о в Э.М., Н е х о р о ш е в а Л.В., О р а д о в с к а я М.М. Ордовик Советской Арктики. - В кн.: Стратиграфия, палеогеография, и полезные ископаемые Советской Арктики. Л., 1972.
20. Б о н ш т е д т - К у п л е т с к а я Э.М. Новые минералы. Обзор XXIII. - ЗВМО, 1970, ч. 99, вып. 1, с. 71-87.
21. Б р о д и н Б.В. Основы крупномасштабных регионально-минералогических исследований (при анализе гидротермальной минерализации). - ЗВМО, 1976, ч. 105, вып. 5, с. 588-597.
22. Б у д ь к о И.А. Особенности дифракционных картин халькопиритов разных месторождений. - В кн.: Рентгенография минерального сырья, 1964, № 4.
23. Б у д ь к о И.А., З у е в В.В. О конституции и физических свойствах упорядоченных и неупорядоченных халькопиритов. - Кристаллография и кристаллохимия, 1974, с. 102-108.
24. Б э р К.Е. Экспедиция на Новую Землю и в Лапландию. Статья 2. Геогностическое строение Новой Земли. - Журн. Мин-ва народн. просвет., 1858, ч. 18, № 6.
25. В е б е р В.Н. Из экспедиции „Ермака" в 1901 г. - ЗВМО, 1908, сер. 2, ч. 46, вып. 2.
26. В е р н а д с к и й В.И. Опыт описательной минералогии. Спб., 1914.
27. В е р н а д с к и й В.И. Опыт описательной минералогии. Т. 1. Самородные соединения. Избр. соч., т. 2. М., 1955. 615 с.
28. В е р н а д с к и й В.И. Опыт описательной минералогии. Т. 2. Сернистые и селенистые соединения. Избр. соч., т. 3. М., 1959. 508 с.
29. В е р т у ш к о в Г.Н. Минералогическое картирование. - В кн.: Минералогия и петрография Урала. Свердловск, 1972, с. 3-12. (Труды Свердл. горн. ин-та, вып. 86).
30. В е р т у ш к о в Г.Н. и др. Жильный кварц восточного склона Урала. Ч. 1-3. Свердловск, 1969-1970, ч. 1, 100 с; ч. 2, 104 с; ч. 3, 108 с. (Труды Свердл. горного ин-та, вып. 58, 66, 80).
31. В и т т е н б у р г П.В. Кольско-Канинская и Новоземельская экспедиция 1921 г. - Бюл. Рос. гидрол. ин-та, 1921, № 14, с. 7-8.

32. В и т т е н б у р г П.В. Рудные месторождения острова Вайгач и Амдермы. Л.-М., 1940, 350 с.
33. В и ш н е в с к и й С.А., М а с л о в М.А., П а л ь - ч и к Н.А., П о н о м а р е в Г.Я. Коэсит в породе Карской структуры. - ДАН СССР, 1977, т. 232, № 2, с. 446-448.
34. В л а с о в К.А., К у з ь м е н к о М.В., Е с ь к о в а Е.М. Ловозерский щелочной массив (породы, пегматиты, минералогия, геохимия и генезис). М., 1959, 623 с.
35. В л а с о в В.А., К у т у к о в а Е.И. Изумрудные копи. М., 1960. 250 с.
36. В о л к о в С.Н., Я ц у к Н.В. Геологический очерк Полярного Урала. - Объясн. зап. к геол. карте сев. части СССР. (Масштаб 1: 2500000). Под ред. М.М. Ермолаева. Л., 1937, с. 79-117. (Труды Арктич. ин-та, т. 87, ч. 1).
37. В о л ы н с к и й И.С., Л о г и н о в а Л.А. Сравнительная количественная характеристика оптических постоянных некоторых "розовых" сульфидов. - В кн.: Вопросы методов изучения руд и минералов редких элементов. М., 1961, с. 72-85. (Труды ИМГРЭ, вып. 6).
38. В у с т е р У. Практическое руководство по кристаллофизике. М., 1958. 163 с.
39. Г а л ь и С.А. Генетические особенности сульфидов цинка в месторождениях Украины. Киев, 1974. 23 с.
40. Г в а х а р и я Г.В. Цеолиты Грузии. Тбилиси, 1952. 251 с.
41. Г е б е л ь А. О каталогах Минералогического музея Академии наук, составленных Ломоносовым. СПб., 1865, 10 с.
42. Г е о л о г и я СССР. Т. 26. Острова Советской Арктики. М., 1970. 547 с.
43. Г е р а с и м о в с к и й В.И., В о л к о в В.П., К о - г а р к о Л.Н., П о л ь к о в А.И., С а п р ы к и н а Т.В., Б а л а ш о в Ю.А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М., 1966. 395 с.
44. Г е ф е р Г. О строении Новой Земли. - Горн. журн. 1875, № 3, с. 378-379.
45. Г о л д и н Б.А., Д а в ы д о в В.П., М и з и н В.И., П у ч к о в В.Н., Т и м о н и н Н.И., Т и м о н и н а Р.Г., Ю ш к и н Н.П. Трапповые формации севера Урала и Приуралья. - В кн.: Проблемы магматизма западного склона Урала. Свердловск, 1972, с. 130-147. (Труды Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, вып.95).
46. Г о л у ш к о Н. Месторождения меди и медных руд на о-ве Новая Земля в районе Пропащая Губа. Одесса, 1912.
47. Г р и г о р ь е в Д.П., Б у к а н о в В.В., М а р к о - в а Г.А. Синхронизация процессов кристаллизации по зональности минералов. - ДАН СССР, 1969, т. 185, № 5, с. 1129-1132.
48. Г р и г о р ь е в Д.П., Ж а б и н А.Г. Онтогенез минералов. Индивидуальность. М., 1975. 340 с.
49. Д а в ы д о в В.П. Петрохимические особенности интрузивных пород Центрального Пай-Хоя. - Матер. 4-й Коми респ. молодежи. науч. конф. Сыктывкар, 1970, с. 170-172.
50. Д а в ы д о в К.В., М и к л я е в А.С., Д а в ы д о - в а Э.И. Субвулканические тела плагиоклазовых порфиритов возвышенности Ямбпэ (Пай-Хой). - В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Тез. к совещ. Сыктывкар, 1972, с. 42-44.

51. Д а н и л о в И.Д. Полярный литогенез. М., 1978. 238 с.
52. Д е д е е в В.А. Взаимоотношения Полярного Урала с соседними складчатыми областями. - Геол. сб., 1958. № 3, с. 371-400. (Труды ВНИГРИ, вып. 126).
53. Д е м о к и д о в К.К. Геологическое строение и полезные ископаемые Южного острова Новой Земли. М.-Л., 1953. 71 с. (Труды НИИГА, т. 68).
54. Д р у д е П. Оптика. М., ОНТИ, 1935. 324 с.
55. Д у д а р е в А.И., С о т н и к о в В.И., Р а д ч е н - к о П.И. Поведение рудных и петрогенных элементов металллоносных „черных" сланцев в термоградиентных полях» - В кн.: Проблемы физики процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, 1976, с. 85-92.
56. Д ы м к о в Ю.М. Урановая минерализация Рудных гор. М., 1960. 100 с.
57. Д э н а Дж. и др. Система минералогии. Т. I, полутом I. М., 1951. 607 с.
58. Е в э и к о в а Н.З. Практические следствия из зонального распределения в рудных телах кристаллов разной формы. - В кн.: Проблемы генетической информации в минералогии. Матер. к Всесоюз. минер. семинару. Сыктывкар, 1976, с. 146-148.
59. Е н о к я н В.С. Палеозойские отложения и история геологического развития западного Пай-Хоя и острова Вайгач. - Автореф. канд. дис. М., 1970. 24 с.
60. Е н о к я н В.С., З е н ч е н к о М.С., В о д о л а з - с к и й В.Н., Я ц у к В.И. Новое о строении Усть-Карской депрессии на Пай-Хое. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Сб. 6. Сыктывкар. 1970, с. 238-242.
61. Е р м о л а е в М.М. О природе некоторых наносных образований Новой Земли. - Труды Ин-та по изучению Севера, 1929, вып. 40, с. 241-264.
62. Е с ь к о в а Е.М., Ж а б и н А.Г., М у х и т д и н о в Г.Н. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых Гор. М., 1964. 319 с.
63. Ж а р и к о в В.А. Парагенезис минералов, фации и формации. - ЗВМО, 1968, ч. 97, вып. 4, с. 510-514.
64. Ж у к о в Ю.В., З а б о р и н О.В. Сульфидное медно-никелевое руденение на Пай-Хое. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР и севера Урала. Труды 7-й геол. конф. Коми АССР. Т. 2. Сыктывкар, 1973, с. 436-440.
65. З а б о р и н О.В. Формационная принадлежность интрузивных пород Центрального Пай-Хоя. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1971, с. 98-99. (Труды Свердл. горного ин-та, вып. 79).
66. З а б о р и н О.В. Диабазовая формация Пай-Хоя. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Тез. к совещ. Сыктывкар, 1972, с. 41-42.
67. З а б о р и н О.В. Два интрузивных комплекса базальтоидов на Пай-Хое. - Тез. докл. 5-й Коми респ. молодежн. науч. конф. Сыктывкар, 1972, с. 213-214.
68. З а б о р и н О.В. Структурно-фациальные факторы петрохимической зональности в диабазовых комплексах Пай-Хоя (Югорский полуостров). - В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологи-

