

П-151/1
50/1

ISSN 0568-6156

МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛО- ОБРАЗОВАНИЕ



Академия наук СССР
Коми филиал

МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ

(Труды Института геологии, вып. 50)

Минералогический сборник № 13

Сыктывкар 1985

Сборник посвящен проблемам минералогии и процессам минералообразования севера Урала и Тимана. Рассматривается роль кристаллосимметрии структуры в изучении генезиса минералов, обсуждается новая модель механизма образования "прищипок" на гранях кристаллов. Дается минералогическая характеристика цеолитовой минерализации Северного Тимана и арсенидо-выветривания Среднего Тимана. Приводятся новые данные по метаморфизму преобразованию ультраосновных пород массива Рай-Из. Обсуждаются вопросы природы окраски флюоритов Пай-Хоя и радиационных центров окраски в жильном кварце Урала.

Сборник представляет интерес для геологов, минералогов, специалистов по рудным и нерудным месторождениям.

Ответственные редакторы
доктор г.-м. наук профессор Н.Л.Юшкин,
кандидат г.-м. наук Б.А.Осташенко

КРИСТАЛЛОСИММЕТРИЙНАЯ СТРУКТУРА МИНЕРАЛЬНЫХ СИСТЕМ И ЕЕ ГЕНЕТИКО-ИНФОРМАЦИОННОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Н.Л.Юшкин

Исследованиями последних лет выявилось важное значение соотношения минералов различной кристаллографической симметрии, являющегося одним из информативных показателей состояния природных минеральных систем [2-11]. На основе этого нами введено понятие о кристаллосимметричной структуре (КСС) минералогических объектов и предложены характеристические ранговые формулы для ее отображения [9]. Введение в минералогическую теорию и практику представлений о КСС и симметричного анализа как нового методического подхода открывает возможности выяснения закономерностей минерального мира и особенностей процессов минералообразования.

Основной закон симметричной статистики минералов и типоморфизм КСС минеральных систем

И.И.Шафрановский, неоднократно анализировавший КСС минерального мира по фундаментальным сводкам и кадастрам минералов [2-5], обратил внимание на удивительное постоянство количественных соотношений в симметричной статистике минералов, независимое от объема исходных выборок: рассчитывалась ли статистика по данным 1880 г., когда было известно 546 минералов, или по данным 1891 г. (644 минерала), или 1982 г. (1967 минералов) и т.д. Им был сформулирован закон симметричной статистики минералов — закон сохранения количественных отношений минералов по их симметрии: "Несмотря на непрерывное возрастание количеств новооткрываемых минеральных видов, отношения их количеств по сингониям, по типам видов симметрии и по самим видам симметрии стремятся к определенным константам" [4, с. 66].

Константы, упоминаемые в этом законе, являются константами КСС литосферы, например, числовыми индексами (процентными соотношениями), в ее характеристических ранговых формулах:



$M_{30,3} - P_{21,7} - K_{14,4} - \text{ТРИГ} 10,2 - \text{ТЕТР} 9,4 - \Gamma 7,2 - \text{ТРИК} 6,0$
 (распределение числа минеральных видов)
 $M_{41,6} - \text{ТРИК} 29,7 - \text{ТРИГ} 13,5 - P_{10,4} - K_{4,8} - (\Gamma = \text{ТЕТР})$
 (распределение массы минерального вещества)

Постоянство этих констант, получаемых из различных источников, свидетельствует о не очень высокой сложности КСС минерального мира, достоверная характеристика которой достигается обработкой данных об относительно небольших выборках минералов. Стабилизация информационной энтропии для распределения минералов по сингониям достигается между 50 и 100 минералами по видам симметрии — ближе к 100 минералам (рис. 1). Это значит, что, даже изучив распределение по видам симметрии или сингониям около 100 минералов в произвольной выборке, мы получим обобщенные данные о симметрии всего минерального мира. В историческом аспекте стабилизация энтропии, т.е. достижение уровня достоверного знания о КСС минерального мира земной коры произошло уже к концу ХУШ в.

Очевидно, основной закон КСС минеральных систем должен быть сформулирован следующим образом: "Каждая геологическая

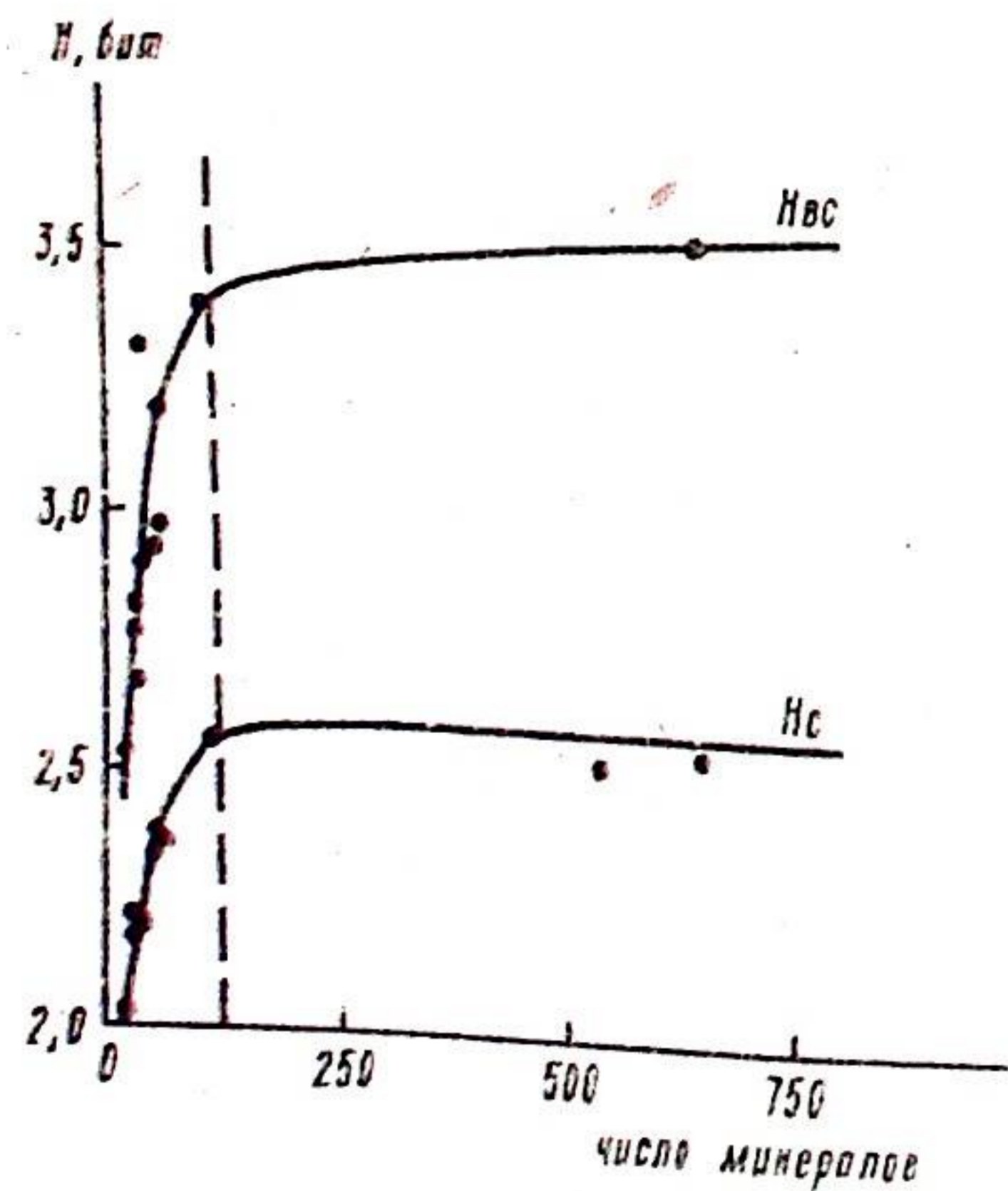


Рис. 1. Зависимость информационной энтропии от числа минералов (кривые построены по данным минералогических сводок, охватывающих весь период истории минералогии).

система, сложенная минералами, характеризуется строго определенной кристаллосимметрией структурой, выражающейся константными параметрами распределения минеральных видов по рангам темы симметрии (категории сингониям, видам симметрии) [9, с. 47].

Следовательно, КСС любого минералогического объекта типоморфна, и ее характеристические показатели можно использовать для установления генетической принадлежности изучаемых минеральных систем, применяя методы анализа типоморфизма минералов. Однако относительно невысокая сложность КСС минерального мира, оцениваемая в терминах информационной энтропии

уровне сингоний $H_c = 2,5 \cdot 2,6$ бит, на уровне видов симметрии $H_{bc} = 3,5 - 7,7$ бит, накладывает определенные масштабные ограничения анализируемые природные объекты. КСС относительно крупных, сложных, гетерогенных минеральных систем оказывается настолько близкой к КСС литосферы [3, 4, 7, 8], что индивидуальные, типоморфные их особенности выявить не удастся. По нашим оценкам, симметричная характеристика произвольных регионов приближается к средней характеристике КСС литосферы, "сравняется" с ней, когда площадь региона достигает примерно десятичной части земной поверхности (50-100 тыс. км²), а для геологически гетерогенных районов — и при меньших площадях. Для более крупномасштабных систем типоморфический анализ не имеет смысла. То же относится, очевидно, и к мелкомасштабным системам — агрегатам, парагенезисам, генерациям минералов. На этом уровне более информативной оказывается информация не об их КСС, а о минеральном составе, конституции и свойствах минералов. Проанализируем на примере модельных объектов КСС минеральных систем различного ранга — от минералогических регионов отдельных месторождений, попытаемся оценить генетическую информативность их характеристических кристаллоструктурных параметров.

Кристаллосимметричная структура минеральных ассоциаций крупных регионов

Все симметричные характеристики крупных административных регионов-стран (например, НРБ, СРР, ЧССР, УзССР), как уже указывалось, близки соответствующим характеристикам земной коры (литосферы).

Такое же усреднение, сглаживание различий проявляется и при выявлении крупных геологических регионов (минералогических провинций), характеризующихся сложным строением и сложной историей развития (Урал, Кольский полуостров и др.). Правда, на этом уровне уже улавливаются некоторые черты минералогической специфики, типоморфизма КСС: для Кольского полуострова, например, по сравнению с Уралом, большее значение имеют планальные (13,23% по сравнению с 8,22%) и примитивные (3,81 и 0,53%) виды симметрии, но заметно меньшее — планаксиальные (65,66 и 58%). Соответственно для Кольского полуострова характерно большее число видов ромбической и триклинной сингоний, но несколько меньшее — моноклинной, тригональной, тетрагональной. Этой особенностью отражается более древний, более глубинный, более "магматический" облик Кольского полуострова, чем Урала.

Кристаллосимметричная структура минералогических провинций

Минералогические провинции и значительные по размерам геологические провинции, отличающиеся общностью геологического строения, разбиты и чаще всего выделяемые в границах крупных антиклинорий или синклиналий [7], характеризуются довольно четкими и определенными симметричными особенностями их минерального состава, отчетливо типоморфной КСС.

Нами проанализировано 12 различных по характеру и природе минералогических провинций. Мы их условно разделили на три типа: "рудные", "щелочные", "пегматитовые" [8].

Для каждого типа провинций характерна своя симметричная специфика минерального состава, симметричные характеристики

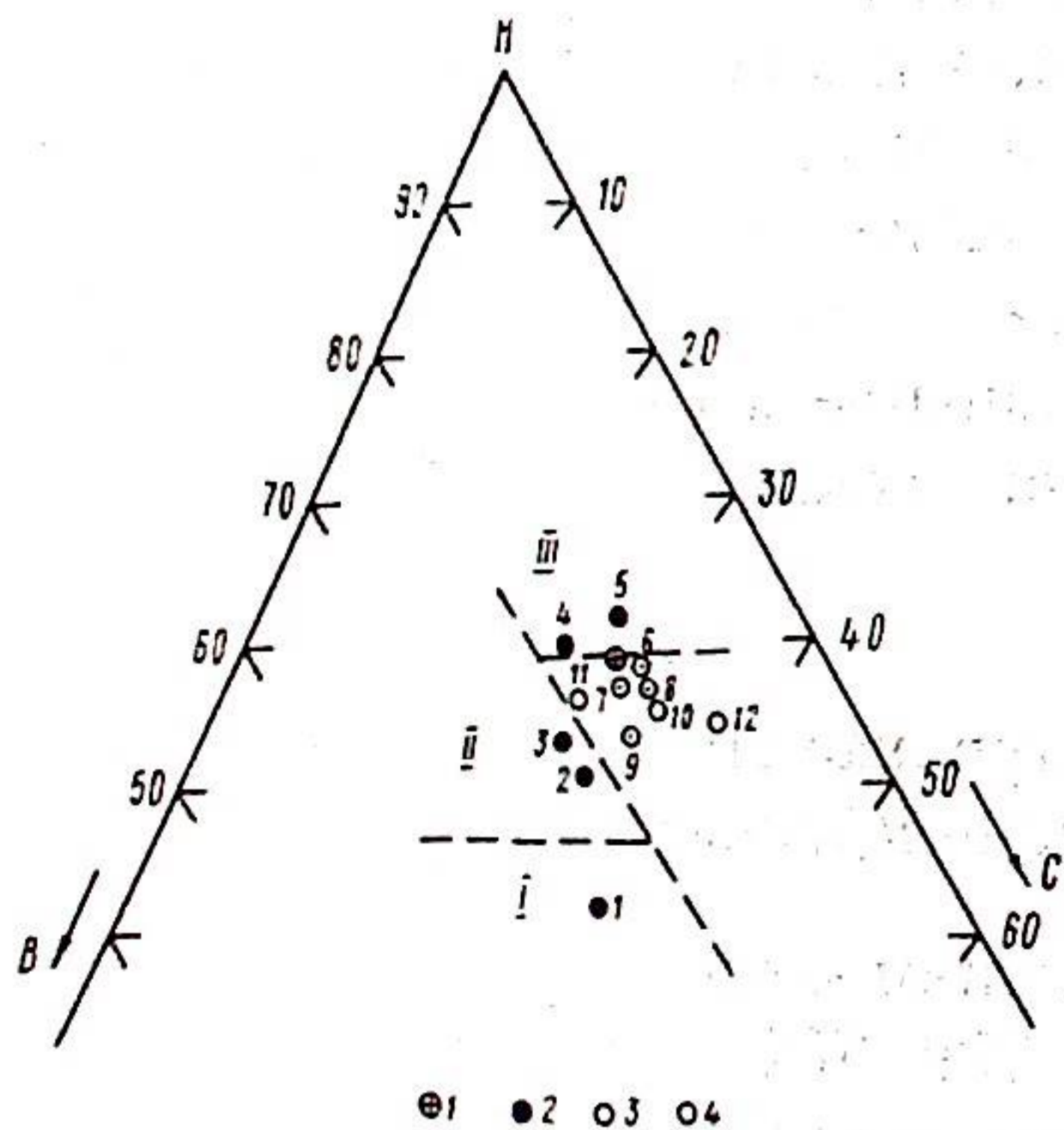


Рис. 2. Средние соотношения минералов высшей (В), средней (С) и низшей (Н) категории симметрии в минералогических провинциях: 1 — литосфера; 2 — "рудные" провинции; 3 — "пегматитовые" провинции; 4 — "щелочные" провинции. Минералогические провинции (цифры у фигуративных точек): 1 — Западноатасуйская (Зас.), 2 — Пайхойско-Южноновоземельская (Пхюн), 3 — Донбасская (Диб), 4 — Рудноалтайская (Рал), 5 — Криворожская (Крр), 6 — Ловозерская (Лов), 7 — Хибинская (Хиб), 8 — Карело-Кольская щелочных пород (Кар и Кл), 9 — Вишневогорская (Виш), 10 — Вольнская (Вол), 11 — гранитных пегматитов Кольского п-ова (Кп), 12 — Изумрудных Копей (Изувр.). 1-III — поля фигуративных точек подтипов "рудных" провинций.

разных провинций одного и того же типа довольно близки между собой.

"Рудные" провинции, отличающиеся наибольшей полнотой минеральных комплексов, многоциклическостью и многоэтапностью развития, разнообразными типами месторождений (например, Донбасская, Криворожская, Пайхойско-Южноновоземельская, Рудноалтайская, Западноатасуйская), характеризуются наибольшей внутренней неоднородностью, которая проявляется даже при самом общем анализе на уровне категорий симметрии. Фигуративные точки на триаде (рис. 2) образуют три ряда, соответствующие трем подтипам провинций. Первый подтип отмечается наибольшей относительной долей минералов высшей и средней категорий симметрии ($B:C:H = 1:1,4:1,6$); второй (II) — менее высокой ($B:C:H = 1:1,3:2,5$), третий (III) —

более низкосимметричный ($B:C:H = 1:2,1:4,6$). Отчетливо прослеживается тенденция снижения симметрий в направлении I → II → III. В первом подтипе относится Западноатасуйская провинция, ко второму — Пайхойско-Южноновоземельская и Донбасская, к третьему — Рудноалтайская и Криворожская.

Эти же подтипы выделяются и в результате анализа на уровне сингоний. Для каждой провинции можно написать следующие симметричные ранговые формулы (концентрационные):

$$4,6 - M_{20,2} - \text{ТРИГ}_{20,2} - P_{15,8} - \text{ТЕТР}_{7,8} - \Gamma_{6,1} = \text{ТРИК}_{6,1} \text{ (подтип I, Зас)}^*$$

$$1,9 - M_{21,3} - K_{20,6} - \text{ТЕТР}_{10,9} - \text{ТРИГ}_{9,7} - \Gamma_{7,7} = \text{ТРИК}_{7,7} \text{ (подтип II, Пхюн)};$$

$$4,3 - M_{23,2} - K_{21,4} - \text{ТРИГ}_{11,9} - \text{ТЕТР}_{6,8} = \Gamma_{6,8} - \text{ТРИГ}_{5,6} \text{ (подтип II, Диб)};$$

$$4,2 - P_{19,7} - K_{13,2} - \text{ТРИГ}_{12,5} - \text{ТЕТР}_{7,9} - \text{ТРИК}_{6,6} - \Gamma_{5,9} \text{ (подтип III, Крр)};$$

$$2,2 - P_{24,1} - K_{13,2} - \text{ТРИГ}_{12,6} - \text{ТЕТР}_{8,6} - \Gamma_{5,7} - \text{ТРИК}_{3,4} \text{ (подтип III, Рал)}.$$

Следовательно, по преобладающим минеральным видам провинции подтипа I являются кубо-моноклиновыми, подтипа II — ромбо-моноклино-кубическими, подтипа III — моноклино-ромбо-кубическими. Все отличия обусловлены главным образом довольно резким падением в направлении I → II → III роли минералов кубической сингонии и увеличением роли моноклиновых минералов. При этом увеличивается значение видов симметрии $4/m\bar{3}m$, $m\bar{3}m$, $2/m$, m , но уменьшается — $m\bar{3}m$, $43m$, $m\bar{3}$, $\bar{3}m$, $\bar{3}$, $2mm$, $\bar{1}$.