ческой истории Урала. Тез. докл. 3-го уральск. петрогр. совещ. Свердловск, 1974, с. 92-94.

69. З а б о р и н О.В. Основные магматические породы Центрального Пай-Хоя (Югорский полуостров). - Автореф. канд. дис. Л., 1976. 24 с.

70. З а р и д з е Г.М. Геолого-структурные типы гранитоидов. - Докл. Сов. геологов на 24-й сессии Междунар. геол. конгресса, проблема 2, петрология. М., 1972, с. 66-72.

71. З е м л я к о в Б.Ф. Геологические наблюдения в губе Белушней и на полуострове Рогачева на Новой Земле. - Труды Геол. ин-та, М., 1931, т. 1, с. 219-224.

72. З у е в В.Ф. Описание живущих в Сибирской губернии в Березовском уезде иноверческих народов остяков и Самоедов. Л.-М., АН СССР, 1947.

73. И в а н о в А. Материалы для минералогических и геологических экскурсий под Москвой. М., 1907.

74. И в а н о в Л.Л. На Новой Земле. - Природа, 1913, январь, с. 74-98.

75. И в а н о в Л.Л. Очерк по геологии и минералогии Медного полуострова на Новой Земле. - Сборник в честь 25-летия научной деятельности В.И. Вернадского. М., 1914, с. 56-79. -

76. И в а н о в В.П., К а с а т о в Б.К., К р а с а в и н а Т.Н., Р о з и н о в а Е.Л., Термический анализ минералов и горных пород. Л., 1974. 399 с.

77. К а б а н о в а Е.С. Элементы-примеси в сфалерите. - В кн.: Итоги науки. Геохимия, минералогия, петрография. М., 1968, с. 53-59.

78. К а н Э.М. О термолюминесцентных свойствах германиеносных сфалеритов. - Изв. вузов. Геология и разведка, 1971, № 3, с. 61-63.

79. К а л и к о в В.Н. Распределение примесей в кристаллах сфалерита по данным лазерного микроанализа. - Тез. докл. 6-й Коми респ. молодежн. науч. конф. Сыктывкар, 1974, с. 205-206.

80. К а л и к о в В.Н. Изменение состава сфалерита в процессе его кристаллизации. - В кн.: Минералогия рудных месторождений севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1976, с. 48-50. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 20).

81. К а л и к о в В.Н. Состав и физические свойства самородной меди Южновоземельских месторождений. - В кн.: Региональная минералогия и генезис минералов. Сыктывкар, 1975, с. 66-70. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 21).

82. К а ч а л о в с к а я В.М., О с и п о в В.С., К у к о с е в В.А., К о з л о в а Е.А. Германиитсодержащие минералы из борнитовых руд месторождения Уруп. - ЗВМО, 1975, ч. 104, вып. 1, с. 94-97.

83. К а ч а л о в с к а я В.М., О с и п о в В.С., К у к о с е в В.А., К о з л о в а Е.А., Б а с о в а Г.В. Колусит, арсеносульфид и сульфид из медных руд месторождения Бор (Югославия). - В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Л., 1975, с. 98-104.

84. К а ч а л о в с к а я В.М., О с и п о в В.С., К у к о с е в В.А., К о з л о в а Е.А., Р у д н и ч е н к о В.А. О ванадиево-мышьяковых (желтых) германитах. - В кн.: Методические минералогические исследования. М., 1977, с. 74-81.

85. К л е н о в а М.В., О б р у ч е в С.В. Геологические исследования Морского научного института на Новой Земле в 1925-1927 гг. - Труды Морск. науч. ин-та, М., 1929, т. 4, вып. 4, с. 39-48.
86. К л и е н т о в а Т.П., М а л а х о в А.А. К вопросу об изменении параметра кристаллической решетки сфалерита в зависимости от содержания железа, кадмия и марганца. - Рентгенография минер. сырья, 1965, № 5, с. 18-26.
87. К о в а л ь с к и й М. Северный Урал и береговой хребет Пай-Хой. Исследования экспедиции, снаряженной Императорским Русским географическим обществом в 1847, 1848 и 1850 гг. Т. Г. СПб., 1853, 307 с.
88. К о к ш а р о в Н.И. Материалы для минералогии России. Т. 1-6. Спб., 1852-1877.
89. К о н с т а н т и н о в Р.М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М., 1973. 216 с.
90. К о с т о в И. Минералите в България. София, 1964. 540 с.
91. К о с т о в И. Минералогия, М., 1971. 584 с.
92. К р а с и к о в Э.М. Литологическая характеристика опорного разреза ордовика Пай-Хоя. - В кн.: Опорный разрез ордовика Пай-Хоя, Вайгача и юга Новой Земли. Л., 1970, с. 50-62.
93. К р е с т и н Е.М. О твердости пирротинов из медно-никелевых руд северо-запада Сибирской платформы. - ЗВМО, 1968, сер. 2, ч. 95, вып. 5, с. 112-113.
94. К р е с т и н и н В. Географическое известие о Новой Земле полунощного края. - Новые ежемесячные сочинения, Спб., 1788, ч. 19.
95. К р е с т и н и н В. Прибавление первое и второе к географическому известию о Новой Земле полунощного края. - Новые ежемесячные сочинения, Спб., 1789, ч. 31.
96. К у з н е ц о в В.А. Рудные формации. - Геол. и геофиз., 1972, № 6.
97. К у л и к Н.А. Геологический очерк полиметаллических месторождений острова Вайгач. - Труды 4-й Всесоюз. геол. конф. по цветным металлам. Вып. 3. Полиметаллы. М.-Л., 1932, с. 34-51.
98. К у н ц А.Ф. Кристалломорфология флюорита Амдерминского месторождения. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1972. Сыктывкар, 1973, с. 142-148.
99. К у н ц А.Ф. Типоморфные особенности природных и искусственных кристаллов флюорита. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1973. Сыктывкар, 1974, с. 156-162.
100. К у н ц А.Ф. Некоторые особенности кристаллизации флюорита в гидротермальных растворах. - Тез. докл. 6-й Коми респ. молодежн. конф. Сыктывкар, 1974, с. 209-210.
101. К у н ц А.Ф. Кварц-флюоритовый метасоматоз по карбонатным породам (геологические и экспериментальные данные). - В кн.: Минералогия рудных месторождений Пай-Хоя и Урала. Сыктывкар, 1976, с. 32-37. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 20).
102. К у н ц А.Ф. Экспериментальное моделирование процессов формирования флюоритовых месторождений. Сыктывкар, 1976. 50 С. (Коми филиал АН СССР. Серия препринтов „Научные доклады“, вып. 30).
103. К у н ц А.Ф. Условия образования флюорита по геологическим и экспериментальным данным. - Автореф. кад. дис. М., 1978, 29 с.