Обдумывая эти данные, можно прийти к мысли об эволюционном смысле параметров КСС минералогических провинций [6]. Высокосимметричные провинции I, очевидно наиболее "юные", имеют четкий отпечаток глубинного материала и еще не затухавшую связь с глубокими, мантийными недрами. Провинции II находятся на промежуточной, а провинции III — на наиболее зрелой стадии развития, когда минералогическая структура провинции в результате разнообразия сменявшихся друг друга и накладывающихся друг на друга процессов приблизилась к общему облику земной коры.

"Щелочные" провинции, минеральные комплексы которых, хотя и очень разнообразные, связаны главным образом с развитием процессов щелочного магматизма и изменением их продуктов (например, Ловозерская, Хибинская, щелочные комплексы Карелии и Кольского полуострова, Вишневогорская) по сравнению с "рудными" на НСВ-диаграмме занимают более низкосимметричное положение, причем фигуративные точки распределяются довольно компактно. Среднее соотношение $B:C:H = 1:2,1:4,1$. Симметричные ранго-

* Расшифровка индексов провинций дана в подрисуночной подписи к рис. 2.

вые ряды по форме близки к соответствующему ряду земной коры:
 $M_{33,8} - P_{14,4} - K_{13,1} - \Gamma_{11,7} - \text{ТРИК}_{9,5} - \text{ТРИГ}_{9,0} - \text{ТЕТР}_{8,6}$ (Лов);
 $M_{30,0} - P_{15,9} - K_{14,7} - \text{ТРИК}_{11,1} - \text{ТРИГ}_{10} = \Gamma_{10} - \text{ТЕТР}_{8,2}$ (Хиб);
 $M_{33,0} - P_{15,6} - K_{12,8} - \text{ТРИГ}_{12,2} - \text{ТЕТР}_{10,0} - \Gamma_{7,8} - \text{ТРИК}_{6,7}$ (Кар и Кп);
 $M_{31,9} - P_{20,2} - K_{15,1} - \Gamma_{10,9} - \text{ТЕТР}_{10,0} - \text{ТРИГ}_{9,2} - \text{ТРИК}_{2,5}$ (Виш).

По сравнению с другими провинциями здесь более значительную роль играют гексагональная, моноклиновая и триклинная сингонии и ромбической.

Распределение минералов по видам симметрии не только неравномерное, но и неодинаковое для разных провинций. Общеспецифической чертой является резкое повышение роли аксиальных видов симметрии, которые в некоторых провинциях даже обладают над планаксиальными. Резко повышена относительная роль примитивных и инверсионно-примитивных видов симметрии, которые для других провинций вообще малохарактерны. Типоморфными являются виды симметрии с четными осями 6, 4, $\bar{4}$, 2.

"Пегматитовые" провинции, минеральные комплексы которых связаны с развитием кислого и кислотно-щелочного магматизма и пегматитообразования (например, Вольвискская, Изумрудных Кольских гранитных пегматитов Кольского полуострова), занимают наиболее симметричное поле со средним соотношением В:С:П = 1:2,5. Сингонийные ряды имеют вид:

$M_{28,2} - P_{21,2} - K_{12,9} - \text{ТЕТР}_{11,8} - \text{ТРИГ}_{10,6} - \Gamma_{9,4} - \text{ТРИК}_{5,9}$ (Вол);
 $M_{31,0} - P_{20,0} - K_{16,6} - \text{ТЕТР}_{11,0} - \Gamma_{8,3} = \text{ТРИГ}_{8,3} - \text{ТРИК}_{4,8}$ (Кп);
 $M_{31,1} - P_{17,6} - \text{ТРИГ}_{16,2} - \Gamma_{10,8} - K_{9,5} = \text{ТЕТР}_{9,5} - \text{ТРИК}_{5,4}$ (Изумр).

Это типичные ряды завершеного магматического процесса. Отличием "щелочных" провинций они отличаются некоторым повышением роли тетрагональной сингонии.

В распределении минералов по видам симметрии наблюдается заметно предпочтительная их группировка в планаксиальных видах и снижение значения аксиальных видов. Типоморфными видами симметрии являются виды 6/mmm, 622, $\bar{3}$ и 4/mmm.

Таким образом, типоморфический анализ КСС минералогических провинций оказывается полезным не только для определения их генетической природы, но и для выяснения особенностей и "особенности" их развития и, очевидно, для уточнения металлогенической специализации.

Кристаллосимметричная структура минеральных комплексов

Большой интерес представляло бы выявление КСС разл.

минеральных комплексов (магматогенных, метаморфогенных и др.) и установление закономерностей их изменения в процессе метаморфогенетической эволюции. К сожалению, представительный материал для такого анализа нам собрать пока не удалось. Мы воспользовались списками минералов различных комплексов, приведенных в "Генетической классификации минералов" В.К. Лазаренко [1] и в ряде других изданий, и получили обобщенные данные о КСС некоторых из них. Конечно, это лишь фрагменты общей картины, кроме того, не все эти данные одинаково надежны, но совпадение результатов, полученных при обработке материалов разных авторов, дает нам право попытаться выявить хотя бы общие симметричные тенденции. Мы имеем данные по следующей совокупности минеральных комплексов (здесь же приведены данные об информационной энтропии H_c , H_{bc}), отражающей степень полигенности, сложности соответствующих минеральных ассоциаций:

	H_c бит	H_{bc} бит
пегматитов основных и ультраосновных пород	2,61	2,89
пегматитов щелочных пород	2,68	3,64
пегматитов графитных	2,58	2,88
карбонатитов	2,58	2,92
альбититов	2,59	3,25
скарнов	2,64	3,45
переотложенных (в понятии В.К. Лазаренко)	2,63	3,20
галогенных	2,19	2,60
россышных	2,71	3,33

Для всех комплексов характерно преобладание минералов высшей категории над средней, а средней над высшей (рис. 3). Только в скарновых комплексах минералов высшей категории больше, чем средней. Это связано с высокой долей кубических минералов (гранатов, магнетитов и др.), особенно характерных для скарнов. Относительно высока доля высокосимметричных минералов, наиболее устойчивых к механическому разрушению в россыпях; они играют важную роль и в пегматитах щелочных пород.

Сингонийные ранговые ряды рассматриваемых комплексов следующие:

- (1); $M_{20,0} - \text{ТРИК}_{20,0} - \Gamma_{13,3} = \text{ТЕТР}_{13,3} = P_{13,3} - \text{ТРИГ}_0$
- (2); $M_{20,0} - \text{ТРИК}_{20,5} - P_{15,3} - K_{12,8} - \text{ТРИГ}_{10,2} - \Gamma_{7,6} = \text{ТЕТР}_{7,6}$
- (3); $M_{29,7} - P_{24,3} - K_{12,1} - \text{ТЕТР}_{10,8} - \text{ТРИГ}_{8,1} = \text{ТРИК}_{8,1} - \Gamma_{6,8}$
- (4); $M_{28,4} - P_{24,7} - K_{12,3} - \text{ТЕТР}_{11,1} - \text{ТРИК}_{8,6} - \text{ТРИГ}_{7,4} = \Gamma_{7,4}$
- (5); $M_{28,7} - P_{22,8} - \Gamma_{14,3} - \text{ТРИГ}_{11,4} = \text{ТЕТР}_{11,4} - K_{8,7} = \text{ТРИК}_{5,7}$

$$\begin{aligned}
 & K_{28,8} - P_{20,5} - M_{16,4} - \Gamma_{9,6} = \text{ТРИГ}_{9,6} - \text{ТЕТР}_{8,2} - \text{ТРИК}_{6,8} \\
 & M_{30,8} - \text{ТРИГ}_{19,2} - \text{ТРИК}_{15,4} - K_{11,5} - \Gamma_{7,7} = \text{ТЕТР}_{7,7} = P_{7,7} \\
 & M_{47,0} - P_{23,5} - K_{9,8} - \text{ТРИГ}_{7,8} - \text{ТЕТР}_{5,9} = \text{ТРИК}_{5,9} - \Gamma_0 \\
 & K_{24} - P_{18} - M_{14} = \text{ТРИГ}_{14} - \Gamma_{12} = \text{ТЕТР}_{12} - \text{ТРИК}_6
 \end{aligned}$$

Судя по этим рядам, каждый минеральный комплекс проявляет свою определенную специфику.

От пегматитов ультраосновных и основных пород через щелочные пегматиты к гранитным пегматитам направленно снижается роль минералов кубической и гексагональной сингоний, но увеличивается число моноклинных и ромбических минеральных видов. Здесь проявляются те же тенденции, которые мы наблюдаем при переходе вообще любых глубинных пород к поверхностным или в процессе эволюции сложных минеральных мегасистем, например планетарных.

В альбититах по сравнению с суммарным литосферным симметричным рядом (на который ряд альбититов очень похож) сильно уменьшается удельная доля кубических минералов, но увеличивается доля гексагональных (если положения Γ и K поменять местами, то мы приходим к стандартному литосферному ряду). В скарнах большую роль играют кубическая и ромбическая сингонии, которые в других комплексах обычно уступают место моноклинной сингонии, а тут — возглавляют ряд. Галогенный симметричный ряд аналогичен по форме литосферному, только здесь наиболее насыщена минеральными видами моноклинная сингония, поэтому

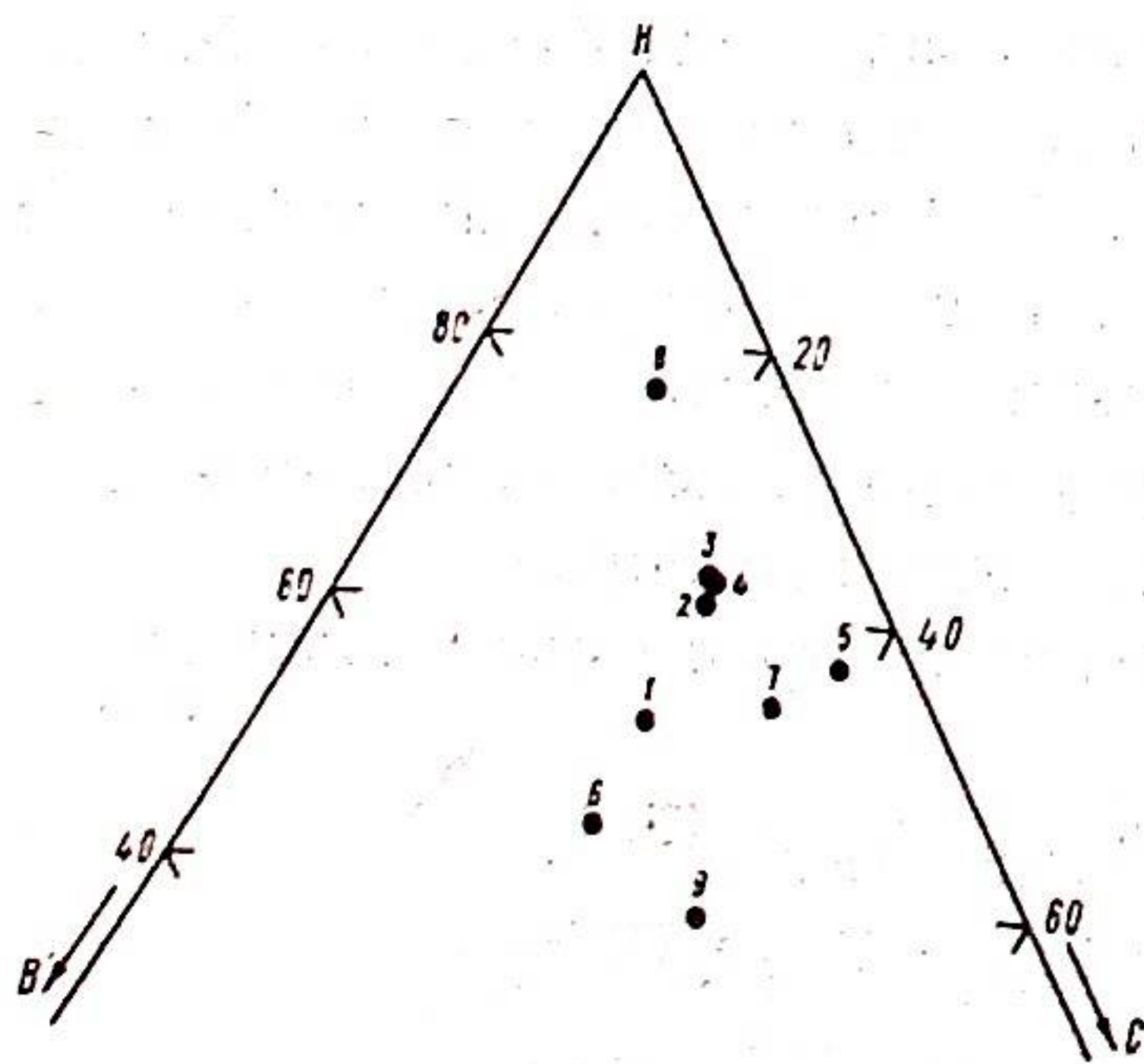


Рис. 3. Средние соотношения минералов высшей (В), средней (С) и низшей (Н) категорий симметрии в минеральных комплексах 1-9 (см. текст).

долю других приходится меньше видов. В россыпных комплексах преобладают, как и следовало ожидать, кубические минералы, но в общем распределение минеральных видов по сингониям довольно равномерное: доля каждой сингонии, кроме кубической, варьирует в относительно узких (6-18%) пределах. Здесь наиболее четко проявляется закон соотношения.

Ярко выражены "генетические" особенности симметричного рангового ряда переотложенных комплексов. Он возглавляется, как и следовало

ождать для приповерхностных комплексов, моноклинной сингонией, а кубическая и ромбическая находятся на последних местах.

В особенностях распределения минеральных видов по видам симметрии на основе столь фрагментарного материала трудно уловить строгие закономерности. Во всех комплексах на первом месте по числу минералов стоят планаксиальные виды симметрии, на втором — центральные, на третьем — планальные. В переотложенных комплексах третье место занимают аксиальные виды, вес которых в других комплексах очень мал. Роль планаксиальных видов значительно возрастает в карбонатитовых, галогенных и россыпных комплексах, планальных — в пегматитах щелочных пород и скарнах, центральных — в пегматитах ультраосновных пород. Пегматиты щелочных пород отличаются, кроме того, высокой долей примитивных видов — 10,3%, тогда как в других комплексах она составляет обычно 1-2%. В скарнах, альбититах, карбонатитах заметную роль играют инверсионно-планальные виды (1,2-2,8%), для других компонентов они вообще не характерны.

Обращают на себя внимание некоторые закономерности наследования КСС — своего рода передача симметричной информации от материнских комплексов к дочерним. Например, КСС россыпей очень похожа на структуру аксессуарных минералов магматических и метаморфических пород, за счет разрушения которых россыпи формируются.

На примере карбонатитов можно попытаться проследить изменение симметричной структуры в процессе эволюции карбонатитообразования. От ранних стадий к поздним, как оказывается, снижается роль минералов моноклинной сингонии, повышается роль ромбической и тригональной сингоний. Увеличивается разнообразие видов симметрии: на первых стадиях формируются минералы всего шести видов симметрии, затем восьми, а на последней — одиннадцати. Увеличивается роль планаксиального вида симметрии тригональной сингонии $3m$, а уменьшается роль центрального вида гексагональной сингонии $6/m$. Эти особенности находятся в соответствии с общим эволюционным законом увеличения разнообразия минерального мира.

Таким образом, в симметричной структуре минеральных комплексов отражаются главнейшие черты условий и механизмов их формирования, генетической природы. В генетических рядах комплексов наследуются симметричные особенности исходных систем, прослеживаются общие эволюционные тенденции, в первую очередь снижение кубо-гексагональности и повышение моноклинности и ромбичности более поздних систем по сравнению с ранними, увеличение симметричного разнообразия систем, усложнение их структуры.

Кристаллосимметричная структура минеральных месторождений

С позиций симметричной структуры мы проанализировали минеральный состав ряда месторождений (серных, железо-марганцевых, полиметаллических, вольфрамовых и вольфрам-молибденовых, висмутовых, золоторудных, железорудных и др.), пока не с целью выявления каких-то общих симметричных закономерностей, а хотя бы для того, чтобы выяснить: есть ли вообще смысл в симметричном анализе таких объектов, как отдельные месторождения? Не проще ли и эффективнее просто сравнивать их минеральные составы?

Различные типы месторождений, действительно, оказываются не одинаковыми по симметричной структуре. Даже не для всех месторождений оказывается справедливой обычная соподчиненность категорий симметрии $\Pi > C > B$. Для кварц-вольфрамовых месторождений (Восточное Забайкалье) и вольфрам-висмут-молибденовых (Торговское, Приполярный Урал) ведущей является средняя категория (соотношение $B:C:\Pi = 1:3,5:3$ и $1:2,2:1,8$ соответственно). Минералы средних категорий преобладают в видовом составе и многих железорудных месторождений (Синюхинского, Белорецкого и др.), а на Лебединском месторождении преобладает даже высшая категория симметрии ($B:C:\Pi = 1:0,8:0,7$), но доли отдельных категорий отличаются незначительно, и с округлением можно признать почти равенство $B = C = \Pi$, среднее арифметическое соотношение $B:C:\Pi = 1:1,3:1,2$. Для всех других месторождений характерно обычное соотношение $\Pi > C > B$, причем наибольшее преобладание низших категорий над другими отмечено на месторождениях самородной серы ($B:C:\Pi = 1:1,5:3$).

Особенности минерального состава различных месторождений еще четче, чем в соотношении категорий симметрии, отражаются в распределении минералов по сингониям (табл. 1).

В составе серных месторождений преобладают ромбо-моноклинные, кубические и тригональные минералы, но если исключить до-рудные и гипергенные комплексы и рассматривать только парагенезис самородной серы, то он имеет ромбо-моноклинный облик, при этом сохраняется важная роль и кубических минералов.

В пределах одной и той же Западноатасуйской минералогической провинции резко различными по КСС являются железо-марганцевые и барит-полиметаллические месторождения: в первых минералы по сингониям распределены относительно равномерно, хотя ведущая роль моноклинной, кубической и тригональной сингоний очевидна, во вторых симметричный состав более дифференцирован, с таким преобладанием кубических и тригональных минера-

Таблица 1

Ранговые симметричные конституционные ряды минеральных комплексов месторождений полезных ископаемых

Месторождения	Симметричные ряды
Серы самородной, Шорсуйское	$M_{36,4} - K_{18,2} = \text{ТРИГ}_{18,2} - P_{12,7} - \Gamma_{5,4} = \text{ТРИК}_{5,4}$ $[P_{30} = M_{30} - K_{20} - \text{ТРИГ}_{10} = \Gamma_{10}]$ только рудные парагенезисы $M_{23,9} - K_{19,4} = \text{ТРИГ}_{19,4} - P_{13,4} - \text{ТЕТР}_{8,9} = \text{ТРИК}_{8,9} - \Gamma_{5,9}$
Железо-марганцевые, Западное Атасу	$K_{31,4} - \text{ТРИГ}_{22} - P_{18} - M_{14} - \Gamma_{6,25} - \text{ТЕТР}_{6,25} - \text{ТРИК}_{2,1}$
Барит-полиметаллические, Западное Атасу	$M_{35,9} - K_{20,5} - P_{15,4} - \text{ТРИГ}_{12,8} - \Gamma_{7,7} - \text{ТЕТР}_{5,1} - \text{ТРИК}_{2,6}$
Полиметаллические, Такелийская зона	$M_{33,3} - P_{16,7} = K_{16,7} - \Gamma_{12,5} = \text{ТЕТР}_{12,5} - \text{ТРИГ}_{8,3}$ $\text{ТЕТР}_{20} - \text{ТРИГ}_{20} = M_{20} = \text{ТРИК}_{20} - K_{13,3} - \Gamma_{6,7}$
Кварц-вольфрамитовые, Восточное Забайкалье	$\text{ТЕТР}_{21,5} - K_{20,0} - M_{18,4} - P_{13,8} - \text{ТРИГ}_{12,3} - \Gamma_{10,8} - \text{ТРИК}_{3,1}$ $[K_{24,4} - \text{ТЕТР}_{17,8} = M_{17,8} - P_{13,3} = \text{ТРИГ}_{13,3} - \Gamma_{11,1} - \text{ТРИК}_{2,2}]$ только рудные парагенезисы
Торговское вольфрам-висмут-молибденовое, Приполярный Урал	$\text{ТРИГ}_{21,7} = P_{21,7} - M_{20,3} - K_{17,4} - \Gamma_{10,1} - \text{ТЕТР}_{7,2} - \text{ТРИК}_{1,4}$ $[\text{ТРИГ}_{23,1} - P_{21,2} = M_{21,2} - K_{19,2} - \Gamma_{9,6} - \text{ТЕТР}_{5,8}]$ - только рудные парагенезисы
Дарасунское золото-мышьяковое	$K_{30,8} - M_{23,1} - P_{12,8} = \text{ТЕТР}_{12,8} - \Gamma_{10,2} - \text{ТРИГ}_{7,7} - \text{ТРИК}_{2,6}$ $K_{38,9} - M_{22,2} - \text{ТРИГ}_{16,7} - \Gamma_{11,1} - P_{5,6} = \text{ТЕТР}_{5,6}$
Железорудные: Натальевское	$M_{23,3} - K_{20,0} - \text{ТРИГ}_{16,7} - P_{13,3} = \Gamma_{13,3} = \text{ТЕТР}_{13,3}$
Лебединское	$K_{32,3} - M_{22,6} - \text{ТРИГ}_{12,9} = \Gamma_{12,9} - \text{ТЕТР}_{9,7} - P_{6,4} - \text{ТРИК}_{3,2}$
Белорецкое	$M_{31,8} - P_{18,8} - \text{ТРИГ}_{16,5} - K_{10,6} = \Gamma_{10,6} - \text{ТЕТР}_{5,9} = \text{ТРИК}_{5,9}$
Синюхинское	
Черносланцевая ванадиеносная формация Каратау	

лов. Очевидно, что железо-марганцевые месторождения генетически более гетерогенны и имеют более "экзогенную" природу по сравнению с барит-полиметаллическими, формировавшимися главным образом под действием эндогенных факторов, обеспечивающих преимущественное "выживание" кубических минералов. По сравнению с ними полиметаллические месторождения Такелийской зоны более близки к железо-марганцевым месторождениям, чем барит-полиметаллическим Западного Атасу. Они очень незначительно отличаются от копровинциальных с ними меднорудных месторождений и имеют, вероятно, близкую генетическую природу. Этим сходство КСС минеральных комплексов особенно поразительно при их существенно различном (видовом) содержании.

Кварц-вольфрамитовые и полиформационные вольфрам-висмут-молибденовые месторождения разных районов (Забайкалья и Урала), генетически почти однотипные, характеризуются ведущую ролью тетрагональных, моноклинных и кубических минералов, т.е. по сравнению с другими типами являются существенно тетрагональными.

Золото-мышьяковые месторождения (например, Дарасунское) отличаются значительным преобладанием тригональных минералов наряду с ромбическими и моноклинными, а тетрагональная сингония в ранговом ряду занимает одно из последних мест.

Железорудные месторождения, которые мы имеем возможность здесь рассмотреть, очень похожи друг на друга. Минеральное вещество их кубо-моноклинное (на долю двух этих сингоний приходится более половины минеральных видов, причем минералы кубической сингонии обычно составляют более 30%).

Типоморфные виды симметрии выделить трудно, но в различных типах месторождений наиболее усиливается роль следующих видов:

- серных -- $222, 2/m$;
 - железо-марганцевых (Зас) -- $\bar{3}m, \bar{1}$;
 - барит-полиметаллических (Зас) -- $\bar{4}3m, 6mm, 3m, mm2$;
 - полиметаллических (Так) -- $432, 23, mm2, 222, m$;
 - медных (Так) -- $m\bar{3}, 42m$;
 - кварц-вольфрамитовых -- $4/mmm, 1$;
 - W-Bi-Mo -- $6/mmm, 4/mmm, 4/m$;
 - золото-мышьяковых -- $\bar{6}, \bar{3}m$;
 - железорудных -- $6/mmm, \bar{3}m$;
 - ванадиевых черносланцевой формации -- $\bar{3}m, mm2, 222, 2/m$.
- Интересно отметить, что сравнение рудных жил в околорудных измененных породах, например околорудных грейзенов, раскрывает их совершенно одинаковую симметричную структуру, но

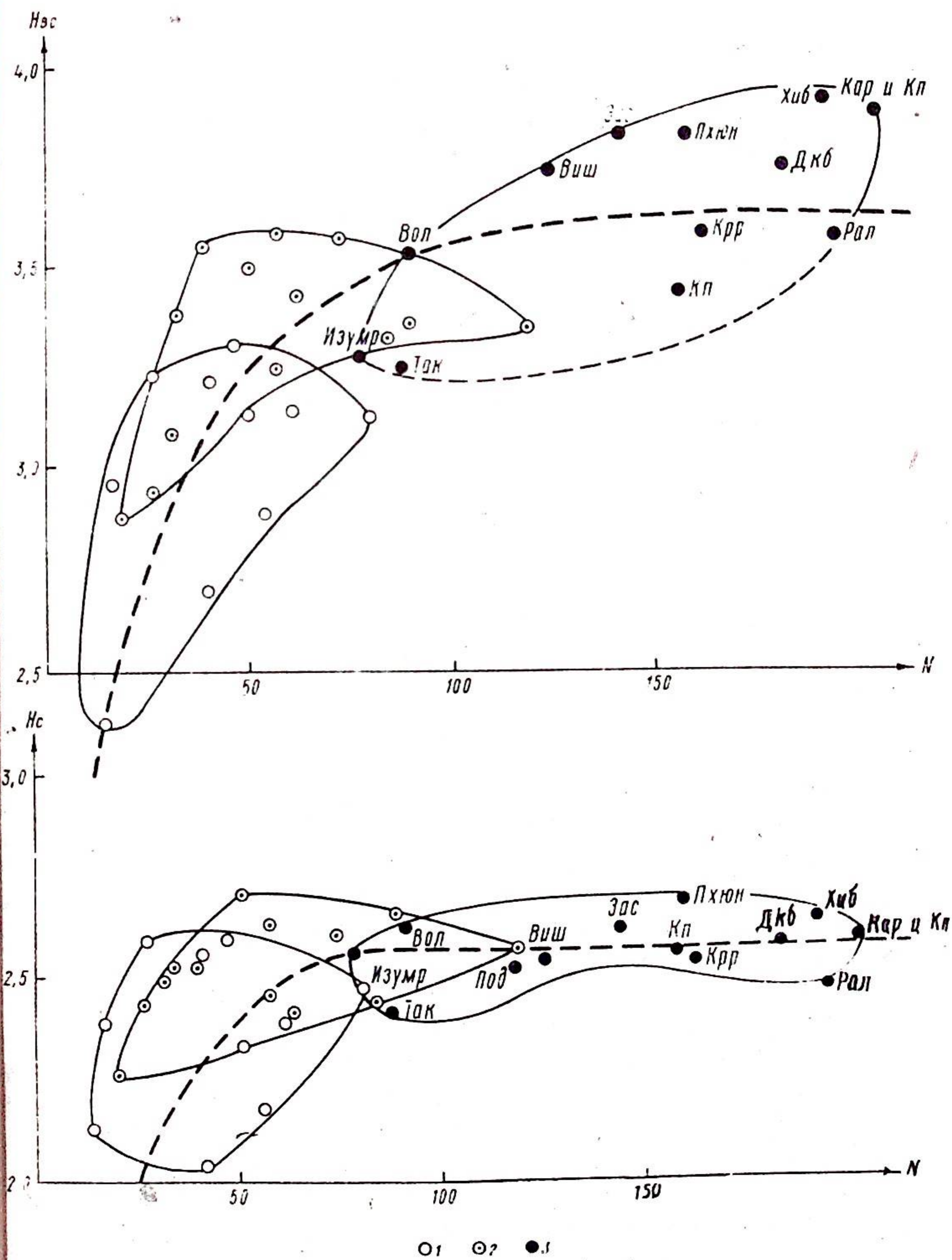


Рис. 4. Зависимость информационной энтропии H_c и H_{bc} от числа минеральных видов (N), образующих минеральные системы: 1 — парагенезисы, 2 — месторождения, 3 — минералогические провинции (индексы, как на рис.2).

водили мы сравнения пока на ограниченном числе объектов.

Таким образом, симметричный конституционный анализ, т.е. анализ типоморфизма КСС оказывается эффективным и при сравнительном изучении таких маломинеральных комплексов, как комплексы месторождений полезных ископаемых. При таком анализе не только выявляется сходство однотипных и различие разнотипных месторождений, но и устанавливаются общие симметричные черты различных комплексов, резко отличающихся друг от друга в вещественном аспекте, но близких в структурном, что может служить свидетельством их близкой генетической природы. По особенностям симметричной структуры могут быть сделаны некоторые предположения об условиях формирования месторождений. Анализ КСС минеральных месторождений целесообразнее проводить на уровне сингоний, чем на уровне видов симметрии: первый дает более определенные результаты.

Эффективность применения симметричного анализа в исследовании минеральных систем различного масштаба иллюстрирует рис. 4, на котором показаны зависимости информационных энтропий H_c и H_{bc} от числа минеральных видов, образующих систему. Поля разброса фигуративных точек по энтропии симметричных комплексов и месторождений, так и для минералогических провинций. Для них можно ожидать значимых различий типоморфных параметров КСС. Однако на сингонийном уровне отмечается заметное "сужение" размаха вариаций H_c с ростом числа минеральных видов. Это напоминает об осторожности при пользовании сингонийными характеристиками для анализа больших систем.

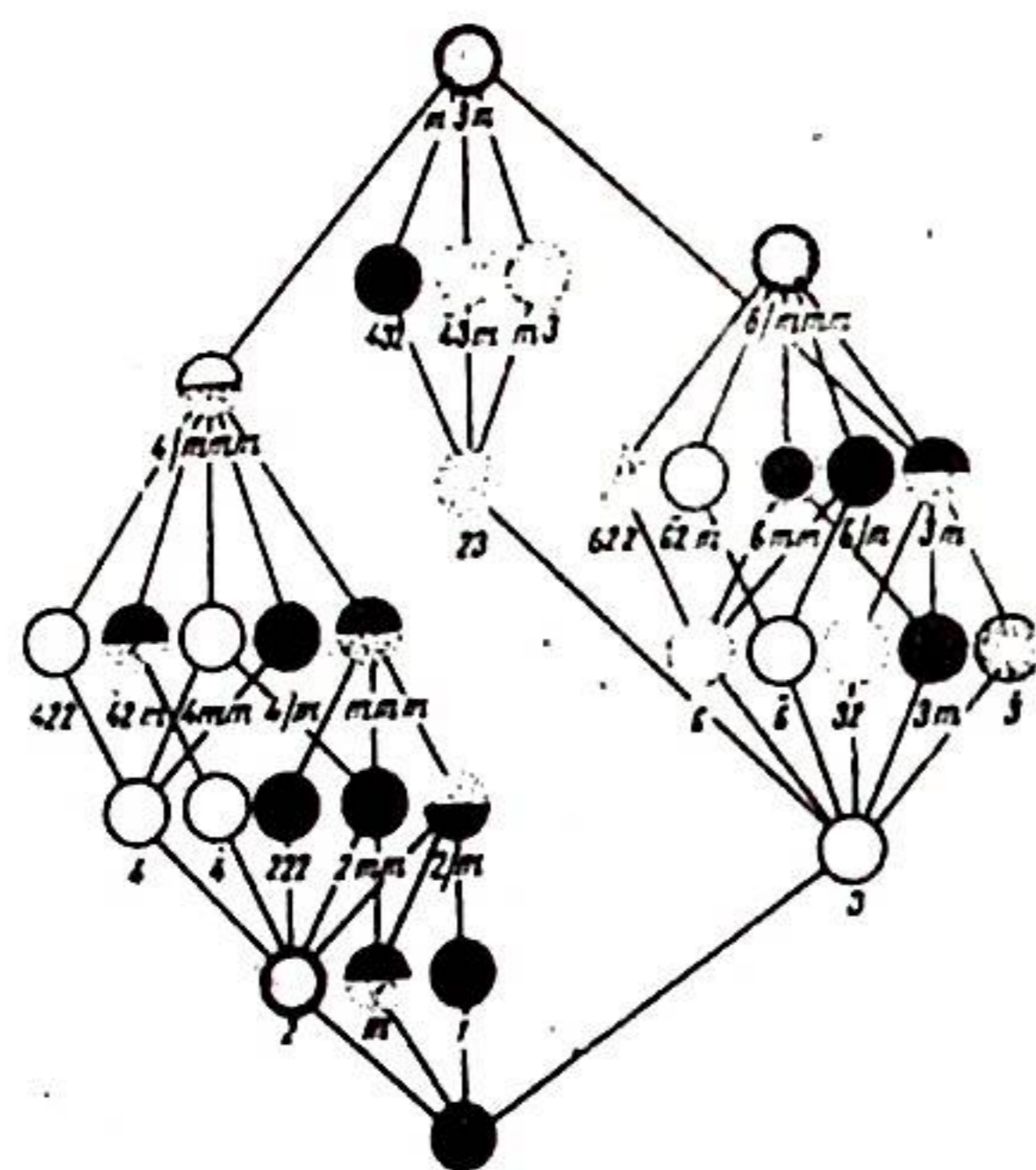


Рис. 5. Динамика видов симметрии в процессе гипергенеза минеральных комплексов: 1 — число минералов данного вида безусловно увеличивается; 2 — увеличивается, но есть единичные исключения; 3 — увеличивается, но данные ограничены; 4 — число минералов данного вида безусловно уменьшается; 5 — уменьшается, но есть единичные исключения; 6 — уменьшается, но данные ограничены; 7 — чаще увеличивается, но нередко и уменьшается; 8 — чаще уменьшается, но нередко и увеличивается; 9 — данные отсутствуют.

Изменение симметричной структуры минеральных комплексов при гипергенезе

На примере семи объектов различных вещественных и генетических типов (полиметаллические, медные, ванадиевые, редкометалльные, золото-мышьяковые, серные месторождения), находящихся в различных климатических условиях, мы провели сравнительный симметричный анализ первичных минеральных комплексов и образующихся в результате окисления месторождений вторичных гипергенных комплексов для того, чтобы установить общие тенденции изменения симметричной структуры минеральных систем в процессе их гипергенеза (результаты сведены в табл. 2 и на рис. 5).

В соответствии с эволюционным законом понижения симметрии развивающихся минеральных систем [6, 10] следовало бы ожидать безусловного увеличения в гипергенных комплексах минералов низкой категории симметрии. Так и происходит на самом деле (табл. 2): уменьшается роль высшей категории, укрепляется роль низшей. Средняя категория ведет себя по-разному: чаще число минеральных видов этой категории увеличивается, но может и уменьшаться.