104. Кухаренко А.А. и др. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатов Кольского полуострова и Северной Карелии (геология, петрология, минералогия и геохимия). М., 1965, 772 с.

105. Лаврова М.А. К геологии губы Черной на Новой Земле. - Труды Геол. ин-та, 1932, т. I, с. 199-205.

106. Лаврова М.А., Земляков Б.Ф. Геологический очерк центральной зоны Северного острова Новой Земли по долине Русанова. - Труды Геол. ин-та, 1932, т. I, с. 15-57.

107. Лазаренко Е.К. и др. Минералогия Криворожского бассейна. Киев, 1977. 544 с.

108. Лазаренко Е.К., Габинет М.Г., Сливко О.П. Минералогия осадочных утворень Прикарпаття. Львів, 1962. 482 с.

109. Лазаренко Е.К., Лазаренко Э.А., Башников Э.К., Малыгина О.А. Минералогия Закарпаття. Львов, 1963. 614 с.

110. Лазаренко Е.К., Павлишин В.И., Латыш В.Т., Сорокин Ю.Г. Минералогия и генезис камерных пегматитов Вольни. Львов, 1973. 359 с.

111. Лазаренко Е.К., Панов Б.С., Павлишин В.И., Груба В.И. Минералогия Донецкого бассейна. Киев, 1975, ч. 1, 254 с; ч. 2, 502 с.

112. Лазаренко Е.К., Сребродольский Б.И. Минералогия Подолии. Львов, 1969.

113. Лихарев Б.К. О поездке на Новую Землю. - Изв. Геолкома, 1925, т. 40, № 8-10, с. 133-136.

114. Лобанов М.М. Полиметаллическое оруденение подвижных зон Центральной части Советской Арктики. - Труды НИИГА, 1965, т. 145.

115. Логина Л.А. Опыт измерения оптических постоянных германита и реньерита. - Труды ИМГРЭ, 1960, вып. 4.

116. Ломоносов М.В. Минеральный каталог. - Полное собр. соч. Т. 5. М.-Л., 1954, с. 7-24.

117. Ломоносов М.В. Известие о сочиняемой Российской минералогии. - Полное собр. соч. Т. 5. М.-Л., 1954, с. 634-638.

118. Ломоносов М.В. Программа Всеобщей минералогии. - Полное собр. соч. Т. 5. М.-Л., 1954, с. 639-640.

119. Макеев А.Б. Типоморфизм природных и искусственных марганцовистых сфалеритов ивортитов. - В кн.: Проблемы генетической информации в минералогии. Сыктывкар, 1976, с. 85.

120. Макеев А.Б., Бахтин А.И., Минько О.В. Оптические свойства некоторых разновидностей сфалерита севера Урала, Пай-Хоя и о-ва Вайгач. - В кн.: Вопросы изоморфизма и генезиса минеральных индивидов и комплексов. Труды Всесоюз. симпози. по изоморфизму. Ч. 2. Элиста, 1977, с. 317-324.

121. Макеев А.Б., Павлов Л.П. Новая кадмиевая разновидность сфалерита. - ДАН СССР, 1977; т. 236, № 1, с. 208-211.

122. Макеев А.Б., Петровский В.А., Силанов В.И. Цинковые минералы Амдерминского флюоритового месторождения. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1973. Сыктывкар, 1974, с. 144-147.

123. Макеев А.Б., Сергеев В.М. Природа и типоморфизм термолюминесценции сфалерита. - В кн.: Геология и полезные

ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1976. Сыктывкар, 1977, с. 119-125.

124. Ма кее в А.Б., Та ус он В.Л. Необычный сфалерит с двойниковой структурой. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1974. Сыктывкар, 1975, с. 113-117.

125. Ма кее в А.Б., Та ус он В.Л. О возможном генезисе некоторых политипов ZnS (по данным изучения политипии сфалеритов Пай-Хоя). - В кн.: Кристаллохимия и структурная минералогия. Л., 1978, с. 18-25.

126. Ма кее в А.Б., Та ус он В.Л., Хо ро ши ло - ва Л.А. Политипия сфалеритов Пай-Хоя. - В кн.: Применение рентгеновских лучей для исследования материалов. Тез. докл. на 11-м Всесоюз. совещ. Звенигород, 1976, с. 104.

127. Ма кее в А.Б., У ра си н М.А. Опыт применения факторного анализа при изучении типоморфизма сфалерита. - В кн.: Проблемы региональной минералогии. Сыктывкар, 1978, с. 49-60. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 24).

128. Ма ла х ов А.А. О типохимических комплексах элементов в минералах (на примере сфалерита). - Геохимия, 1966, №5, с. 556-570.

129. Ма са й ти с В.Л. Геологические последствия падений кратерообразующих метеоритов. Л., 1973. 19 с.

130. Ма сл ов М.А. Металлогенические зоны и рудные формации Пай-Хоя. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Тез. к совещ. Сыктывкар, 1972, с. 81-83.

131. Ма сл ов М.А. Верхнемезозойские вулканотектонические структуры области активизации крайнего Северо-Востока европейской части СССР. - В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973.

132. Ма сл ов М.А. О происхождении Карской депрессии. - Метеоритика, 1977, вып. 36.

133. Ма сл ов М.А., Ко стю ко ва Л.А. Схема сопоставления и краткое описание интрузивных комплексов Новой Земли, Пай-Хоя и западного склона Полярного и Приполярного Урала. - В кн.: Метаморфизм, магматизм и оруденение в геологической истории Урала. Вып. 1. Свердловск, 1974.

134. Ма сл ов М.А., Ос оло дков Д.Г., По но ма - ре ва В.М., Ст ре ль ни ков СИ., Ш ви да к А.А. Некоторые черты геологического строения Карской вулканотектонической депрессии на Пай-Хое. - Тез. докл. 5-й Коми респ. молодежн. науч. конф. Сыктывкар, 1972, с. 128-129.

135. Ми нер алы. Справочник. Т. I. М., 1960. 617 с.

136. Ми нь ко О.Е., Ма кее в А.Б. Оптические спектры поглощения и люминесценции некоторых минералов из месторождений о-ва Вайгач и Амдермы. - В кн.: Физические свойства минералов и горных пород. Казань, 1976, с. 104-109.

137. Ми тр яе ва Н.М., Я ре нс кая М.А., Ко ся к Е.А., Му ра то ва Д.Н. Ванадиево-мышьяковый германит. - ЗВМО, 1968, ч. 97, вып. 3, с. 325-331.

138. Ми хее в В.И. Структура арсеносульванита. - ЗВМО, 1941, ч. 70, вып. 2, с. 165-184.

139. Мо ро зе в ич И.А. О научной экспедиции на Новую Землю летом 1895 г. - Труды Варшавск. об-ва естествоисп., год У1

(1894-1895). Приложение к протоколу годовичного заседания, Г895, с. 1-14.

140. М у т а ф и Н.Н. Геолого-петрографический и металлогенический очерк западного побережья Новой Земли от района губы Митюшихи до губы Крестовой. М.-Л., 1941.

141. Н о в г о р о д о в а М.И., Типоморфные особенности халькопирита из медноколчеданных месторождений Южного Урала и Северных Мугоджар. - В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., 1972.

142. Н о р д е н ш е л ь д А.Е. Экспедиция к устью Енисея 1875 и 1876 гг. Спб., 1880.

143. Н а у м о в Г.Б., Х о д а к о в с к и й И.Л. Термодинамический анализ факторов образования минералов гидротермальных месторождений. - Международный геохимический конгресс. Т. 2. Гидротермальные процессы. М., 1973, с. 20-32.

144. О р л о в Н.А., У с п е н с к и й В.А. Ванадий в углеобразующих битумах. - ЖПХ, 1933, т. 6, № 5.