В соответствии с вышесказанным в гипергенных комплексах по сравнению с первичными закономерно уменьшается число минералов кубической сингонии. Уменьшается также число минералов гексагональной сингонии, преимущественную тенденцию к уменьшению имеют тригональные минералы. Тетрагональная, ромбическая, моноклиновая и триклиновая сингонии в гипергенных комплексах чаще всего усиливают свое значение, число их минералов увеличивается. Отклонения от этого правила, однако, возможны, но общая тенденция вполне отчетливая.

Что касается групп видов симметрии, то здесь мы встречаемся с полной неопределенностью. Роль планаксиальных, планальных, аксиальных, центральных видов симметрии при гипергенезе в одних случаях уменьшается, в других — увеличивается, разве только что инверсионно-планальные виды симметрии имеют более или менее устойчивую тенденцию к увеличению, а примитивные — к уменьшению в гипергенных комплексах.

Зато на уровне отдельных видов симметрии характер изменения симметричных особенностей минеральных систем в процессе гипергенеза проявляется удивительно четко, раскрывая строго закономерную картину. Мы ее попытались отразить на общеизвестной схеме соподчинения 32 кристаллографических видов симметрии, выделив в ней те виды, которые обогащаются или, наоборот, обедняются минералами в гипергенных комплексах по сравнению с первичными (рис. 5).

П105879

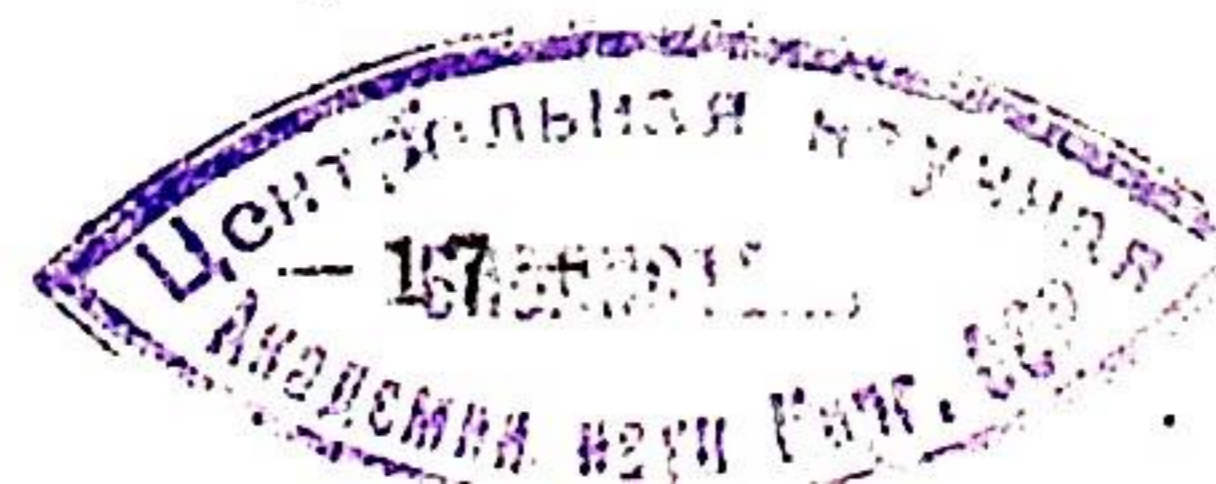


Таблица 2

Изменение числа минералов различных симфоний и категорий в процессе гипергенеза ряда месторождений

Сингония, категория	Месторождение						Общая тенденция изменения	
	Такеллийская зона			Черносланцевая формация Карагау	Торговское W-Mo-Sn-Bi	Дарасунское Au		Шорсу, серное
	Все типы	Pb-Zn	Cu					
Кубическая	-	+	-	-	-	-	-	
Гексагональная	-	-	-	-	-	-	-	
Тригональная	+	+	+	-	-	-	+	
Тетрагональная	+	+	+	-	++	+	+	
Ромбическая	+	+	+	++	+	+	+	
Моноклиная	-	-	++	+	++	+	+	
Триклиная	+	-	+	+	+	+	+	
B	-	-	-	-	-	-	-	
C	+	+	+	-	+	+	+	
H	+	-	+	+	+	+	+	

Примечание. Число минералов в процессе гипергенеза: + увеличивается; - уменьшается; = остается постоянным.

На диаграмме выделяются по характеру динамики три семейства видов симметрии, совпадающие с кристаллографическими семействами.

Семейство высокосимметричных кубических видов симметрии неуклонно и закономерно *вырождается* в гипергенных условиях. Здесь есть только одно исключение — аксиальный вид 432, но тенденция его к увеличению числа минералов подмечена всего в двух случаях (в других случаях минералы этого вида не были известны ни в первичных, ни во вторичных комплексах).

Семейство гексагонально-тригональных видов в процессе гипергенеза ведет себя *не согласованно*: одни виды (их больше) устойчиво или неустойчиво вырождаются, другие ($6/m$, $6mm$, $3m$), наоборот, укрепляют свою роль.

Семейство видов с четверными и двойными осями и низкосимметричных видов в отличие от предыдущих явно *господствует* в гипергенных комплексах: число минералов всех видов симметрии, за незначительными исключениями, увеличивается. Именно минералы этого семейства создают симметричный облик зоны гипергенеза.

Похоже, что первым семейством управляют в основном эндогенные факторы, третьим — экзогенные, второе семейство, тригонально-гексагональное, взаимодействует с теми и другими.

В эволюционном плане нужно обратить особое внимание на третье семейство или на среду обитания и, возможно, среду возникновения жизни, как на область взаимодействия живого и кристаллического мира. Особый интерес в связи с этим представляют виды симметрии с двойными осями 2 и плоскостями m симметрии.

Заключение

Кристаллосимметричная структура минеральных систем, как свидетельствуют результаты проведенного выше анализа, не только является специфической, типоморфной для каждого типа систем, представленных определенными минеральными ассоциациями, но и отражает важнейшие черты их генетической природы, в первую очередь тот объем энергетических затрат, который потребовался для организации вещества в соответствующее кристаллическое состояние. Закономерно изменяясь в процессе развития минеральных систем, кристаллосимметричная структура характеризует уровень их "зрелости" и может рассматриваться как своеобразный эволюционный показатель. Она характеризует также степень генетической гетерогенности систем. На уровне минералогических провинций и минеральных комплексов особенности кристаллосимметричной структуры могут быть использованы для выяснения их металлогенической специализации. Методы типоморфического анализа пол-

ностью применимы для генетической интерпретации кристаллосимметричной структуры минеральных систем, причем наиболее эффективно симметричный типоморфизм проявляется на уровне минералогических провинций, минеральных комплексов, формаций, формационно-генетических типов месторождений и отдельных минеральных месторождений. Симметричный анализ является, таким образом, новым эффективным средством исследования минералогических объектов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лазаренко Е.К. Опыт генетической классификации минералов. — *Киевская думка*, 1979. — 316 с.
2. Шафрановский И.И. К вопросу о статистическом распределении минералов по категориям сингоний. — *Зап. Всесоюз. минерал. об-ва*, 1968, ч. 8, вып. 8, с. 363-364.
3. Шафрановский И.И. Статистические закономерности и обобщающий закон распределения минералов по их симметрии. — *Зап. Всесоюз. минерал. об-ва*, 1980, ч. 112, вып. 2, с. 177-184.
4. Шафрановский И.И. Уточнение понятия об основном законе симметричной статистики минералов — *Минерал. журн.*, 1983, т. 5, № 6, с. 66-69.
5. Шафрановский И.И., Фекличев В.Г. Симметричная статистика минералов — *Минерал. журн.*, 1982, т. 4, № 6, с. 31-36.
6. Юшкин Н.П. Эволюционные представления в современной минералогии. — *Зап. Всесоюз. минерал. об-ва*, 1982, ч. 111, вып. 4, 6, с. 432-442.
7. Юшкин Н.П. Топоминералогия. — М.: Недра, 1982. — 288 с.
8. Юшкин Н.П. Минеральный кадастр геологических объектов: методические проблемы и функции. — В кн.: *Исследование рудообразующих и минеральных систем*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982, с. 68-82.
9. Юшкин Н.П. Главнейшие закономерности кристаллосимметричной структуры минерального мира. — В кн.: *Геология и полезные ископаемые Европейского Северо-Востока*. Сыктывкар, 1983, с. 47-48. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 44).
10. Юшкин Н.П. Структура и эволюция симметрии минерального мира. В кн.: *Минералогическая кристаллография и свойства минералов*, 1984, с. 3-10. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 46).
11. Barcelo G., Rodriguez J. Importancia de la Simetria binaria — *Bul. Soc. geol. Peru*, 1978, v. 43, pp. 153-167.

МИНЕРАЛОГИЯ АЛЛЮВИАЛЬНОГО ЗОЛОТА СЕВЕРА УРАЛА

Т.П. Майорова

Цель данной работы — изучение пробности самородного золота из аллювиальных отложений Западной и Восточной зон Урала, на примере одного из его районов, отличающихся особенностями геологического развития, своеобразием магматизма, метаморфизма и металлогении [4], что позволяет предполагать наличие разных генетических типов коренных источников аллювиального золота. Возможность реконструкции природы коренных месторождений по особенностям химического состава золота из рыхлых отложений убедительно показана Н.В. Петровской [5], которая вместе с тем указывает на необходимость учитывать при этом всю совокупность минералогических данных.

Нами были изучены 9 монофракций самородного аллювиального золота, представляющих 7 различных локатипов [10] Западной зоны и 1 монофракция из Восточной зоны. Анализ химического состава золота проводился с помощью рентгеновского микроанализатора. Были определены содержания золота, серебра, меди и, для некоторых образцов, ртути. Учитывая тот факт, что большая часть золотин из рыхлых отложений имеет высокопробную внешнюю оболочку, анализ на эти элементы проводился дифференцированно по центру и периферии золотин. В табл. 1 приведены значения пробности, соответствующие их центральным областям.

Согласно результатам анализа, пробность золота Западной зоны в целом изменяется от 524 до 997 единиц (табл. 1), при среднем значении 869 единиц. Диапазоны колебаний пробности золота отдельных локатипов существенно перекрываются, однако по средним значениям они достаточно четко отличаются друг от друга.

Можно выделить две группы локатипов, первая из которых характеризуется более низкими значениями пробности (< 900) — 2, 3, 4, 5 локатипы, вторая — более высокими (1, 6, 7 локатипы). По классификации Н.В. Петровской [5], золото Западной зоны подразделяется на следующие классы: весьма высокопробное (951 еди-

Таблица 1

Пробность самородного
аллювиального золота
Западной зоны

Локалит	Пробность
1	$\frac{845-966}{914}$ (5)
2	$\frac{524-922}{779}$ (4)
3	$\frac{709-982}{859}$ (5)
4	$\frac{826-917}{866}$ (6)
5	$\frac{706-977}{845}$ (6)
6	$\frac{697-984}{823}$ (5)
7	$\frac{831-983}{929}$ (5)
7	$\frac{932-997}{974}$ (3)

Примечание. Числитель —
размах колебаний, знаменатель —
среднее арифметическое, в скобках — число
анализов.

ниц) — 23%, высокопробное (900-950 ед.) — 15%, умеренно высокопробное (800-899 ед.) — 46%. Таким образом, 85% аллювиального золота Западной зоны относится к классам от весьма высокопробного до умеренно высокопробного и лишь 15% приходится на низкие классы пробности.

В аллювиальном золоте Западной зоны, кроме примеси серебра, обнаружены примесь меди и ртути (табл. 2). Содержание меди колеблется от 0,04 до 0,11 вес. %. На ртуть было проанализировано по одной золотине из каждого локалитета.

Концентрация ртути изменяется от 0,19 до 10,5 вес. %, но большинство анализов находится в пределах 0,10-1,76 вес. %. В литературе отмечаются находки коренного золота с повышенным содержанием ртути. В Северном Казахстане обнаружено золото, содержащее до 24% ртути [9]; Карабашскому рудному полю на Южном Урале также свойственны повышенные концентрации ртути в золоте — 0,10-12% [2, 8]. П.В. Покровский [6] высказывает предположение о том, что повышенные содержания ртути являются типоморфной особенностью не опре-

деленных типов месторождений золота, а определенных золоторудных районов Урала. В более поздней работе [7] приводится химический состав золота из золото-полиметаллических месторождений зоны рифтогенеза Урала и отмечается характерная для него пониженная пробность и повышенные содержания ртути. Наряду с этим показано [1], что низкой пробой (менее 900) характеризуется золото месторождений, связанных с магматическими породами базальтоидного ряда и, следовательно, с глубинными источниками рудного вещества. Золото месторождений, сопряженных с палингенными интрузиями, имеет ассимиляционные источники рудного вещества и характеризуется более высокой пробой (более 920). Основываясь на данных этих авторов, можно предположить, что совокупность таких признаков, как пониженная (менее 900) пробность золота и пониженные количества ртути являются, с учетом геологической обстановки, типоморфной особенностью золота, связанного с глубинными источниками вещества и магматическими породами базальтоидного ряда. Следовательно, можно считать, что часть исследованного нами золота, характеризующаяся пониженной пробностью и повышенными концентрациями ртути, попала в рыхлые отложения из аналогичных коренных источников. Однако нельзя исключить возможность наличия других типов коренных месторождений, поскольку частота встречаемости высокопробного золота в аллювии значительна.

Пробность аллювиального золота Восточной зоны изменяется от 785 до 967 единиц при среднем значении 906 единиц. Наибольшей частотой встречаемости (45%) обладает весьма высокопробное золото (рис. 1). Достаточно часто встречается и умеренно высокопробное золото — 33%. Золото с пробой ниже 700 единиц не обнаружено.

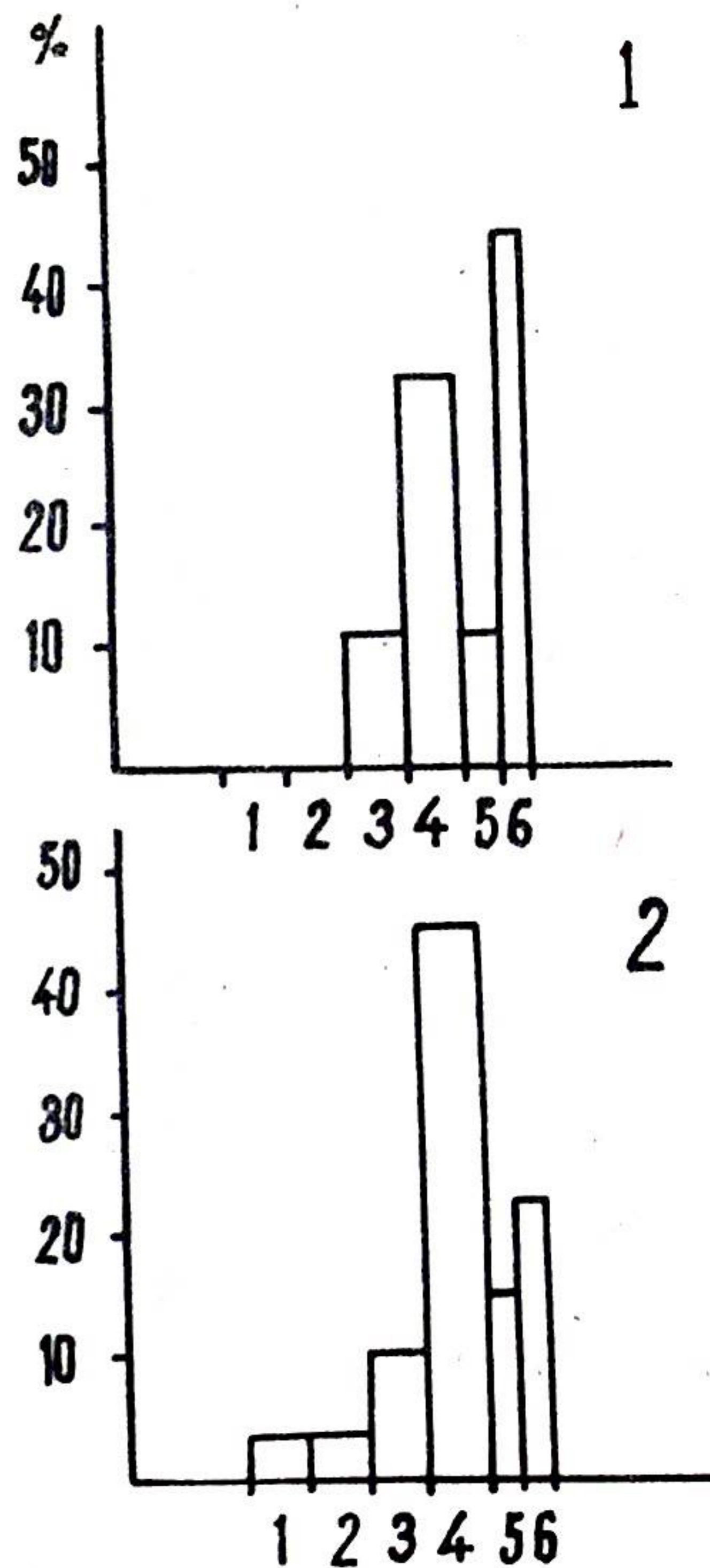


Рис. 1. Гистограмма распределения пробы аллювиального золота (1 — Восточная зона, 2 — Западная зона). По оси абсцисс — группировка проб: 1-500-599, 2 — 600-699, 3 — 700-799, 4 — 800-899, 5 — 900-950, 6 — 951-998. По оси ординат — частота встречаемости.

Таблица 2
Химический состав ртути содержащего золота

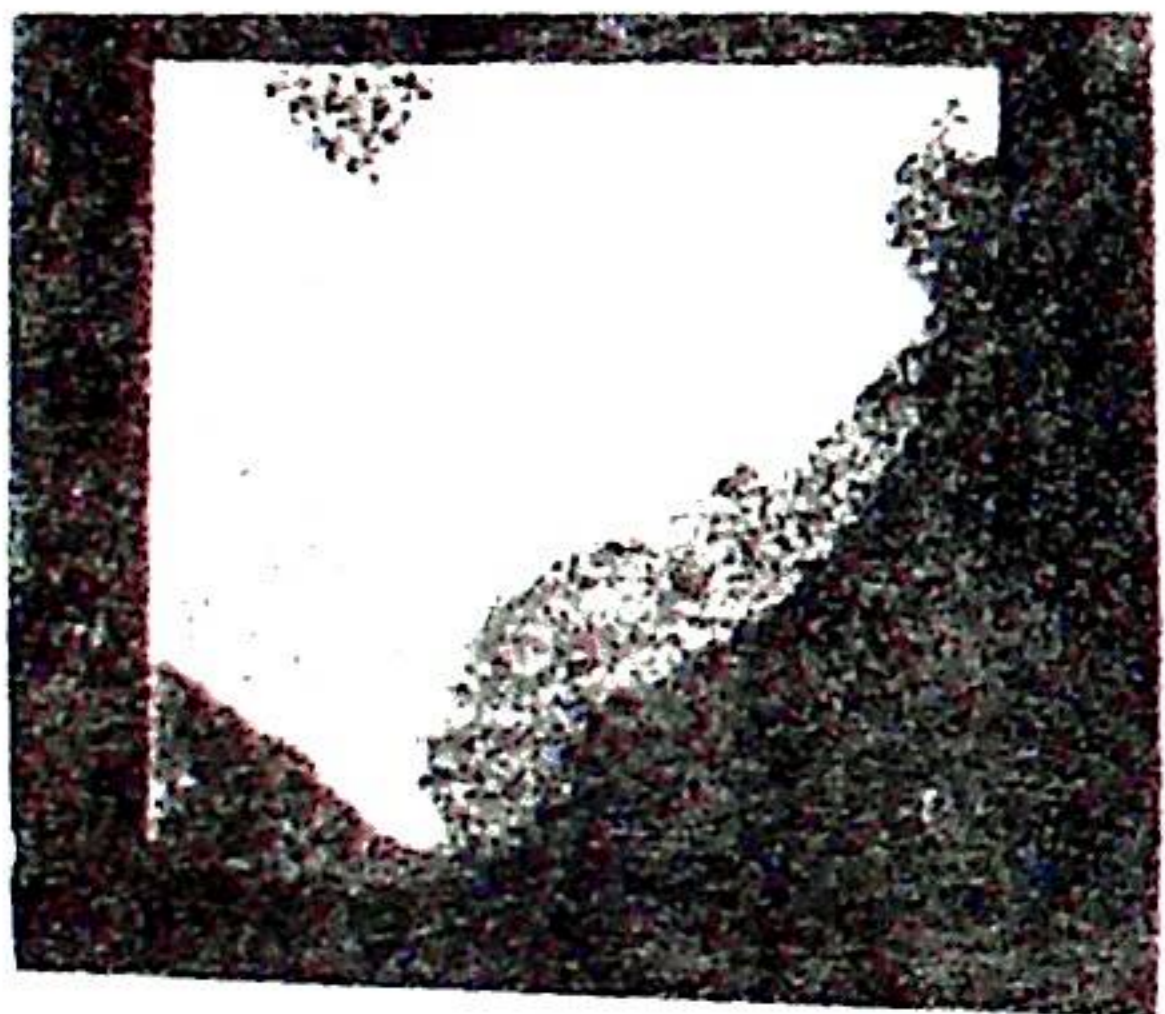
Локалит	Участок золотины	Элемент, вес. %				Сумма	Пробность
		Au	Ag	Cu	Hg		
1	Ц	84,0	14,0	0,09	1,30	99,39	845,15
	П	96,2	3,9	0,01	0,44	100,55	956,74
2	Ц	92,7	6,8	0,07	0,95	100,52	922,20
	П	92,5	6,5	0,07	1,76	100,83	917,39
3	Ц	71,9	18,9	не обн.	10,50	101,90	705,59
	П	81,7	18,2	0,10	1,70	101,70	803,34
4	Ц	99,0	1,5	0,07	0,30	100,87	981,46
	П	82,7	16,3	0,04	0,53	99,57	830,57
5	Ц	94,3	3,6	не обн.	0,05	97,95	962,74
	П	92,4	6,4	0,11	0,19	99,10	932,39

Примечание. Ц — центр, П — периферия.

ное золото — 33%. Золото с пробой ниже 700 единиц не обнаружено. Практически во всех проанализированных золотинах обнаружены



а



б

Рис. 2. Выделение медистого золота в поглощенных электронных (а) и в характеристических лучах меди (CuK_{α}) — (б). Размер снимка 300 x 300 мкм.

небольшие содержания меди — от 0,0 до 0,08 вес. %. Только одна золотина характеризуется высоким содержанием меди — от 5,36 до 21,37 вес. % (табл. 3).

Выделение золота относится к соединению $AuCu$ с небольшим дефицитом меди. На Урале коренное медистое золото описано рядом исследователей [2, 3, 6] в месторождении Золотая Гора, которое относят к золото-алюмосиликатной (скарповой) формации. Наличие в рыхлых отложениях Восточной зоны пусть даже пока единственного выделения медистого золота указывает на возможность существования коренных источников данного формационного типа.

Исследование выделения медистого золота в рентгеновских лучах меди (CuK_{α}) выявило довольно равномерное распределение этого элемента и наличие внешней каймы сильно обедненной медью (рис. 2). Ртуть в золоте Восточной зоны не определялась.

Таким образом, самородное золото рыхлых отложений Западной и Восточной зон Урала различается по средним значениям пробы, по преобладанию и отсутствию определенных классов пробы и по некоторым особенностям химического состава. Есть ос

нования предполагать наличие для каждой из зон не менее двух генетических типов коренных источников металла.

Автор выражает признательность Г.П.Кудрявцеву, Я.Б.Дембовскому за предоставленную возможность исследования золота из их коллекций, а также А.И.Цепину и В.В.Павшукову за проведение микрозондовых анализов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Левитан Т.М., Берзон Р.О. О возможном генетическом значении самородного золота применительно к золоторудным месторождениям Урала. — Геохимия, 1977, № 4, с. 559-564.
2. Новгорова М.И., Цепин А.И. О фазовом составе медистого золота. — ДАН СССР, 1976, т. 227, № 1, с. 184-187.
3. Новые данные по кристаллохимии и свойствам интерметаллических соединений системы $Cu-Au$. / М.И.Новгорова, А.И.Цепин, А.И.Горшков и др. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1977, ч. 106, вып. 5, с. 540-551.
4. Охотников В.Н. Эндогенное оруденение Полярного Урала. — В кн.: Рудообразование на Тимане и севере Урала. Сыктывкар, 1981, с. 3-15. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 34).
5. Петровская Н.В. Самородное золото. — М.: Наука, 1973. — 347 с.
6. Покровский П.В., Берзон Р.О. О составе "медистого" и "серебристого" золота месторождения Золотая Гора: (Ежегодник — 1974) / АН СССР, Ин-т геологии и геохимии УНЦ. — Свердловск, 1975, с. 94-97.
7. Покровский П.В., Мурзин В.В., Маков В.М. О составе самородного золота некоторых проявлений зоны рифтогенеза Урала: (Ежегодник — 1978) / АН СССР, Ин-т геологии и геохимии УНЦ. — Свердловск, 1979, с. 98-99.
8. Ртутьсодержащее золото некоторых месторождений Урала: (Ежегодник — 1976) / АН СССР, Ин-т геологии и геохимии УНЦ. — Свердловск, 1977, с. 79-81.
9. Шер Л.С. Типоморфные особенности самородного золота золоторудных месторождений Казахстана и их поисковое значение: Автореф. дис. — М., 1976.
10. Юшкин Н.П. Проблема типоморфизма минералов. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1972, ч. 101, вып. 2, с. 223-236.

Химический состав медистого золота

Таблица 3

Участок золотины	Элемент, вес. %			Сумма	Пробность
	Au	Ag	Cu		
Ц	78,53	0,10	21,37	100,0	785,3
П	94,64	0,00	5,36	100,0	946,4
П	94,36	0,00	5,64	100,0	943,6

ХАЛЬКОПИРИТ КАК ИНДИКАТОР МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ПАЛЕОГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Д.И. Литошко

Халькопирит — один из наиболее распространенных сульфидных минералов, встречающийся в месторождениях практически всех рудных формаций. В то же время халькопирит является удобным объектом для типоморфического и генетико-информационного анализа. Последнее обусловлено наличием упорядоченной и неупорядоченной модификаций, изоморфным вхождением в его структуру многих элементов — In, Bi, Co, Ni, As, Te, Cd, Zn, Tl, Sb, Sn, образованием твердых растворов и структур распада с минералами в системах Cu-Fe-S, Cu-Fe-Sn-S, а также вариациями ряда физических свойств халькопирита — плотности, твердости, метрических параметров решетки, величины термо-эдс.

Однако, несмотря на разнообразие признаков, которые можно использовать для типоморфического и генетико-информационного анализа, халькопирит редко привлекается для этих целей [10]. Имеющиеся сведения [10,6] свидетельствуют о высокой информативности таких свойств и признаков халькопирита, как сернистость, состав примесей, политипия, параметры элементарной ячейки.

Нами изучался халькопирит Западно-Харьбийской рудоносной зоны редкометалльно-медно-молибденовой специализации [3]. В пределах этой зоны известны месторождения и рудопроявления представляющие значительную часть ряда эндогенных рудных формаций от редкометалльных до антимонитовых. Халькопирит в этой зоне не является одним из основных рудных минералов и встречается в том или ином количестве во всех объектах. В значительном количестве он присутствует в рудах месторождений и рудопроявлениях шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитового, молибденит-пирит-халькопиритового минеральных типов, меньшие скопления образует в рудопроявлениях сфалерит-халькопирит-галенитового, галенит-халькопирит-пирротинового минеральных типов. В качестве примеси халькопирит присутствует в проявлениях пирит-магнетитовой минерализации и в рассеянном виде — в эпидотизированных амфиболитах.

19



Рис. 1. Структуры халькопирита в рудах месторождений и рудопроявлениях шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитового (1, 5, 6, 8-15) и молибденит-пирит-халькопиритового (2-4, 7) минеральных типов. N 1-14 — x95; 15 — x275.

Принятые сокращения названий минералов: Хп — халькопирит, Шл — шеелит, Пир — пирит, Мл — молибденит, Пт — пирротин, Бри — борнит.

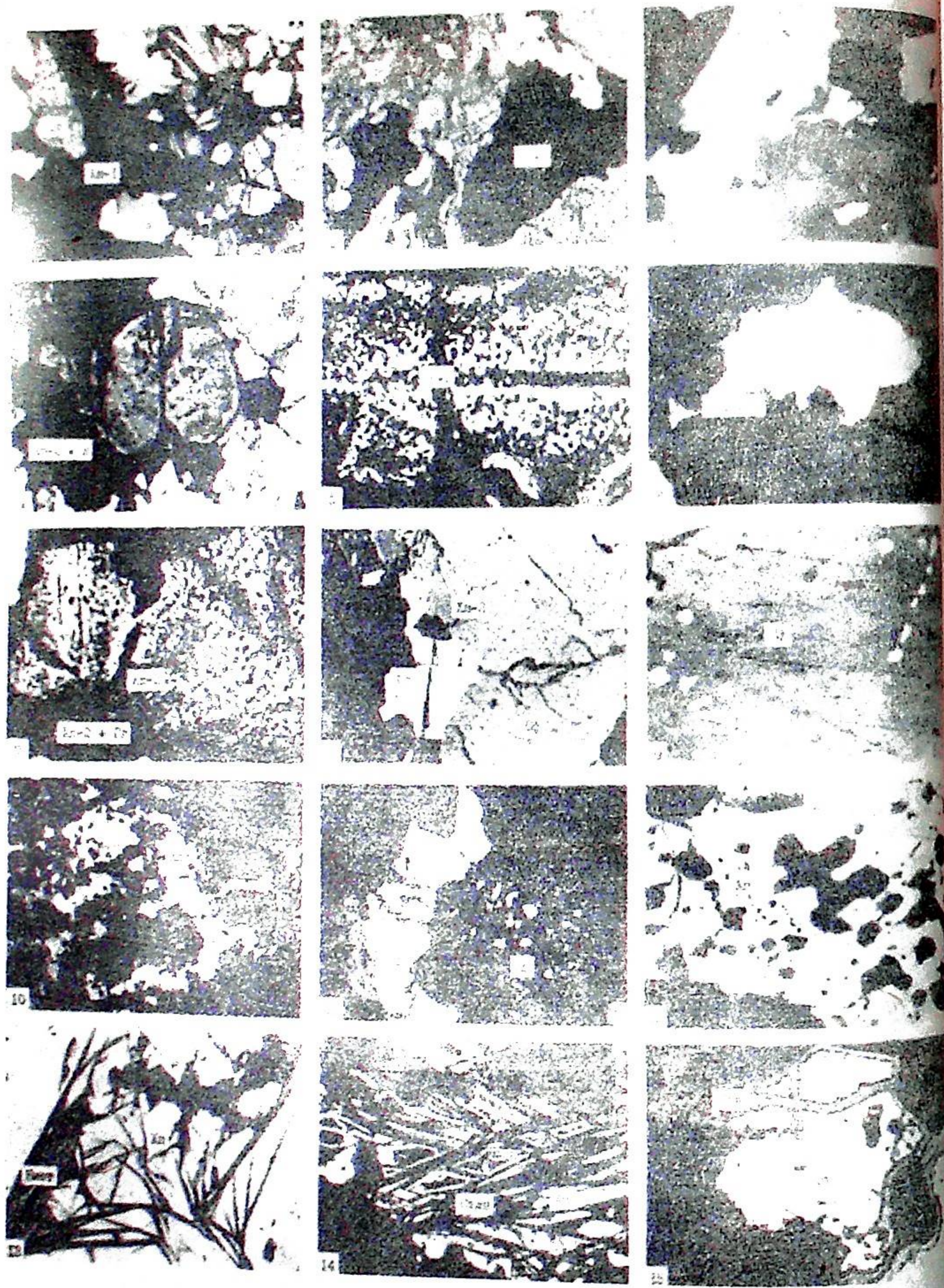


Рис. 2. Структуры халькопирита в рудах месторождений и рудопрояв-
ний шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитового (N 3, 6, 10 — x15), молиб-
денит-пирит-халькопиритового (1, 2) и сфалерит-халькопирит-галенитового
(N 4, 5, 7 — x9) минеральных типов (N 1, 2 — x45; 3, 6, 10-15 — x95; 8 — x8
9 — x275; 4 — x10; 5, 7 — x18).

Принятые сокращения: Хл — хлорит, Эп — эпидот, Кл — калымит, Кв —
кварц, Сф — сфалерит, Гл — галенит, Тдм — тетрадимит, Жоз — жозеит-В, Би —
биотит, Стлп — стильномелан, Ков — ковеллин.

Как показал онтогенический анализ халькопиритсодержащих руд, исследуемый минерал представлен в районе двумя генерациями. Халькопирит-1 — послепирротиновый досфалеритовый, а халькопирит-II — послесфалеритовый сингаленитовый. Обычно различные генерации халькопирита разобщены в пространстве, но в ряде случаев могут находиться в одних объектах. Халькопирит-1 встречается преимущественно в объектах шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитового и молибденит-пирит-халькопиритового минеральных типов, а халькопирит-II — в сфалерит-халькопирит-галенитовом. Первый тесно ассоциирует с молибденитом, пирротинном, пиритом и образуется позже перечисленных минералов, о чем свидетельствуют структуры обрастания и цементации (рис. 1). Второй ассоциирует со сфалеритом, галенитом, сложными сульфидами и теллуридами свинца, висмута, серебра, меди и образуется позже сфалерита, сложных сульфидов, почти одновременно с галенитом, но раньше теллуридов, что также устанавливается по наличию структур обрастания, цементации, замещения (рис. 2).

Нередко наблюдаемая мелкая вкрапленность халькопирита в сфалерите, часто интерпретируемая как структуры распада твердого раствора, относится ко второй генерации минерала, цементирующей растворенные выделения сфалерита (рис. 2). Изучение шлифов и особенно полированных пластинок показывает, что выделения халькопирита в сфалерите приурочены к границам зерен и двойниковым швам. Максимальные скопления халькопиритовых вкрапленников приурочены к механическим трещинам. Подобная вкрапленность устанавливается только в выделениях сфалерита, обрастаемых халькопирит-галенитовым агрегатом. При этом сфалерит становится менее железистым и изменяет окраску с красной и желто-красной на желто-зеленую и зеленую. Следовательно, вкрапленность мелких кристаллов халькопирита представляет собой не продукт распада твердого раствора, а метакристаллы, образовавшиеся в результате "медного метасоматоза" по железистому сфалериту. Этот вывод подтверждается данными А.В.Ткачева [8], установившего снижение содержания железа в сфалерите вблизи халькопиритовых включений. Экспериментальные данные М.Н.Хатчисона и С.Д.Скотта, а также Л.Б.Виггинса и Дж.Р.Крейга [2] свидетельствуют о невозможности образования структур распада халькопирита в сфалерите при температурах ниже 500°C.