145. О с а д ч е в Б.Я. Геологическое строение юго-восточного Пай-Хоя и Полярного Приуралья. Л.-М., 1951, с. 94. (Труды НИИГА, т. XI).

146. О с и к о В.В., П а н а с ю к Е.И. Оптические свойства микрокристаллов. - Оптика и спектроскопия, 1963, т. 1, с. 239-244.

147. О с т а щ е н к о Б.А. Металлогенические особенности медно-никелевой минерализации Центрального Пай-Хоя. - Матер. 4-й Коми респ. молодежн. науч. конф. Сыктывкар, 1970, с. 208-210.

148. О с т а щ е н к о Б.А. Последовательность процессов сульфидного образования в диабазах Центрального Пай-Хоя. - Тез. докл. 5-й респ. молодежн. науч. конф. Сыктывкар, 1972, с. 222-224.

149. О с т а щ е н к о Б.А. Эволюция титансодержащих минералов в диабазах Центрального Пай-Хоя. - Сборник о важнейших результатах научных исследований Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Ежегодник-1971. Сыктывкар, 1972, с. 170-175.

150. О с т а щ е н к о Б.А. Геохимия меди, никеля и кобальта в диабазах трапповой формации Центрального Пай-Хоя. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя; Тез. к совещ. Сыктывкар, 1972, с. 89-92.

151. О с т а щ е н к о Б.А. Особенности изменения составов моноклинных пироксенов из диабазов Центрального Пай-Хоя. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тез. докл. 3-го Уральск. петрогр. совещ. Свердловск, 1974.

152. О с т а щ е н к о Б.А. Оптические свойства пирротинов из диабазов Центрального Пай-Хоя. - Тез. 6-й Коми респ. молодежн. науч. конф. Сыктывкар. 1974, с. 206-207.

153. О с т а щ е н к о Б.А. Медно-никелевое оруденение базальтоидных интрузий Центрального Пай-Хоя и условия его формирования. - Автореф. канд. дис. Томск, 1975. 21 с.

154. О с т а щ е н к о Б.А. Геохимия фтора и бора в процессе дифференциации базальтоидной магмы (на примере сульфидоносных интрузий Центрального Пай-Хоя). - В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, 1975, с. 118-126.

155; О с т а щ е н к о Б.А. Состав и свойства сульфидов и силикатов в связи с металлогеническими особенностями базитов. - В кн.:

Проблемы генетической информации в минералогии. Сыктывкар, 1976, с. 149-150.

156. Осташенко Б.А. Критерии медно-никелевой рудоносности базальтоидных интрузий Центрального Пай-Хоя. Сыктывкар, 1978. 44 с. (Серия препринтов "Научные рекомендации - народному хозяйству", вып. 15).

157. Осташенко Б.А. Петрология и оруденение центральнопайхойского базальтоидного комплекса. Л., 1978.

158. Осташенко Б.А., Боронихин В.А. Новые данные по минералогии сульфидных руд Центрального Пай-Хоя. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1972. Сыктывкар, 1973, с. 131-137.

159. Осташенко Б.А., Давыдов В.П. Особенности химизма диабазов Центрального Пай-Хоя. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Матер. 3-й уральск. конф. молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1971, с. 147-149.

160. Осташенко Б.А., Каликов В.Н. Типохимизм сульфидов в диабазах центральнопайхойского комплекса. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1976. Сыктывкар, 1977, с. 113-118.

161. Осташенко Б.А., Хлыбов В.В. Пирротин из субинтрузивных траппов Центрального Пай-Хоя. — В кн.: Геология Северо-Востока европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар, 1971, с. 165-167. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 14).

162. Петров Т.Г. О мере сложности геохимических систем с позицией теории информации. — ДАН СССР, 1970, т. 191, № 4, с. 924-926.

163. Петров Т.Г. Обоснование варианта общей классификации геохимических систем. — Вестн. ЛГУ. Геология и география, 1971, № 18, вып. 3, с. 30-38.

164. Петров Т.Г. Универсальная схема представления химических анализов для создания фактографических информационно-поисковых систем в области геохимии. — Вестн. ЛГУ. Геология и география, 1971, № 18, вып. 4, с. 52-58.

165. Петровская Н.В. Минеральные ассоциации в золоторудных месторождениях Советского Союза. — В кн.: Геология, закономерности размещения и методы изучения месторождений золота. М., 1967. (Труды ЦНИГРИ, вып. 76).

166. Пилипенко П. Минералогия Западного Алтая. — Изв. Томск. ун-та, 1915, кн. 62, с. 318-346.

167. Платонов А.Н., Марфунин А.С. Оптические спектры поглощения сфалеритов. — ЗВМО, 1968, ч. 97, вып. 3, с. 257-272.

168. Поваренных А.С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев, 1966. 547 с.

169. Полькин Я.И. Новоземельско-Пайхойская складчатая область. Складчатые структуры Баренцева моря. — В кн.: Структура фундамента платформенных областей СССР. Л., 1974.

170. Попов В.А. К модели гидротермального процесса на основе онтогенетических наблюдений. — В кн.: Проблемы минералогии Урала. Свердловск, 1976, с. 3-17. (Труды Ильменского гос. заповедника, вып. 14).

171. П о п о в а В.И. Синхронизация минералов: состояние вопроса. - В кн.: Проблемы минералогии Урала. Свердловск, 1976, с. 23-43. (Труды Ильменского гос. заповедника, вып. 14).

172. П о п о в а В.И. О методах синхронизации минералов. - В кн.: Проблемы генетической информации в минералогии. Сыктывкар, 1976, с. 98-100.

173. П у д о в к и н а И.А., Р я б е в а Е.Г., А к с е н о в а Е.К., Д у б а к и н а Л.С. К вопросу о зависимости некоторых физических свойств сфалерита от особенностей их химического состава. - Минеральное сырье, 1968, вып. 18, с. 13-28.

174. П у ч к о в В.Н. Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозоидах Лавразии. Сыктывкар; 1974. 48 с. (Сер. препринтов „Научные доклады“, вып. 9),

175. П ш е н и ч н ы й Г.Н., Ш а д л у н Т.Н., В а л ь я с о в Л.Н., Ц е п и н А.И. Первая находка германийсодержащего колусита. - ДАН СССР, 1975, т. 221, № 1.

176. Р о м а ш к и н Ю.Н. К реконструкции тектонической обстановки формирования интрузивных диабазовых тел Центрального Пай-Хоя. - Матер. 4-й Коми респ. молодежн. науч. конф. Сыктывкар, 1970, с. 172-173.

177. Р о м а ш к и н Ю.Н. Кристалломорфология пирита из амдермитов северо-западного Пай-Хоя. - В кн.: Очерки общей и региональной минералогии. Сыктывкар, 1971, с. 79-84. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 15).

178. Р о м а ш к и н Ю.Н. Минералогия и условия формирования флюоритовых проявлений Раковского узла. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с. 93-96. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 27).

179. Р у н д к в и с т Д.В. Вопросы изучения филогенеза месторождений полезных ископаемых. - ЗВМО, 1968, ч. 97, вып. 2, с. 191-209.

180. Р у н д к в и с т Д.В., Н е ж е н с к и й И.А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л., 1975. 224 с.

181. Р у с а н о в В.А. Статьи, лекции, письма. Литературное наследство выдающегося русского полярного исследователя начала XX в. М.-Л., 1945. 428 с.

182. Р ы д н и к В.И., Б о р о в с к и й И.Б. К методике количественного рентгеноспектрального анализа. - Заводская лаборатория, 1967, т. 33, № 8.

183. Р ы с к и н А.И., Х и л ь к о Г.И., М а к с а к о в Б.И., Д у б е н с к и й К.К. Спектр поглощения иона Mn в монокристаллах ZnS. - Оптика и спектроскопия, 1964, т. 16, вып. 2, с. 274-278.

184. Р я б е в а Е.Г. Изучение взаимозависимости состава и физических свойств минерала на примере сфалерита. М., 1969. 21 с.