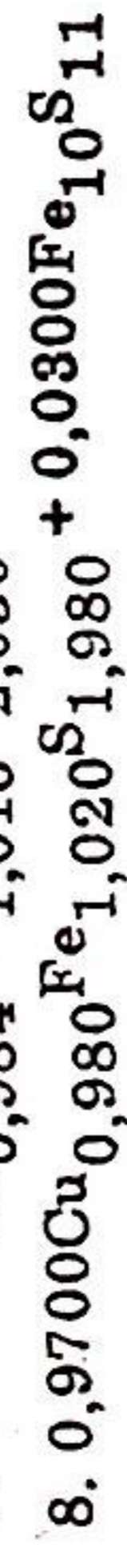
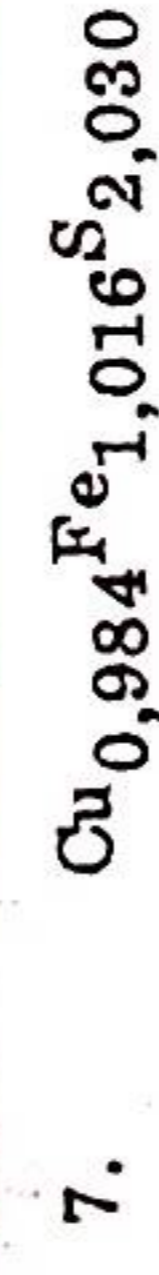
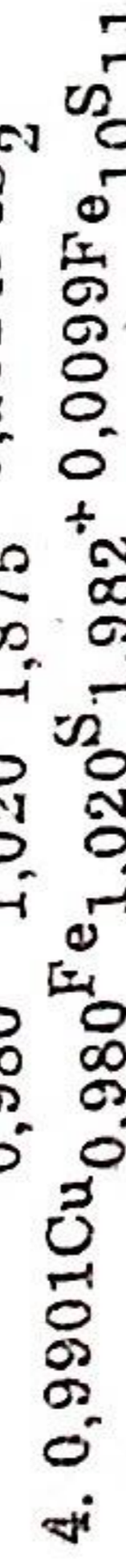
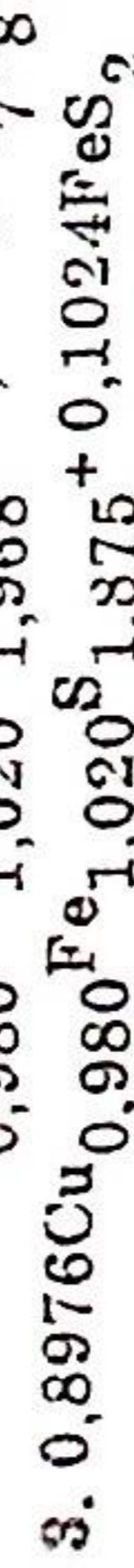
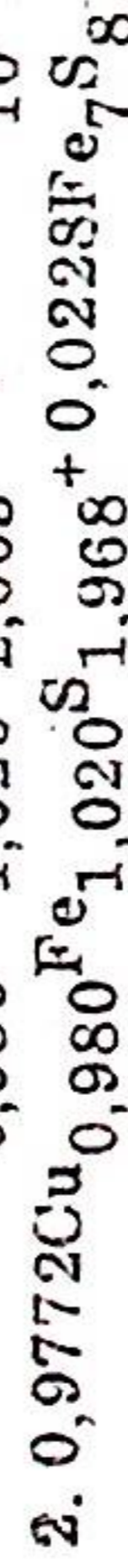
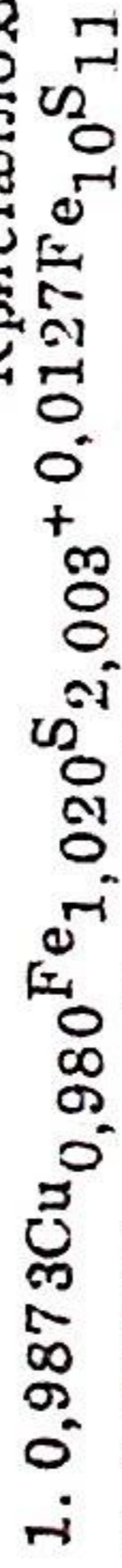
Таким образом, в ряду последовательности минералообразования в палеогидротермальной системе халькопирит представлен только двумя генерациями: первой — послепирротиновой досфалеритовой, второй — послесфалеритовой сингаленитовой.

Пространственное положение халькопирита в минералогенети-

Состав халькопирита по данным химического анализа и его основные физические свойства

Но- мер ана- ли- за	Месторождение, рудопроявление	Компонент						Свойство			Гене- ра- ция	
		Cu	Fe	Cd	Zn	Pb	S	Сумма	Сред- няя твер- дость, 2 кгс/мм ²	Плот- ность		Термо- экс- (mV)
1	Лонгогыганское	32,72	30,67	0,066	0,31	1,97	34,56	100,226	214	4,27	12,9**	2
2	Харбейское	33,29	31,26	0,039	0,29	0,04	34,29	99,209	219	4,29	10,9	1
3	"	32,65	32,13	0,005	0,12	сл	33,98	98,885	210	не опр.	не опр.	1
4	"	33,69	31,27	0,016	0,20	0,04	34,66	99,876	206	3,91*	12,5	1
5	"	34,12	31,09	0,004	0,05	не обн.	35,12	100,384	217	4,19	13,6	2
6	"	33,86	31,21	0,017	0,354	"	35,10	100,541	217	4,02	14,7	2
7	"	33,69	30,56	0,009	0,229	"	35,15	99,638	210	4,30	12,5	1(?)
8	Бадьяганское	33,34	31,51	0,020	0,07	0,014	34,99	99,944	219	4,18	15,6	2
9	Ревущее	33,18	31,01	0,020	0,21	1,91	33,68	100,01	214	4,16	18,4	2
10	Полиметаллическое	32,89	30,53	0,011	0,48	1,57	34,38	99,861	219	4,03	17,8	2
11	Ханмейское	33,99	31,09	0,002	0,01	не обн.	35,12	100,212	202	4,27	17,3	1
12	"	32,16	32,65	0,002	0,02	0,018	35,23	100,08	не опр.	не опр.	не опр.	1
13	"	33,85	31,34	0,001	0,03	0,016	34,89	100,127	219	4,29	17,4	1
14	"	34,44	30,88	0,002	0,002	не обн.	35,14	100,464	212	не опр.	7,2	1
15	"	34,12	30,68	0,003	0,014	"	35,25	100,067	210	"	12,43	1

Кристаллохимические формулы халькопирита



* Значения занижены из-за малого (менее 0,25 мм) размера зерен.

** Значения термо-экс халькопирита в сростании с другими сульфидами ниже истинных.

Примечания. В анализах 1, 4, 7-10, 12 примесь пирротина установлена рентгенометрически. В анализах 2, 3, 12 избыток железа пересчитан на ассоциирующие с халькопиритом моноклинные пирротин (2) и пирит (3, 12); в остальных анализах избыток железа пересчитывался на гексагональный пирротин как возможный компонент твердого раствора.

Сумма дана без учета нерастворимого остатка.

ческой системе определяется тяготением максимумов его концентрации к флангам рудоносной зоны, а в пределах отдельных рудных полей — к промежуточным зонам. В целом пространственный ряд зональности схематически представляется в следующем виде: берилл → шеелит + магнетит → молибденит → пирротин → пирит → халькопирит → сфалерит → галенит → антимонит. Если же рассматривать халькопирит отдельно по генерациям, то оказывается, что халькопирит-II в приведенном ряду занимает место вслед за сфалеритом.

Состав халькопирита определялся химическим и микрозондовым анализами (табл. 1 и 2). Химическими анализами в нем установлены примеси кварца, сфалерита, галенита, присутствие которых подтвердилось и рентгенометрически. Расчет кристаллохимических формул халькопирита по результатам химического анализа вызывает затруднения из-за неясности причин избытка железа, устанавливаемого практически всегда. Обычно этот избыток пересчитывается на пирит [10] или другие минералы железа, устанавливаемые в ассоциации и тесном сростании с халькопиритом, например, пирротин. В нашем же случае из 15 проб халькопирита в 12 в ассоциации с ним отсутствуют сульфиды железа. В шести образцах примесь пирротина, очевидно, в виде твердого раствора, отмечена на дифрактограммах. Но в оставшихся 6 образцах аналитически гомогенного халькопирита при пересчете результатов химического анализа на кристаллохимические формулы также устанавливается избыток железа относительно меди на 0,020-0,048 формульных единиц, что отвечает соотношению $\text{Cu}:\text{Fe} = 0,982:1,018$. Отсюда следует, что из-

Состав халькопирита по данным микрозондового анализа

Но- мер ана- ли- за	Компонент						Сумма	Свойство		
	Cu	Fe	Bi	Co	Ni	S		Твер- дость, 2 кгс/мм ²	Плот- ность	Термо- эдс (-mV)
1	34,1	29,9	не обн.	не обн.	не обн.	35,8	99,8	не опр.	10,8	
2	34,1	31,2	"	"	"	36,0	101,3	"	10,8	
3	34,5	31,9	"	0,02	"	33,5	99,92	"	10,8	
4	35,0	31,7	"	не обн.	"	33,8	100,5	"	10,8	
5	34,3	31,4	"	не опр.	"	33,5	99,2	не опр.	11,9	
6	33,7	30,8	"	"	0,01	35,4	99,91	201	11,5	
7	33,9	30,5	"	"	не обн.	34,5	99,80	201	11,6	
8	34,4	31,2	"	"	не опр.	34,9	100,5	201	11,6	
9	32,3	32,3	"	"	"	34,6	99,2	219	13,9	
10	35,6	28,4	0,2	"	"	35,2	101,7	219	15,5	
11	35,3	28,4	0,4	"	"	35,0	99,1	219	14,7	
12	33,6	30,7	0,2	"	"	33,6	100,5	214	12,9*	

Кристаллохимические формулы халькопирита

1. $\text{CuFeS}_{2,08}$
2. $\text{Cu}_{0,98}\text{Fe}_{1,02}\text{S}_{2,05}$
3. $\text{Cu}_{0,98}\text{Fe}_{1,02}\text{S}_{1,87}$
4. $\text{Cu}_{0,98}\text{Fe}_{1,02}\text{S}_{1,87}$
5. $\text{Cu}_{0,98}\text{Fe}_{1,02}\text{S}_{1,88}$
6. $\text{Cu}_{0,98}\text{Fe}_{1,02}\text{S}_{2,04}$
7. $\text{Cu}_{0,99}\text{Fe}_{1,01}\text{S}_{2,05}$
8. $\text{Cu}_{0,98}\text{Fe}_{1,02}\text{S}_{2,02}$
9. $\text{Cu}_{0,94}\text{Fe}_{1,06}\text{S}_{1,98}$
10. $\text{Cu}_{1,01}\text{Fe}_{0,99}\text{S}_{1,98}$
11. $\text{Cu}_{1,04}\text{Fe}_{0,96}\text{S}_{2,06}$
12. $\text{Cu}_{0,99}\text{Fe}_{1,01}\text{S}_{1,94}$

* Значения термо-эдс халькопирита в сростании с галенитом ниже истинных.

Примечания. Пробы 1-11 — Харьейское месторождение, 12 — Лонготьюганское рудопроявление. Пробы 1-8 халькопирит-1, 9-12 — халькопирит-II.

Избыток железа в халькопирите является конституционным. Этот вывод подтверждается результатами микрозондового анализа халькопирита, согласно которым (табл. 2) в 50% образцов соотношение $\text{Cu}:\text{Fe} = 0,98:1,02$. Исходя из этого, при расчете кристаллохимических формул халькопирита, в которых установлена примесь сульфидов железа визуально или рентгенометрически, мы принимали соотношение $\text{Cu}:\text{Fe} = 0,980:1,020$, а для "чистых" халькопиритов — $\text{Cu}+\text{Fe} = 2$. Результаты пересчета приведены в табл. 1 и 2.

Анализ результатов пересчета приводит к выводу о том, что состав халькопирита довольно стабилен, но постоянно отмечаются дефицит или реже избыток серы, достигающие 0,125 и 0,030 формульных единиц соответственно. Вариации содержания серы в халькопирите можно объяснить двумя причинами: изменением химического потенциала серы в рудообразующей системе [1], а в случае дефицита серы также и электрохимическим окислением халькопирита на контакте с другими сульфидами, обычно с пиритом [12]. В нашем случае, вероятно, сказываются обе причины, так как отмечается региональный тренд сернистости, с одной стороны, и снижение сернистости халькопирита при переходе от вольфрам-медно-молибденовых, практически беспиритовых месторождений и рудопроявлений к объектам с пиритом и полиметаллическим — с другой. Основное значение мы придаем региональному аспекту изменчивости сернистости халькопирита, отражающему изменение потенциала серы в системе.

В составе халькопирита выявлено 23 элемента примесей (табл. 3). По данным корреляционного анализа (рис. 3), большинство из них увязываются с определенными минеральными примесями, главными из которых являются алюмосиликаты, сульфиды и сульфосоли. Исключением является серебро, не обнаруживающее положитель-

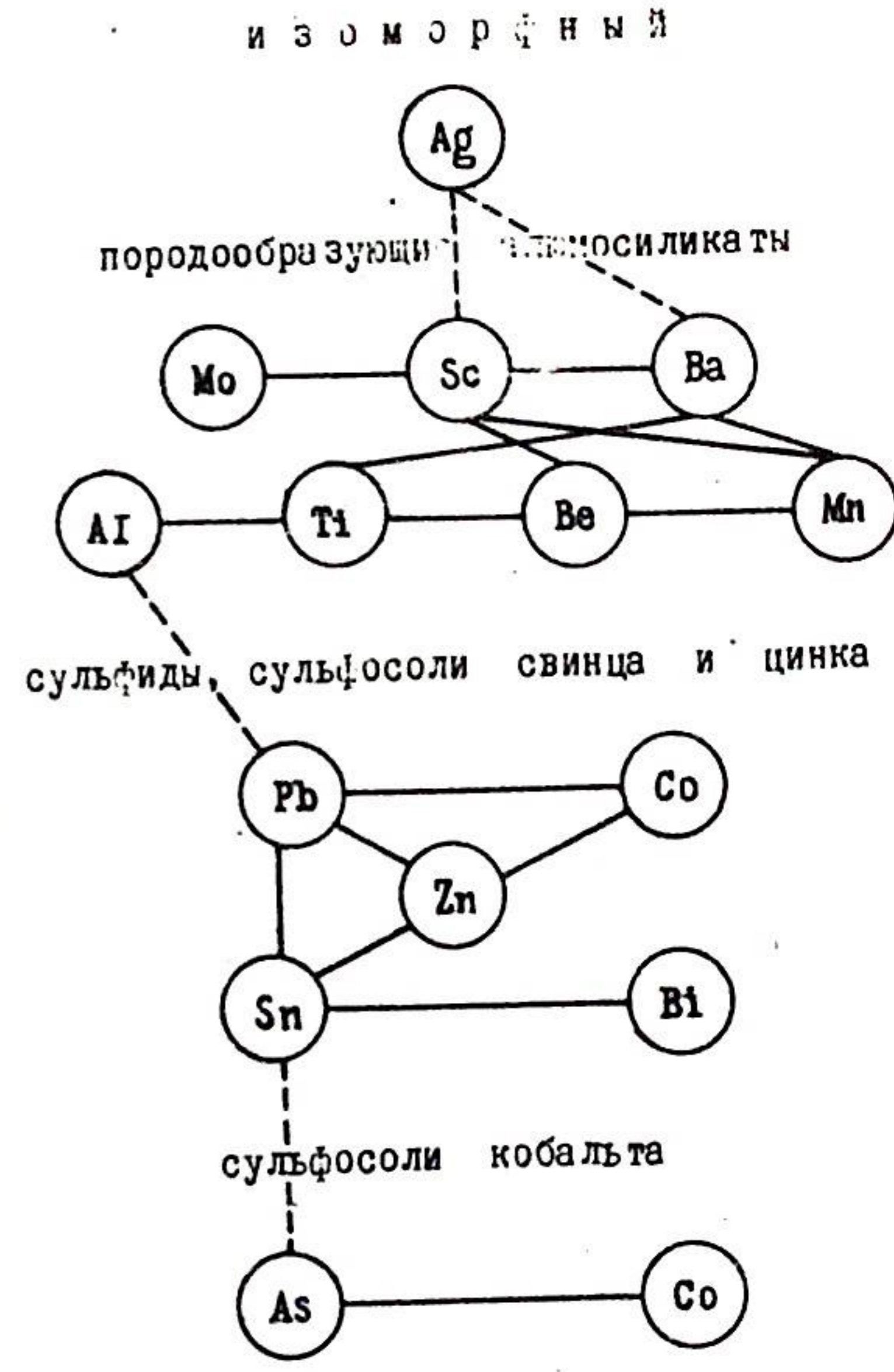


Рис. 3. Схема корреляционных связей элементов-примесей в халькопирите.

Таблица 3

Состав примесей в халькопирите по данным спектрального количественного анализа, г/т

Номер пробы	Месторождение рудопроявление	Элемент										Генера-ция
		Ni	Ag	V	Ti	Cr	Sb	As				
1	Лонготьюганское	1	12	не обн.	40	не обн.	не обн.	не обн.	2			
2	Харбейское	1,7	20	"	45	"	"	"	1			
3	"	1	25	5	50	75	100	"	1			
4	"	1	35	не обн.	85	не обн.	не обн.	"	1			
5	"	1	65	"	55	"	"	"	2			
6	"	1	70	"	140	"	"	"	2			
7	"	1,5	80	20	1400	80	"	"	1 (?)			
9	Ревущее	1	2,5	не обн.	35	не обн.	100	"	2			
10	Полиметаллическое	1	8	"	35	"	85	"	2			
11	Ханмейское	2,7	55	"	55	80	не обн.	300	1			
12	"	1	45	"	75	95	"	100	1			
13	"	1	20	"	45	не обн.	"	не обн.	1			
14	"	1,3	75	"	400	"	"	"	1			
15	Немурьюганское	40	60	20	550	75	"	"	2			

Примечания. Содержание Pb, Zn, Cd приведены в табл. 1. Кроме того, спектральным приближенно-количественным анализом установлено содержание г/т: Be — 0,7; Sc — 0,50; Mn — 1,300; V — 0,500; Mo — 0,1000; Co — 0,5000; Zr — 0,5000.