185. С а в к е в и ч С.С., П о п к о в а Т.Н. Новые данные о „янтаре“ правобережья рек Хеты и Хатанги. - ДАН СССР, 1973, т. 208, № 2.

186. С а м о й л о в и ч Р.Л. Краткие сведения об экспедициях на Новую Землю в 1921, 1923, 1924, 1925 и 1927 гг. - Труды Ин-та по изучению Севера, 1929, вып. 40.

187. С в е р ч к о в В.С. Амдерминское месторождение плавикового шпата. Л., 1939. 84 с. (Труды Аркт. ин-та, т. 134).

188. Севергин В.М. Опыт минералогического землеописания Государства Российского. Спб., 1809, ч. 1, 262 с; ч. 2, 240 с.
189. Семенов Е.И. Минералогия щелочного массива Илимаусак (Южная Гренландия). М., 1969. 165 с.
190. Семенов Е.И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. М., 1972. 307 с.
191. Сендеров Э.Э., Хитарова Н.И. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. М., 1970. 283 с.
192. Сидоренко А.В. Геология - наука будущего. М., 1964. 64 с.
193. Сидоренко А.В. Вступительное слово на съезде Всесоюзного минералогического общества 18 октября 1977 г. - ЗВМО, 1977, ч. 106, вып. 2, с. 129-134.
194. Силаев В.И. Известковые роговики в контактовых ореолах трапловых интрузий Центрального Пай-Хоя. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Матер. 3-й уральск. конф. молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1971, с. 100-102.
195. Силаев В.И. К методике петрогенетического анализа. - Тез. докл. 5-й Коми респ. молодежн. науч. конф. Сыктывкар, 1972, с. 209-210.
196. Силаев В.И. Соотношение перекристаллизации и преобразования минерального состава при контактовом метаморфизме. - Сборник о важнейших результатах научных исследований Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Ежегодник-1971. Сыктывкар, 1972, с. 124-130.
197. Силаев В.И. Метаморфизм карбонатных пород в контакте с пластовыми диабазами (Центральный Пай-Хой). - В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Тез к совещ. Сыктывкар, 1972, с. 67-68.
198. Силаев В.И. Спекание, перекристаллизация и автолиз кальцита карбонатных осадочных пород при контактовом метаморфизме. - Тез. докл. 6-й Коми респ. молодежн. науч. конф., 1974, с. 213-214.
199. Силаев В.И. Перекристаллизация карбонатных пород при эпигенезе. - ДАН СССР, 1974, т. 216, № 2, с. 414-417.
200. Силаев В.И. Генетический анализ древних осадочных пород геосинклинальных областей. - ДАН СССР, 1975, т. 224, № 2, с. 430-433.
201. Силаев В.И. Минералогический очерк ордовикских пород Центрального Пай-Хоя. - Литол. и полезн. ископ., 1975, № 1, с. 62-73.
202. Силаев В.И. Перекристаллизация карбонатных пород при контактовом метаморфизме. - В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических пород. Л., 1975, с. 11-18.
203. Силаев В.И. О возможной роли спекания при контактовом метаморфизме. - В кн.: Региональная минералогия и генезис минералов. Сыктывкар, 1975, с. 31-40. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 21).
204. Силаев В.И. Перекристаллизация карбоната в ордовикских породах Центрального Пай-Хоя. - В кн.: Минералогия рудных месторождений севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1976, с. 114-127. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 20).
205. Силаев В.И. Литогенез ордовикских пород Центрального Пай-Хоя. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Вып. 8. Сыктывкар, 1976, с. 146-148.

206. С и л а е в В.И. Минералогия контактово-метаморфических пород Центрального Пай-Хоя. - В кн.: Минералогия рудных месторождений севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1976, с. 83-89. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 20).
207. С и л а е в В.И. Структура минерального агрегата - источник генетической информации в минералогии. - В кн.: Проблемы генетической информации в минералогии. Сыктывкар, 1976, с. 82-83.
208. С и л а е в В.И. Критерии рудоносности карбонатных пород Ильичьего рудного поля. - Геол. рудн. месторожд., 1977, № 1, с. 80-86.
209. С и л а е в В.И. Структурная эволюция карбонатных пород при низкотемпературном контактовом метаморфизме. - В кн.: Материалы по генетической минералогии и петрологии. Новосибирск, 1977, с. 206-224. (Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 349).
210. С и л а е в В.И. Признак гидротермального рудоотложения в пластовых месторождениях Северного Вайгача. - ДАН СССР, 1977, т. 232, № 4, с. 883-885.
211. С и л а е в В.И. Минералогия и литогенез ордовикских отложений Центрального Пай-Хоя. Л., 1978, 86 с.
212. С и л а е в В.И., З а б о е в А.Ф., И л о в а й с к и й В.И., Х о р о ш и л о в а Л.А. Фазовые превращения некоторых сульфидов при нагревании. - В кн.: Эксперимент в минералогии и моделирование минералообразующих процессов. Сыктывкар, 1976, с. 88-96. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 23),
213. С и л а е в В.И., П е т р о в с к и й В.А. Об энтропии процесса перекристаллизации. - В кн.: Минералогия рудных месторождений севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1976, с. 38-40. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 20).
214. С и л а е в В.И., П о п о в а Т.Н. Обломочные минералы тяжелой фракции в ордовикских отложениях Центрального Пай-Хоя. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1972. Сыктывкар, 1973, с. 167-172.
215. С и л а е в В.И., Т и х о м и р о в а В.Д., Х о р о ш и л о в а Л.А. Минералогия и условия формирования сульфидных рудопроявлений Северного Вайгача. - В кн.: Проблемы региональной минералогии. Сыктывкар, 1978, с. 80-109. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 24),
216. С к л я д н е в а В.М. Минералогия баритовых конкреций из эйфельских сланцев Пай-Хоя. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1973. Сыктывкар, 1974, с. 136-139.
217. С к л я д н е в а В.М. Баритовые конкреции из эйфельских сланцев Пай-Хоя. - Тез. докл. 6-й Коми респ. молодежн. науч. конф. Сыктывкар, 1974, с. 207-208.
218. С м и р н о в В.И. Геология полезных ископаемых. М., 1969. 687 с.
219. С м и р н о в В.И., Е р е м и н Н.И. О минералого-геохимической зональности сульфидных рудных тел. - ЗВМО, 1976, ч. 105, вып. 5, с. 598-616.
220. С м и р н о в Ф.Л., П р е м ы с л е р К.М. Сульванит в кварцево-карбонатных жилах Пай-Хоя. - ЗВМО, 1967, ч. 96, вып. 1, с. 100-104.
221. Т а н а т а р И.И. Месторождения меди и медных руд на острове Новая Земля в районе Пропащая губа. Одесса, 1912.