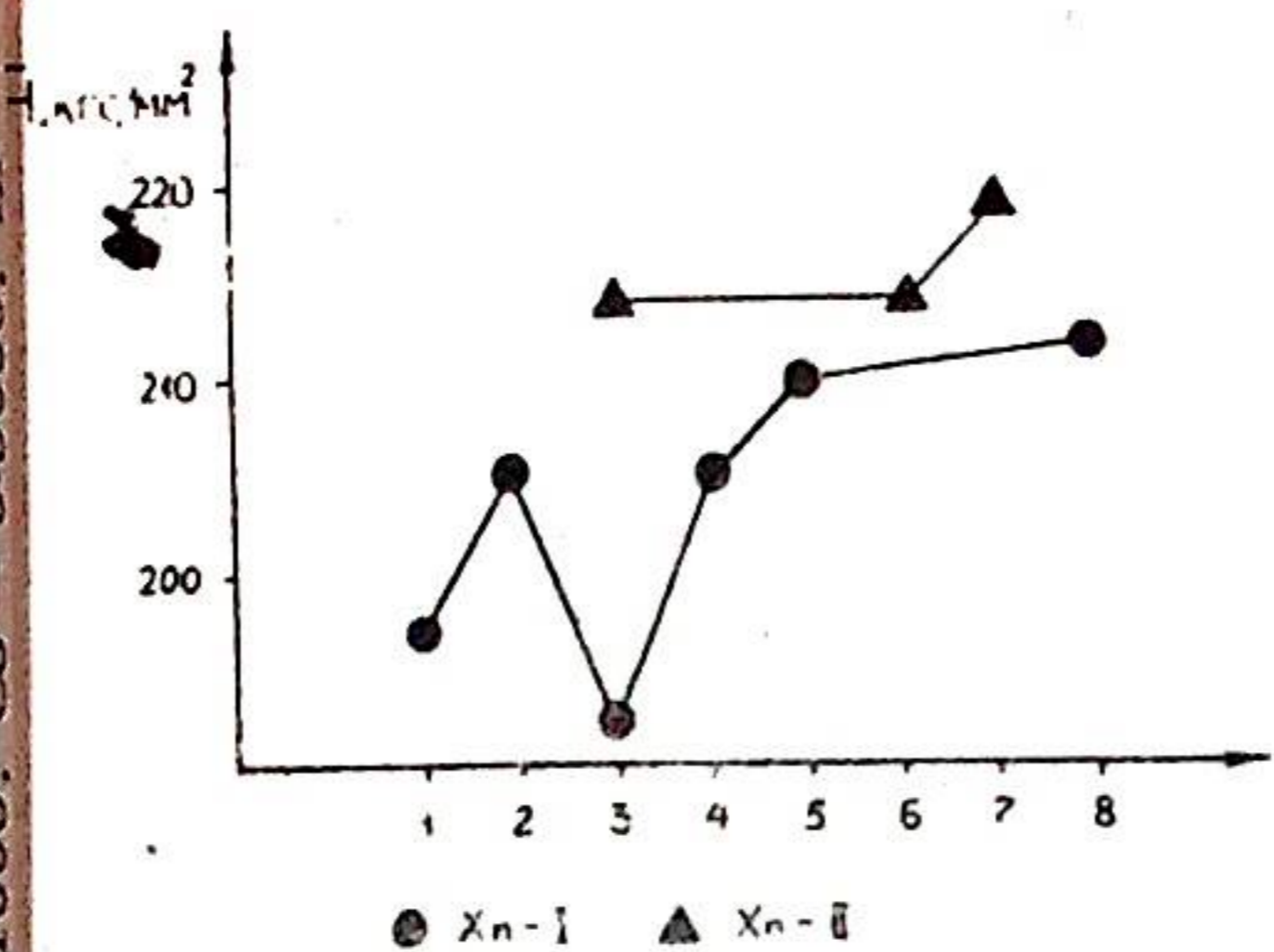


Рис. 4. Изменение средних значений твердости микровдавливания халькопирита различных генераций Западно-Харбейской рудоносной зоны. Месторождения и рудопроявления (с севера на юг): 1 — Сальтальбинское, 2 — Лонготьюганское, 3 — Харбейское, 4 — Свищовое, 5 — Бадьяюганское, 6 — Ревущее, 7 — Полиметаллическое, 8 — Ханмейское.

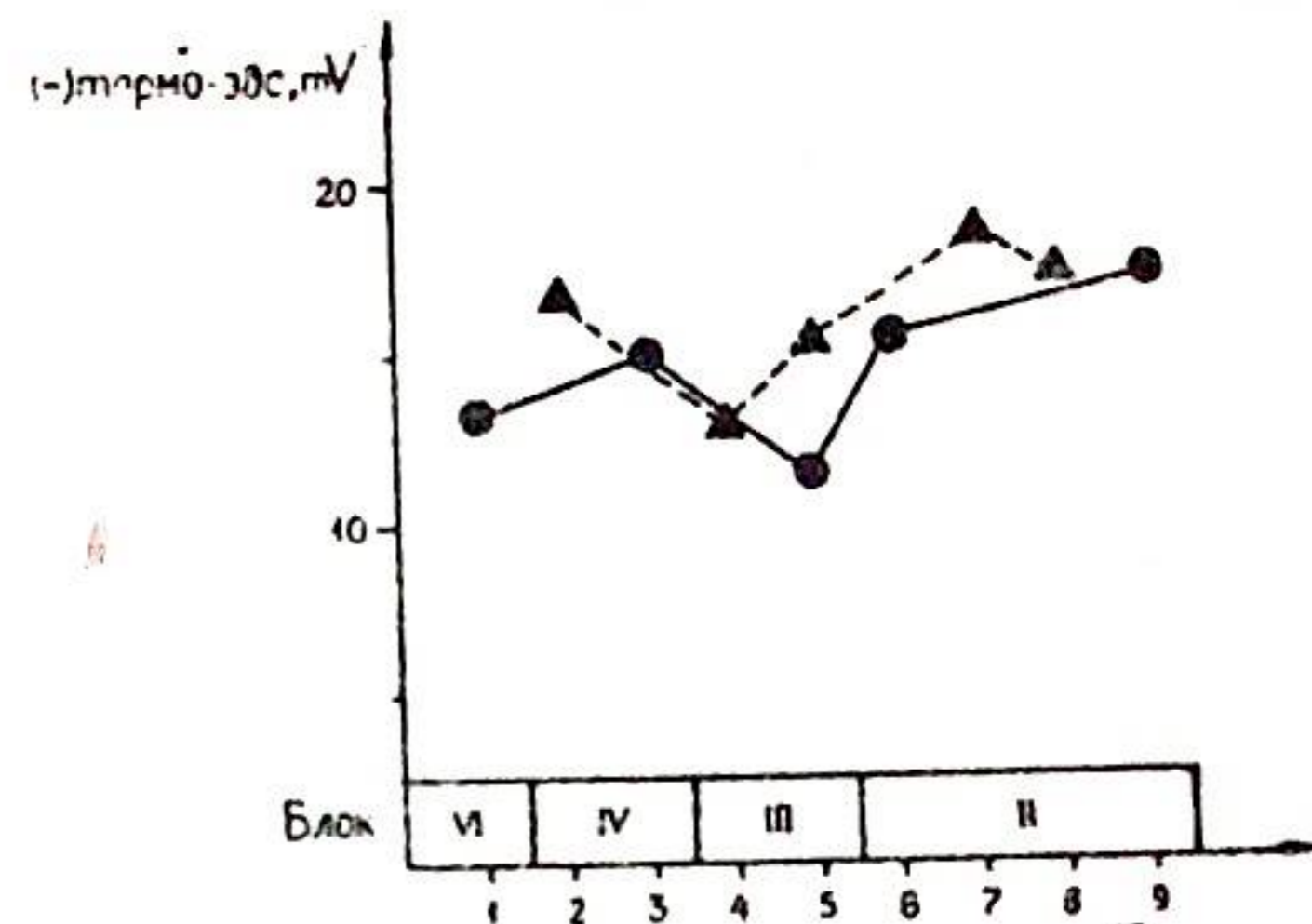


Рис. 5. Изменение средних значений термо-эдс халькопирита различных генераций Западно-Харбейской рудоносной зоны.

Тектоно-минералогические блоки: II — Ханмейский; III — Харбейский; IV — Лонготьюганский; V — Хадатинский. Месторождения и рудопроявления (с севера на юг): 1 — Сальтальбинское, 2 — Немурьюганское, 3 — Лонготьюганское, 4 — Желтая гора, 5 — Харбейское, 6 — Бадьяюганское, 7 — Ревущее, 8 — Полиметаллическое, 9 — Ханмейское. Условные обозначения халькопирита по генерациям аналогичны рис. 4.

ных связей ни с одним из малых элементов, но характеризующиеся отрицательными связями с рядом элементов минералов-примесей. Это, по всей видимости, обусловлено изоморфным вхождением серебра в халькопирит.

Наибольшее типоморфное значение среди элементов-примесей имеют Co, As, Sn, Ag, Zn, Pb и Cd. По содержанию этих элементов различаются халькопирит молибденит-пирит-халькопиритовых объектов, относительно обогащенный кобальтом и мышьяком, и халькопириты объектов других минеральных типов, обогащенные оловом, цинком, свинцом, кадмием. Следует также отметить, что халькопирит-1 по сравнению с халькопиритом-II содержит больше олова и серебра.

Рентгеноструктурные исследования показали, что халькопирит в районе относится к упорядоченной тетрагональной модификации. Параметр элементарной ячейки идентичен для всех 15 изученных образцов: $a_0 = 5,28 \pm 0,01$; $c_0 = 10,46 \pm 0,02 \text{ \AA}$.

Твердость микровдавливания ($P=50 \text{ г}$) изменяется в пределах 192-224 кгс/мм². При этом установлено, что халькопирит-1 характеризуется в среднем более низкой твердостью (205 кгс/мм²), чем

Таблица 4

Величина термо-эдс халькопирита месторождений и рудопроявлений Западно-Харьбейской зоны (— mV)

Месторождение, рудопроявление	Халькопирит-1		Халькопирит-II		Минеральный тип
	Пределы	Среднее	Пределы	Среднее	
Сальгальбинское	12,4-13,9	13,28	не обнаружен		шеллит-халькопирит-пирротин-молибденитовый
Немурьюганское	не обнаружен		16,0-17,7	16,95	то же
Лонготьюганское	13,7-15,7	15,12	не определялось		сфалерит-халькопирит-галенитовый
Желтая гора	не обнаружен		13,1		
Харьбейское	8,03-12,5	11,41	13,7-16,4	15,3	шеллит-халькопирит-пирротин-молибденитовый
Бадьюганское	15,4-15,6	15,5	не обнаружен		молибденит-пирит-халькопиритовый
Ревущее	не обнаружен		17,2-19,3	18,4	сфалерит-халькопирит-галенитовый
Полиметаллическое	не определялось		17,3-18,2	17,77	то же
Ханмейское	16,7-19,9	17,69	не обнаружен		молибденит-пирит-халькопиритовый

Примечание. Названия месторождений и рудопроявлений расположены соответственно направлению с севера на юг рудоносной зоны.

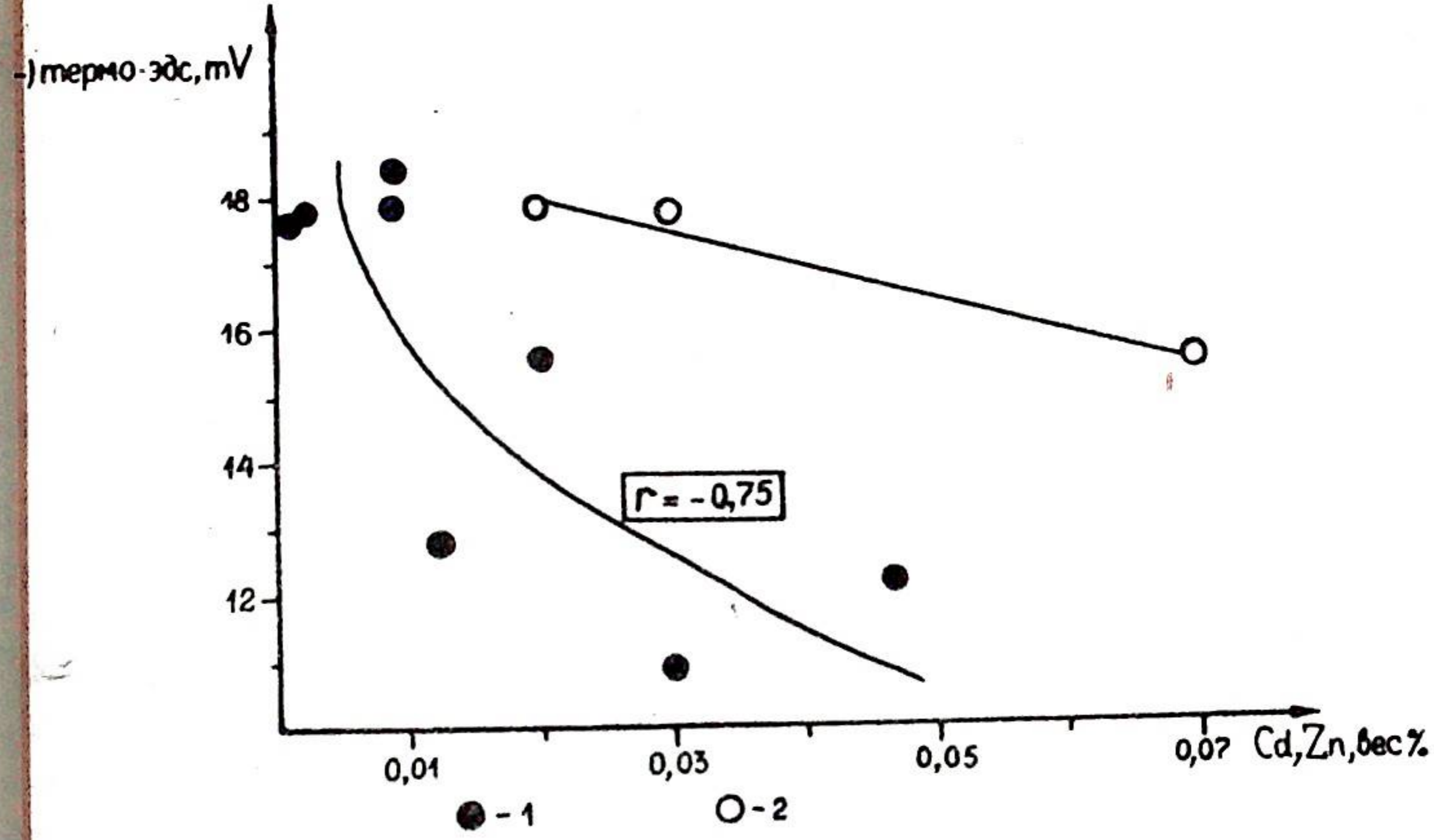


Рис. 6. Корреляционная зависимость величины термо-эдс халькопирита от содержания в нем кадмия (1) и цинка (2).

халькопирит-II (216 кгс/мм^2). Выявлено также и региональное увеличение твердости халькопирита отдельных генераций в направлении от центра рудоносной зоны к флангам (рис. 4). Плотность халькопирита составляет 3,96-4,30, причем у халькопирита-1 — 4,23 (средняя), у халькопирита-II — 4,13.

Изученный халькопирит относится к проводникам n-типа, значения термо-эдс зависят от принадлежности минерала к той или иной генерации, тому или иному объекту (табл. 4, рис. 5). В среднем халькопирит-1 имеет более низкую термо-эдс ($-14,6 \text{ mV}$), чем халькопирит-II ($-16,3 \text{ mV}$). В отдельных объектах это различие выступает еще контрастнее, например, на Харьбейском месторождении значения термо-эдс халькопирита составляют $-11,4$ и $-15,3 \text{ mV}$ соответственно. Наиболее низкие значения термо-эдс имеют халькопириты молибденитовой зоны, в стороны от которой величина термо-эдс возрастает по абсолютному значению (рис. 5).

Намечается зависимость величины термо-эдс от минерального типа руд. Так, наименьшие значения термо-эдс установлены у халькопирита из объектов шеллит-халькопирит-пирротин-молибденитового минерального типа, промежуточные — у халькопирита из объектов сфалерит-халькопирит-галенитового и максимальные — у халькопирита из объектов молибденит-пирит-халькопиритового минерального типа. Такой характер изменения значений термо-эдс, на наш взгляд, говорит о примесной природе вариаций проводи-

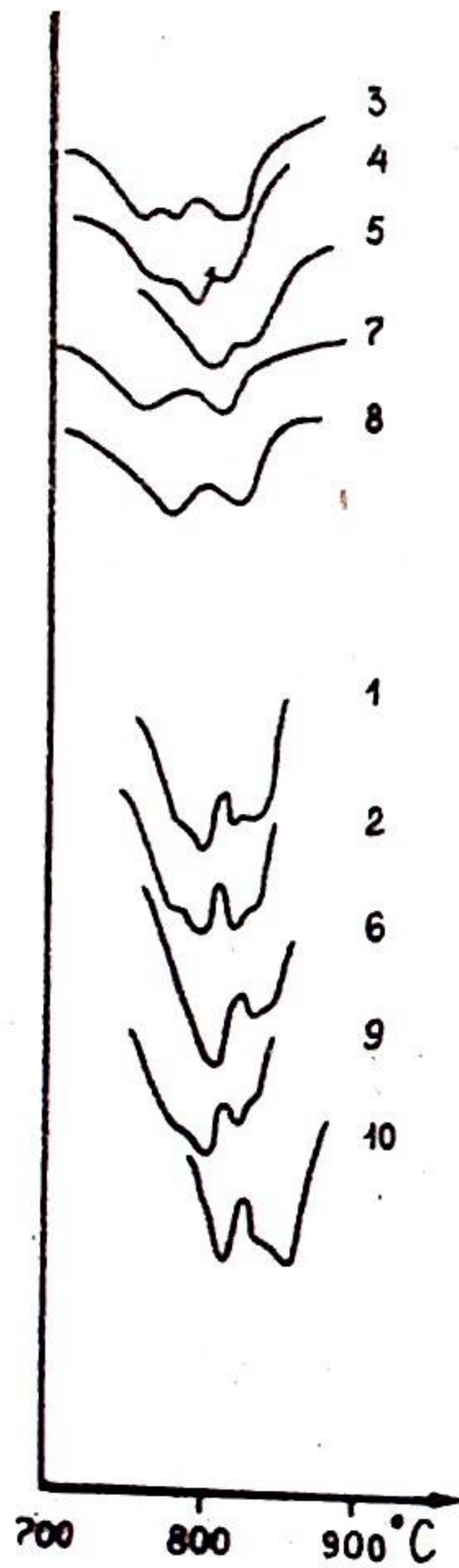


Рис. 7. Морфология дуплетов на кривых ДТА в области 780-820°C халькопирита первой (3-5, 7, 8) и второй (1, 2, 6, 9, 10) генераций. Номера проб соответствуют табл. 6.