222. Т а р а ш а н А.Н., П л а т о н о в А.Н. Спектры люминесценции сфалеритов. - Геохимия, 1968, № 2, с. 173-179.
223. Т а у с о н В.Л., М а к е е в А.Б., Ч е р н ы ш е в Л.В. Исследование фазовых отношений и структурных особенностей смешанных кристаллов в системе $ZnS-MnS$. - Ежегодник-1974. Новосибирск, 1976, с. 290-293.
224. Т а у с о н В.Л., Ч е р н ы ш е в Л.В., М а к е е в А.Б. Фазовые отношения и структурные особенности смешанных кристаллов в системе $ZnS-MnS$. - Геохимия, 1977, № 7, с. 679-692.
225. Т и м о н и н а Р.Г. О пироксенах различных комплексов пород Урала и Пай-Хоя. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР и севера Урала. Труды 7-й геол. конф. Коми АССР. Т. 2. Сыктывкар, 1973, с. 420-426.
226. Т и м о н и н Н.И. Пермо-триасовый базальтовый магматизм Северного Приуралья. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Тез. к совещ. Сыктывкар, 1972, с.60-62.
227. Т и м о н и н Н.И. Основные черты тектоники и особенности истории геологического развития Южноновоземельско-Вайгачского антиклинория. - В кн.: Тектоника и нефтегазоносность Тимано-Печорской провинции и ее структурных обрамлений. Сыктывкар, 1978, с. 16-29. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 26).
228. Т и х о м и р о в а В.Д. Твердые битумы гидротермально измененных пород острова Вайгач. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1972. Сыктывкар, 1973, с. 173-176.
229. Т и х о м и р о в а В.Д. Галениты из гидротермальных месторождений острова Вайгач и Пай-Хоя. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1973. Сыктывкар, 1974, с. 140-143.
230. Т и х о м и р о в а В.Д., К а л и к о в В.Н. Закономерности распределения микропримесей и термоэдр в галените и их минералогическая интерпретация. - В кн.: Проблемы генетической информации в минералогии. Сыктывкар, 1976, с. 41-42.
231. Т и х о м и р о в а В.Д., М а к е е в А.Б. Минералогия свинцово-цинкового месторождения Раздельное. - Тез. докл. 6-й респ. молодежн. науч. конф. Сыктывкар, 1974, с. 204-205.
232. Т о б е л к о К.И., Р а д к е в и ч Р.О., И в а н о в В.И., К у з н е ц о в Л.М., И л ь и н Н.П., Г р а ц и е н к о Г.С., М а й о р о в Е.С. Рентгеноструктурное определение положений атомов железа в высокожелезистых сфалеритах. - Геохимия, 1970, № 6, с. 701-709.
233. Т у г а р и н о в А.И., Н а у м о в В.Б. Физико-химические параметры гидротермального минералообразования. - Международный геохимический конгресс. Т. 2. Гидротермальные процессы. М., 1973, с. 7-19.
234. У с т р и ц к и й В.И. Мезозойские отложения, кайнотипные лавы и туфобрекчии Пай-Хоя. - Сборник статей по геологии Арктики. Л., 1953. (Труды НИИГА, т. 72, вып. 4).
235. У с т р и ц к и й В.И. К вопросу о северном продолжении Урала. - ДАН СССР, 1956, т. ПО, № 3, с. 437-439.
236. У с т р и ц к и й В.И. Тектоника Пай-Хоя и северной оконечности Полярного Урала. - Сборник статей по геологии и нефтегазоносности Арктики. Вып. 17. Л., 1961, с. 75-101. (Труды НИИГА, т. 125).

237. У ч а м е й ш в и л и Н.Е., М а л и н и н С.Д., Х и - т а р о в Н.И. Физико-химические основы формирования гидротермального барита и некоторых типичных ассоциаций, включающих барит. - Международный геохимический конгресс. Т. 2. Гидротермальные процессы. М., 1973, с. 281-291.

238. Ф е р с м а н А.Е. Геохимия России. Пг., 1922, 214 с.

239. Ф и ш м а н М.В. Позднемезозойский вулканизм юга Карского побережья. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европ. части СССР. Ежегодник-1973. Сыктывкар, 1974, с. 118-122.

240. Ф и ш м а н М.В., Г о л д и н Б.А., Ю ш к и н Н.П. Магматические формации западной и центральной зон севера Урала и Пай-Хоя; - В кн.: Магматизм, формации пород и глубины Земли. Труды 4-го Всесоюз. петрогр. совещ. Ч. 2. М., 1972.

241. Ф и ш м а н М.В., О х о т н и к о в В.Н., М а с л о в М.А., Ю ш к и н Н.П. Магматизм и металлогения Полярного, Приполярного Урала и Пай-Хоя в связи с их геологической историей и геологическим строением. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения западного склона Урала. Уфа, 1976, с. 73-78.

242. Ф и ш м а н М.В., Ю ш к и н Н.П. Гранитоидный магматизм Югорского полуострова. - В кн.: Магматизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1976, с. 30-41. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 22).

243. Ф и ш м а н М.В., Ю ш к и н Н.П. Верхнепалеозойские известково-щелочные сиениты зоны сочленения Урала и Пай-Хоя. - ДАН СССР, 1975, т. 225, № 1, с. 176-178.

244. Ф и ш м а н М.В., Ю ш к и н Н.П., Г о л д и н Б.А., К а л и н и н Е.П. Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород Урала и Тимана. Л., 1968. 251 с.

245. Ф и ш м а н М.В., Ю ш к и н Н.П., Г о л д и н Б.А., К а л и н и н Е.П. Основные этапы магматизма и метаморфизма в Центральной зоне Полярного и Приполярного Урала. - В кн.: Геохимия, минералогия и петрография севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1969, с. 7-25. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 13).

246. Ф р а н к - К а м е н е ц к и й В.А. Информация о сессии Комиссии по новым минералам и названиям минералов Международной минералогической ассоциации (Англия, 1966). - ЗВМО, 1967, ч. 96, вып. 2, с. 228-230.

247. Ф р а н к - К а м е н е ц к и й В.А. Отчет о деятельности Комиссии по новым минералам Всесоюзного минералогического общества. - ЗВМО, 1972, ч. 101, вып. 2, с. 152-159.

248. Х о л о д о в В.Н. Ванадий. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах. М., 1968, 247 с.

249. Х о р о ш и л о в Л.А. Рентгенографическое изучение арсеносульванита. - В кн.: Проблемы региональной минералогии. Сыктывкар, 1978, с. 71-79. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 24).

250. Ч е р н о в А.А. Полезные ископаемые Печорского края с Пай-Хоем, Вайгачом и Южным островом Новой Земли. Архангельск, 1935, 58 с.

251. Ч е р н о в Г.А. Новые данные по геологии и перспективе нефтегазоносности и угленосности восточной части Большеземельской тундры. - Сов. геология, 1945, № 4, с. 3-23.

252. Чернышев В.В., Гецева Р.В. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья Костина Шара на Новой Земле. М.-Л., 1935, 98 с. (Труды ВИМС, вып. 92).
253. Чернышев Ф.Н. Сведения о нахождении полезных ископаемых на Новой Земле. - Изв. Геолкома, СПб., 1886, т. 4, № 10, с. 411-414.
254. Чернышев Ф.Н. Новоземельская экспедиция 1895 года. - Изв. Русск. геогр. об-ва, 1896, т. 32, вып. 1, с. 1-26.
255. Чесноков Б.В. Относительный возраст минеральных индивидов и агрегатов. М., 1974, 105 с.
256. Чесноков Б.В. Минералогическое картирование как метод оценки перспективности рудных районов (на примере Березовского рудного района на Среднем Урале). - В кн.: Минералогия и петрография Урала. Свердловск, 1975, с. 27-37. (Труды Свердл. горного ин-та, вып. 106).
257. Чесноков Б.В. Минералогическое картирование: район гидротермального оруденения. - В кн.: Проблемы генетической информации в минералогии. Сыктывкар, 1976, с. 145-146.
258. Шренк А.Г. Путешествие к северо-востоку Европейской России через тундры самоедов к северным Уральским горам, предпринятое по высочайшему повелению в 1837 г. А. Шренком. Пер. с нем. яз. Спб., 1855. 665 с.
259. Штейнберг Д.С. О специфике магматизма в зоне сочленения Урала с Русской платформой и проблемах, с этим связанных. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР и севера Урала. Труды 7-й геол. конф. Коми АССР. Т. 2. Сыктывкар, 1973, с. 289-295.
260. Штрунц Х. Минералогические таблицы. М., 1962. 532 с.
261. Юдович Я.Э., Майдль Т.В., Иванова Т.И., Хорошилова Л.А. Геохимия стронция в карбонатных отложениях в связи с проблемой геохимической диагностики рифов. Сыктывкар, 1977, 127 с. ВИНИТИ, № 1705-77 Деп.
262. Юшкин Н.П. Некоторые черты эпигенетической минерализации палеозойских отложений поднятия Чернова. - В кн.: Вопросы геологии северо-востока Русской платформы, Печорского Урала и полуострова Канин. Сыктывкар, 1963, с. 14-24. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 4).
263. Юшкин Н.П. Минералогические особенности зоны окисления Торговского месторождения на Приполярном Урале. - Матер. 3-й Коми респ. молодежн. науч. конф. Сыктывкар, 1969, с. 119.
264. Юшкин Н.П. Понятие о минерале и таксономические системы минералогии. - В кн.: Очерки общей и региональной минералогии. Сыктывкар, 1971, с. 3-34. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 15).
265. Юшкин Н.П. Проблема типоморфизма минералов. - ЗВМО, 1972, ч. 101, вып. 2, с. 223-236.
266. Юшкин Н.П. Основные черты эндогенной металлогении Пайхойского антиклинария. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Тез. к совещ. Сыктывкар, 1972, с. 80-81.
267. Юшкин Н.П. Янтарь арктических областей. Сыктывкар, 1973. 45 с. (Сер. препринтов „Научные доклады“, вып. 7).

268. Ю ш к и н Н.П. Двойниковые прожилки кальцита как пример смещения функций минеральных систем. - Изв. Коми фил. Геогр. об-ва СССР, 1973, вып. 16, с. 65-68.
269. Ю ш к и н Н.П. Типоморфизм состава и свойств халькопирита пайхойских и вайгачских месторождений. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1973. Сыктывкар, 1974, с. 148-155.
270. Ю ш к и н Н.П. Карстовые процессы и формирование полостей в карбонатных и сульфатных породах в условиях арктического климата (Новая Земля, Вайгач, Пай-Хой). - В кн.: Состояние и задачи карстово-спелеологических исследований. Тез. к совещ., М., 1975, с. 35-36.
271. Ю ш к и н Н.П. Проблемы и методы генетикоинформационной минералогии. - ЗВМО, 1976, ч. 101, вып. 6, с. 633-648.
272. Ю ш к и н Н.П. О ртути в гидротермальных месторождениях Пай-Хоя и поисковом значении ртутных ореолов. - В кн.: Магматизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1976, с. 97-101. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 22).
273. Ю ш к и н Н.П. Теория и методы минералогии. Л., 1977. 291 с.
274. Ю ш к и н Н.П. Проблемы и перспективы топоминералогических исследований. - В кн.: Проблемы региональной минералогии. Сыктывкар, 1978, с. 3-22. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 24).
275. Ю ш к и н Н.П. Барит и целестин Пайхойско-Южновоземельской провинции (месторождения, минералогия, перспективы). Сыктывкар, 1978, 46 с. (Сер. препринтов „Научные рекомендации - народному хозяйству“, вып. 13).
276. Ю ш к и н Н.П. Новая кадмиевая разновидность тетраэдри-та. - ДАН СССР, 1978, т. 242, № 2, с. 426-429.
277. Ю ш к и н Н.П., Б р ы з г а д о в И.А., Я н у л о в К.П. Минералогия и физические свойства сульфванита. - В кн.: Минералы и парагенезисы минералов гидротермальных месторождений. Л., 1974, с. 76-93.
278. Ю ш к и н Н.П., В о л к о в а Н.В., К у н ц А.Ф. Флюорит Уралско-Новоземельской провинции и проблемы его использования. Сыктывкар, 1977. 46 с. (Сер. препринтов „Научные рекомендации - народному хозяйству“, вып. 12).
279. Ю ш к и н Н.П., Д а в ы д о в В.П., О с т а щ е н - к о Б.А. Магматические образования Центрального Пай-Хоя и их металлогенические особенности. - В кн.: Вопросы петрографии севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1972, с. 3-34. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 17.).
280. Ю ш к и н Н.П., Е р е м и н Н.И. Распределение марганца и железа в сфалеритах по данным микронзондового анализа. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1972. Сыктывкар, 1973, с. 137-141.
281. Ю ш к и н Н.П., Е р е м и н Н.И., М а к с е в А.Б., П е т р о в Т.Т. Сфалерит Пайхойско-Южновоземельской провинции (топоминералогия и типоморфизм). - В кн.: Проблемы региональной минералогии. Сыктывкар, 1978, с. 23-48. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 24).

282. Юшкин Н.П., Еремин Н.И., Хорошилова Л.А. Новая марганцовистая разновидность сфалерита. - ДАН СССР, 1974, т. 216, № 5, с. 1138-1141.

283. Юшкин Н.П., Еремин Н.И., Янулов К.П., Хорошилова Л.А. Ванадиево-мышьяковый германит из пайхойских месторождений: первое подтверждение открытия минерала и таксономическое положение в группе германита. - ЗВМО, 1975, ч. 104, вып. 1, с. 28-40.

284. Юшкин Н.П., Макеев А.Б. Мышьяковые минералы Пайхойско-Южновоземельской провинции. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1977. Сыктывкар, 1978.

285. Юшкин Н.П., Мамчур Т.П., Стащишин Р.И., Буканов В.В. Изотопы углерода в гидротермальном кальците и минералогенетическая интерпретация их соотношений. - В кн.: Геология Северо-Востока европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар, 1971, с. 137-151. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 14).

286. Юшкин Н.П. Маслов М.А., Микляев А.С. Роченит. Пайхойская находка. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1976, Сыктывкар, 1977, с. 105-112.

287. Юшкин Н.П., Маслов М.А., Микляев А.С. Цеолиты (ломонтит, анальцит) Карской кольцевой депрессии на Пай-Хое и их парагенезисы. - В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Л., „Наука“, 1976, с. 71-75.

288. Юшкин Н.П., Маслов М.А., Микляев А.С. Минералогия и генезис пайхойского вавеллита. - ЗВМО, 1978, ч. 107, вып. 4, с. 398-406.

289. Юшкин Н.П., Остащенко Б.А., Давыдов В.П. Геохимия кристаллизации базальтоидной магмы комплекса траппов Центрального Пай-Хоя. - Международный геохимический конгресс. Тез. докл. М., 1971, с. 179-180.

290. Юшкин Н.П., Остащенко Б.А., Давыдов В.П. Петрография и оруденение дифференцированных базальтоидных интрузий Центрального Пай-Хоя. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тез. докл. 3-го Уральского, петрогр. совещ. Свердловск, 1974, с. 94-96.

291. Юшкин Н.П., Остащенко Б.А., Кунц А.Ф., Тихомирова В.Д., Боболович Г.Н. Рудные формации Пайхойского и Вайгач-Новоземельского антиклинориев. Сыктывкар, 1974. (Фонды Коми филиала АН СССР).

292. Юшкин Н.П., Остащенко Б.А., Павлов Л.П. Состав и свойства аксинита из пайхойских и полярноуральских месторождений. - Сборник о важнейших результатах научных исследований Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Ежегодник-1971. Сыктывкар, 1972, с. 164-170.

293. Юшкин Н.П., Платонов А.Н., Тарашан А.Н. Оптические свойства и люминесценция природного марганцовистого сфалерита. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1975. Сыктывкар, 1976, с. 87-92.

294. Юшкин Н.П., Сергеева Н.Е. Текстурные особенности югорского янтаря. - ДАН СССР, 1974, т. 216, № 3, с. 637-640.

295. Юшкин Н.П., Скляднева В.М. Целестин Новой Земли. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1974, Сыктывкар, 1975, с. 106-112.
296. Юшкин Н.П., Скляднева В.М., Боблович Г.Н. Минералогия и генетические особенности гидротермальных баритовых месторождений Пай-Хоя. - В кн.: Региональная минералогия и генезис минералов. Сыктывкар, 1975, с. 71-88. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 21).
297. Юшкин Н.П., Тимонин Н.И., Фишман М.В. Рудные формации и проблемы металлогении Вайгач-Южновоземельского антиклинория. Сыктывкар, 1975, 48 с. (Сер. препринтов „Научные рекомендации - народному хозяйству“, вып. 6).
298. Юшкин Н.П., Фишман М.В., Голдин Б.А., Калинин Е.П., Охотников В.Н., Буканов В.В. Металлогенический очерк вольфрамовой минерализации севера Урала. Л., 1972. 195 с.
299. Юшкин Н.П., Хорошилова Л.А., Янулов К.П. Рентгенометрическое изучение ванадиево-мышьякового германита из месторождений Пай-Хоя. - Матер. 6-го Всесоюз. совещ. по рентгенографии минер. сырья. Алма-Ата, 1974, с. 164.
300. Юшкин Н.П., Янулов К.П., Хорошилова Л.А. О морфологии и структуре кристаллов сульванита из месторождений Пай-Хоя. - Тез. докл. 5-го Междувед. совещ. по рентгенографии минер. сырья. Киев, 1972, с. 51-52.
301. Янулов К.П., Хорошилова Л.А. О структуре сульванита. - В кн.: Минералогия рудных месторождений Урала и Пай-Хоя. Минер. сб. 2. Сыктывкар, 1976, с. 51-55. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 20).
302. Янулов К.П., Юшкин Н.П., Хорошилова Л.А., Баширова Н.Ф. Минералогия и типоморфизм сфалерита из рудных месторождений Пай-Хоя. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Тез. к совещ. Сыктывкар, 1972, с. 84-86.
303. Янулов К.П., Чулкова И.В. Ориентированные псевдоморфозы по ильмениту. - ДАН СССР, 1961, т. 140, № 1, с. 215-217.
304. Яхонтова Л.К., Грудев А.П. Зона гипергенеза рудных месторождений. М., 1978. 229 с.
305. Яхонтова Л.К., Сидоренко Г.А., Столярова Т.И., Плюснина И.И., Иванова Т.Л. Никель-содержащие сульфаты из зоны окисления норильских месторождений. - ЗВМО, 1976, ч. 105, вып. 6, с. 710-720.
306. Arnold R.G. Mixtures of hexagonal and monoclinic pyrrhotite and the measurement of the metal content of pyrrhotite by X-ray diffraction. - Amer. Miner. 1966, vol. 51, No 7, p. 168-184.
307. Backlund H. Die Magmasteine der Geosynklinale von Nowaja Zemlja. - Rep. Sci Results Norw. Exp. Novaja Zemlja, Oslo, 1930, No 45.
308. Blackburn W.H., Schwendeman J.F. Trace-element substitution in galena. - Canad. Miner, 1977, vol.15, No 3, p. 365-373.

309. D e g e n s E.T. Geochemistry of sediments. A Brief Survey. N.Y., 1965.
310. D e L o n g W.F. Die Kristallstruktur von Germanit. - Zeit. Kryst., 1930, vol. 73.
311. D e n n e n W.H. Impurities in Quartz, - Geol. Soc. Amer. Bull., 1964, vol. 75, No 3.
312. D e n n e n W.H., B l a c k b u r n W.H., Q u e s a d a A. Aluminum in Quartz as a Geothermometer. - Contr. Miner. and Petrol., 1970, vol. 27, No 4.
313. F e i l d e n H., B o n n e y P. Notes of the glacial geology of Arctic Europe and its islands. - Quart. J. Geol. Soc. London, 1896, vol. 52, No 205.
314. F o r d R.A., K a u e r E., R a b e n a u A., B r o w n D.A. The electronic states of octahedral and tetrahedral Mn^{2+} in ZnS_2 and manganian sulphide. - Phys. Chem., 1963, vol. 67, No 5.
315. G r a i g H. The geochemistry of the stable carbon isotopes. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1953, vol. 3.
316. H o f e r H. Graf Wilczek's Nordpolarfahrt in Jahre 1872. - Petermans Geogr. Mitt, 1875, No 21.
317. H o l t e d a h l O. On the rock formation of Novaja Zemlya. - Rep. Sci. Results. Norw. Exp. Novaja Zemlja, 1921, No 8.
318. H o l t e d a h l O. On the rock formation of Novaja Zemlja with notes on the Paleozoic stratigraphy of other Arctic Lands. - Rep. Sci Results. Norw, Exp. Novaja Zemlja. Oslo, 1930, No 45.
319. J a m b o r, T r a i l l. Canad. Mineral., v. 7, 1963, p. 751 (цит. по картотеке ASTM, карточка 16-699).
320. K e n n e t h W. Compositions of sphalerites from the zoned hydrothermal lead-zinc deposits at Zeeban, Tasmania. - Econ. Geol., 1974, vol. 69, No 5, p. 657-672.
321. K u b i s z J. Rozenite - $FeSO_4 \cdot 4H_2O$ - a new mineral. - Bull, Acad. Polon. Sci. Ser. Sci. gel., geogr., 1960, t. 8, No 2, p. 107-113.
322. K u l l e r u d G. The $FeS-ZnS$ system of geological thermometr. - Norsk Geol. tidsskr., 1933, vol. 32, p. 61-147.
323. L e o n h a r d C.C. Handbuch einer allgemeinen topographischen Mineralogie. Frakfurt a. Main, 1805-1809.
324. M u r d o c h J. X-Ray investigation of colusite, germanite and renierite. - Amer. Miner., 1953, vol. 38, No 9-10, p. 794-801.
325. P i e k o s z e w s k i J., S u w a l s k i J., L i g e n r a S. Mossbauer effect study in chalkopyrite. - Physica status Solide, 1967, vol. 32.
326. S c l a r C.B., D r o v e n i k M. Lazarevicite, a new cubic copperarsenic sulfide from Bor, Yugoslavia. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, vol. 71, No 12, p. 1970.
327. S k i n n e r B.I. Unit cell edges of natural and synthetic sphalerites. - Amer. Miner., 1961, vol. 46, p. 1399-1411.

328. Springer G. Die Berechnung von Korrekturen für die quantitative Elektronenstrahl microanalyse. - Fortschr. Miner., 1967, No 45, September.

329. Trojer F.J. Refinement of the structure of sulvanite. - Amer. Miner., 1966, vol. 51, No 5-6.

330. Voit P.W. Über einen neuen Typus einer Lagerstätte von gediegen Kupfer auf Nowaja Zemlja. - Zeitsch. f. prac Geol., 1913.

331. Wager L.R., Mitchell R.L. The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma - a further study of the Skaergaard intrusion, East. Greenland. - Geochim. et cosmochim. Acta, 1952, vol. 1. No 3, p. 129.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
Глава I. История геолого-минералогических исследований	13
Глава II. Основные черты геологического строения и развития	20
Геологический разрез	20
Магматизм	25
Структура	29
Глава III. Минеральные комплексы и ассоциации минералов	34
Седиментогенные комплексы	34
Магматогенные комплексы	38
Метаморфогенные комплексы	43
Гидротермальные комплексы	47
Комплексы древних кор выветривания	73
Современные гипергенные комплексы	74
Глава IV. Минеральный кадастр провинции	77
Самородные элементы	84
Карбиды	88
Сульфиды	88
Галогениды	101
Окислы и гидроокислы	102
Карбонаты	109
Сульфаты	112
Вольфраматы	120
Фосфаты, арсенаты, ванадаты	121
Силикаты	124
Минералоиды	135
Глава V. Минералы - индикаторы условий минералогенезиса	141
Сфалерит	141
Генетическая природа типоморфных особенностей сфалерита	176
Халькопирит	183
Галенит	191
Пирротин	202
Пирит	207
Сульфиды мышьяка и ванадия	213
Флюорит	243
Кварц	254
Кальцит	259
Породообразующие пироксены	277

Глава VI.	Региональные закономерности распределения минеральных парагенезисов и изменения свойств минералов	281
	Главнейшие минерагенические области Пайхойско-Южноновоземельской провинции	281
	Минералогическая зональность провинции и пространственные формационные ряды	285
	Пространственные закономерности изменения конституции и свойств минералов	291
	Минералоконтролирующие факторы	293
Глава VII.	Условия и эволюция минералообразования	301
	Дифференциация и кристаллизация базальтоидной магмы центрально-пайхойского комплекса и генезис сульфидной минерализации	302
	Особенности минералообразования в контактовых ореолах базальтоидных интрузий	
	О формировании метаморфогенных месторождений самородной меди	3
	Гидротермальное минералообразование	3
Глава VIII.	Экономико-геологические следствия топоминералогических исследований	348.
Заключение		36.
Литература		3 5 4