термо-эдс обусловлено явлениями на контакте с проводящими минералами различного состава. При этом "чувствительность" проводимости халькопирита — наименьшая к присутствию молибденита и сфалерита, большая — к присутствию пирротина и галенита, максимальная — к присутствию пирита, даже мельчайшие включения которого обуславливают значительное снижение величины термо-эдс халькопирита.

Изучение поведения халькопирита при нагревании показало, что оно также отчетливо типоморфно. Результаты исследований приведены в табл. 5, 6. Анализ их показывает, что халькопириты различны

ности. Это подтверждает, в частности, значительная корреляция величины термо-эдс с содержанием кадмия в халькопирите (рис. 6).

Интересные данные были получены при исследовании изменения величины термо-эдс в зонах контакта халькопирита с другими сульфидными минералами: молибденитом, пиритом, пирротинном, галенитом, сфалеритом, ульманитом. Результаты сводятся к следующему.

На мономинеральных участках величина термо-эдс халькопирита на контактах зерен не изменяется, лишь в одном случае нами наблюдалось изменение величины и знака термо-эдс в прожилке халькопирита на контактах его зерен. Последнее может быть обусловлено тем, что этот прожилок халькопирита образовался в результате замещения пирротинного.

В полиминеральных агрегатах величина термо-эдс халькопирита принципиально меняется. Обычно от центра зерен к контакту с другим минералом величина термо-эдс халькопирита уменьшается, при сохранении ее знака. Степень снижения при этом зависит от состава контактирующего минерала: контакту с молибденитом величина термо-эдс снижается в 2 раза, со сфалеритом — в 7 раз, пиритом — в 20-50 раз. В случае контакта с галенитом, пирротинном и ульманитом, кроме того, отмечается и смена знака термо-эдс. Таким образом, в полиминеральных агрегатах изменение величины и знака

Таблица 6

Результаты термического анализа халькопирита

Номер пробы	Термический эффект (ДТА)			Изменение веса (ДТГ)		Интерпретация эффекта
	Интенсивность, усл. ед.	Частота встреч., %	Максимум (t°C) среднему значению	Характер	В % к исходному весу	
1	0,1-0,5	100	213 (203-222)	(-)	менее 0,1	Упорядочение структуры Обезвоживание Хл _{тетр} + Пт → Хл _{куб} + Пи CuFeS ₂ + O ₂ → CuSO ₄ + FeSO ₄
2	0,1-0,3	100	316 (298-338)	(-)	7,5 (6-10)	
3	19,5-44	100	420 (417-445)	(+)	62 (46-92)	
4	сл	90	(460-530)	(+)		
5	0,1-0,3	70	637 (633-642)	(-)		Окисление с образованием сульфатов Хл _{тетр} → Хл _{куб} * (?) CuSO ₄ → CuO + SO ₃ FeSO ₄ + O ₂ → Fe ₂ O ₃ + SO ₃ Разложение сульфатов с образованием окислов
6	0,1-0,4	70	794 (774-812)	(-)		
6а	1-2,5	100		(-)		
7	0,4-1,5	100	821 (808-834)	(-)		
7а	0,1-0,9	80		(-)	39 (28-60)	
				(-)	34 (28-40)	
				(-)		

Изменение веса в интервале 400-540°C

Изменение веса в интервале 730-840°C

Изменение веса в интервале 840-1000°C

* — промежуточный твердый раствор халькопирита с кубической ячейкой типа сфалерита.

Примечания. Цифры в скобках — пределы колебаний. Реакции 1-5 экзотермического типа, 6-7а — эндотермического типа.

Поведение халькопирита различных генераций при нагревании

Месторождение, рудопроявление	Итоговое изменение веса, %		Температура максимумов эффектов (°C)				Генера- ция	
	Прибавка	Потеря	экзотермический		эндотермический			
			Тип эффекта	Температура	Тип эффекта	Температура		
Немурьоганское	66	94	211	430	634	800	825	2
Лонготьюганское	62	90	214	427	638	800	825	2
Харбейское	52	70	214	426	636	779	808	1
"	64	86	211	412	633	790	808	1
Бадьяганское	58	88	214	424	641	800	821	1
Ревулее	80	108	222	423	нет	810	831	2
Полиметаллическое	62	90	221	445	"	800	822	2
"	92	128	211	437	"	812	834	2
Ханмейское	48	78	206	417	642	775	817	1
"	46	66	203	418	633	776	815	1
Халькопирит-1	53,6	77,6	215,8	419	637	784	814	
Халькопирит-II	46-64	66-68	211-222	417-426	633-642	774-800	808-821	
	72,4	102	209,6	432	636	804	827	
	62-92	90-128	203-214	423-445	634-638	800-812	822-834	

ных генераций из разных объектов существенно отличаются по всем показателям. Так, халькопирит-1 окисляется и разлагается в 1,5-2 раза слабее, чем халькопирит-II. На кривых ДТА халькопирита-II все экстремумы сдвинуты на 13-17° в высокотемпературную область, а главный экзотермический пик характеризуется значительной правой асимметрией. Кривые ДТА халькопирита-II имеют также более выраженный эндотермический дуплет в области 780-820°C, причем второй максимум расщеплен (рис. 7).

Декрептометрическое изучение халькопирита показало, что газовыделение фиксируется в двух температурных интервалах. Первый интервал -80-280°C — подразделяется на два подынтервала: 80-160° (максимум — 150°) и 160-280° (максимум — 250°); средне-взвешенная — 212°. Этому интервалу на кривой ДТА соответствует слабый эндоэффект и потеря веса. Вторым интервалом газовыделения приходится на 400-450° и обусловлен разложением халькопирита. Учитывая, что температура декрепитации несколько выше температуры кристаллизации, мы оцениваем температуру образования халькопирита не выше 250°C. Часто наблюдаемая ассоциация халькопирита с более ранним по отношению к нему моноклинным или промежуточным пирротинном свидетельствует о кристаллизации халькопирита при температуре ниже 254°C.

Данные наших исследований и опубликованные данные [5, 9, 6, 10] привели к следующим выводам.

Положение халькопирита в ряду последовательности минералообразования. В палеогидротермальных системах халькопирит кристаллизуется позднее пирита, арсенопирита, арсенидов кобальта и никеля, пирротина и отчетливо раньше блеклых руд, сульфосолей, барита. Взаимоотношения халькопирита с галенитом, борнитом, халькозином неоднозначны, что обусловлено наличием нескольких генераций халькопирита. Одни исследователи выделяют 5-7 генераций халькопирита, другие, используя строгие онтогенетические критерии выделения генераций, приводят сведения о наличии двух или трех генераций, различающихся по положению халькопирита относительно борнита и (или) сфалерита [3, 5, 9]. Обобщение данных позволяет представить положение халькопирита в ряду последовательности минералообразования следующим: пирит, арсенопирит, арсениды кобальта и никеля → пирротин → халькопирит-1 → борнит+халькопирит-II → сфалерит → халькопирит-III+галенит → блеклые руды, сульфосоли. Следует отметить, что выделяемый часто халькопирит-II, возможно, отвечает заключительным моментам кристаллизации халькопирита-1 совместно с борнитом, впоследствии образующим структуры распада, и также является халькопиритом-1.

Положение халькопирита в структуре минералогенетической

системы. Халькопирит является сквозным минералом и устанавливается во всех частях структур минералогенетических систем. * Максимумы концентраций халькопирита занимают вполне определенное место в структурах минералогенетических систем. Относительно центров расходящейся зональности они отстоят дальше, максимумы концентраций магнетита, шеелита, берилла, молибдена, пирита, пирротина, борнита, но ближе, чем максимумы концентраций сфалерита, галенита, блеклых руд [5, 6, 3]. На примере Западно-Харбейской зоны установлено, что халькопириты различных генераций занимают различное положение в структурах минералогенетических систем — халькопирит-II отчетливо центробежен халькопирита-I и даже сфалерита.

Состав халькопирита характеризуется некоторым преобладанием в кристаллохимической формуле железа над медью и колебаниями содержания серы, причем чаще устанавливается ее дефицит.

В качестве изоморфных примесей в халькопирите установлены г/т: индий — 1500, галлий — 73, германий — 400, кадмий — 126, таллий — 33, селен — 950, теллур — 450, никель — 5700, кобальт — 8500, палладий — 45, платина — 4, рений — 75, висмут — 3000, серебро — 1070, мышьяк — 3200 [7, 4]. Наиболее важное типоморфное значение из примесей имеют индий, селен, теллур, никель, кобальт, висмут, кадмий, серебро, содержание и набор которых различаются как в месторождениях отдельных рудных формаций, так и в пределах частных минералогенетических систем [7, 11].

Важное типоморфное и генетико-информационное значение для халькопирита имеют, кроме упомянутых выше изоморфных примесей, метрика решетки [10], политипия [1, 6], многие физические свойства — твердость, плотность, величина термо-эдс, поведение при нагревании. Весьма информативным показателем, как показали проведенные исследования, является величина термо-эдс пространственные изменения которой для халькопирита значимы как в пределах рудоносной зоны, так и отдельных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воробьев Ю.К. Типоморфные особенности высокотемпературных халькопиритов. — В кн.: Состав и свойства минералов как показатель их генезиса. М.: Наука, 1978, с. 165-170.
2. Крейг Дж., Воган Д. Рудная микроскопия и рудная петрография. (Перевод с англ.). — М.: Мир, 1983. — 423 с.

* Под частями структур минералогенетических систем понимается зона (часть пространства), в пределах которой преобладает определенный минерал или он характерен только для данной зоны.

с англ.). — М.: Мир, 1983. — 423 с.

3. Литошко Д.Н. Молибденит как индикатор региональной минералогической зональности. — В кн.: Минералы и минеральные комплексы Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1983, с. 14-26. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 40).

4. Осташенко Б.А. Петрология и оруденение центрально-пайхойского базальтоидного комплекса. — Л.: Наука, 1979. — 113 с.

5. Сатпаева Т.А. Минералогические особенности месторождений типа медистых песчаников. — Алма-Ата: Изд-во АН Каз. ССР, 1958. — 243 с.

6. Силаев В.И. Зональность Саурей-Лекынтальбейского рудного узла и прогноз рудоносности Полярного Урала. — Сыктывкар, 1982. — 32 с. (Сер. препринтов "Науч. реком. — нар. хоз-ву" / АН СССР, Коми фил.; Вып. 36).

7. Средние содержания элементов-примесей в минералах. / Под ред. В.В.Иванова — М.: Недра, 1973. — 208 с.

8. Ткачев А.В. О распределении железа в сфалеритах месторождения Дальнезападный Жайрем. — ДАН СССР, 1982, т. 262, № 2, с. 445-447.

9. Филимонова А.А. Попыты по нагреванию борнитсодержащих колчеданных руд. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1952, № 3, с. 76-87.

10. Юшкин Н.П. Типоморфизм состава и свойств халькопирита пайхойских и вайгачских месторождений. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР: (Ежегодник — 1973) / АН СССР, Коми фил., Ин-т геологии). Сыктывкар, 1974, с. 148-155.

11. Юшкин Н.П. Опыт среднемасштабной топоминералогии. — Л.: Наука, 1980. — 376 с.

12. Электрохимический механизм окисления сульфидов месторождения Фестивальное (Комсомольский рудный район) / Л.К.Яхонтова, Л.Г.Нестерович, В.П.Постникова, В.Н.Лебедев. — В кн.: Минералы — индикаторы петрогенезиса. Владивосток, 1980, с. 161-167.

СУЛЬФИДЫ И АРСЕНИДЫ В БОКСИТОНОСНЫХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ СРЕДНЕГО ТИМАНА

И.В.Швецова, В.В.Лихачев

Бокситоносные коры выветривания на Среднем Тимане характеризуются присутствием сульфидов. Качественный состав сульфидов для большинства месторождений бокситов однотипный. Повышенное содержание сульфидов было установлено на северных участках Верхне-Щугорского месторождения [1]. Дальнейшее изучение показало, что в разрезе этих залежей присутствуют несвойственные для других бокситовых месторождений Тимана сложные сульфиды, сульфоарсениды, арсениды — зигенит, кобальтин, никелин, раммельсбергит.

В статье описаны некоторые свойства сульфидов и арсенидов их распределение в профиле коры выветривания участка Верхне-Щугор.

Пирит (FeS_2) наиболее широко распространен в изученных разрезах. Он встречается в виде идиоморфных кристаллов, реже зернистых агрегатов и сферолитов. Установлено три генерации пирита. Пирит первой генерации представлен кристаллами кубического кубооктаэдрического, пентагондодекаэдрического габитуса. Облик кристаллов иногда искаженный, встречаются уплощенные брусковидные индивиды. Размер кристаллов варьирует от микроскопических до метакристаллов (2-3 см в поперечнике). Характерны вросстки других минералов. По сравнению с пиритом метаморфических сланцев пирит первой генерации отличается повышенным содержанием Co, Ni, As. Распространен в низах коры выветривания; вверх по разрезу замещается гематитом. Гематитовые псевдоморфозы повсеместно встречаются в глинистой зоне коры выветривания и в бокситах, где они хорошо видны невооруженным глазом. Эта генерация пирита в коре выветривания имеет остаточное происхождение.

Вторая генерация пирита представлена мелкими октаэдрическими и кубическими кристаллами и сферолитами радиальнолучистого строения и обычно приурочен к линзам каолинита. Пирит встр

чается в виде гнездовых скоплений в парагенезисе с халькопиритом, сфалеритом, халькозином, зигенитом, кобальтином, никелином, раммельсбергитом ($NiAs_2$), марказитом и другими сульфидами и арсенидами меди, кобальта, никеля и серебра, характеризующими низко- и среднетемпературное гидротермальное изменение пород. Распространены эти минералы преимущественно в глинистой части коры выветривания.

Третья генерация пирита обязана своим происхождением палеогенным процессам. Гипергенный пирит наиболее распространен в переотложенных бокситах, встречается также в латеритных бокситах и аллитах. Формы проявления — кристаллы, сферолиты, зернистые агрегаты.

В глинистых породах коры выветривания в ассоциации с перечисленными выше сульфидами, сульфоарсенидами и арсенидами встречается марказит, представленный хорошо образованными кристаллами и их сростками характерного гребенчатого или копьевидного облика. Он имеет, по-видимому, гидротермальное происхождение.

Широко распространены, но обычно малочисленны в описываемой коре выветривания галенит, сфалерит, халькопирит. Представлены они кристаллами: галенит — кубическими, сфалерит — тетраэдрическими, кубооктаэдрическими, халькопирит — тетраэдрическими. Минералы встречаются как в гнездах каолинита в сульфидно-мышьяковой гидротермальной ассоциации, так и в аллитах и бокситах. Галенит особенно часто отмечается в переотложенных бокситах, реже латеритных, где приурочен к пустотам выплывания осветленных высокомодульных пород. Эти минералы, так же как и пирит, по-видимому, представлены тремя генерациями: остаточной (имеющей метасоматическое происхождение), гидротермальной и эпигенетической.

Халькозин (Cu_2S) довольно широко распространен в породах коры выветривания и в подстилающих полевошпатовых метасоматитах. Он образует прожилки, гнездообразные включения и обычно наблюдается в виде идиоморфных кристаллов, реже — в виде почковидных зерен, иногда в виде тонкозернистых масс и псевдоморфоз по другим сульфидам. Кристаллы призматического габитуса, вытянутые по оси "а", с грубой вертикальной штриховкой. Часты двойники по (110), которые имеют коленчатый облик, и тройни-двойники по (110), которые имеют коленчатый облик, и тройни-двойники по (110), которые имеют коленчатый облик, и тройни-двойники по (110), которые имеют коленчатый облик. Цвет халькозина черно-серый, характерна зеленоватая побежалость. Минерал подтвержден рентгенометрическим анализом (табл. 1). Халькозин образуется при низкотемпературном гидротермальном процессе (идиоморфные кристаллы) и может быть гипергенным, слагая

псевдоморфозы по другим сульфидам или образуя землистые массы. Зигенит $(Co, Ni)_3S_4$ встречен в каолининовом прослойке глинистой зоны коры выветривания в парагенезисе с пиритом, марказитом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, халькозином, кобальтином, никелином. Образует октаэдрические мелкие (0,1 мм) кристаллы и зерна. Цвет светло-стально-серый, с розовым оттенком. Встречаются октаэдры целиком или частично (по данным рентгенометрическим анализом (табл. 1). Замещается халькозином. Встречаются октаэдры целиком или частично (по данным рентгенометрического анализа) замещенные халькозином.

Кобальтин $(CoAsS)$ встречен в этой же ассоциации в виде зерен редко - в виде кристаллов октаэдрического, пентагондодекаэдрического облика. Цвет его темно-серый, что связано, по-видимому с повышенным содержанием никеля и железа. Рентгенограмма логична эталонной (табл. 1).

Раммельсбергит $(NiAs_2)$ встречен в белой рыхлой породе в выветривании коры выветривания в упомянутой выше ассоциации. Представлен обломками зернистых и радиально-волокнистых агрегатов (угловатые выколки), реже призматическими кристаллами ромбического облика. Цвет оловянно-белый. Рентгенограмма близка эталонной (табл. 1).

Никелин $(NiAs)$ обнаружен в плотной глинистой породе коры выветривания внутри линзы каолинита, мощностью 10 см. Разделена прожилка никелина $2,0 \times 0,6$ см. Встречаются также небольшие метрические стяжения никелина, иногда почковидные образования диаметром около 1 мм. Каждое стяжение находится в центре прожилки или прожилка каолинита. Никелин плотный, тонкокристаллический, светло-серый с розовым оттенком. По периферии никелиновых стяжений нередко наблюдается каемка серого цвета. Удельный вес никелина, определенный по микронавеске, равен $6,37$ г/см³, что несколько ниже эталонного ($7,6$ г/см³). Рентгенограмма никелина приведена в табл. 1, результаты полуколичественного спектрального анализа - в табл. 2. По-видимому, никелин находится в тесном сростании с кобальтином. Об этом свидетельствует повышенное содержание Co в никелине (табл. 2). К тому же в рентгенограмме никелина имеются линии, характерные для кобальта (табл. 1). Пониженный удельный вес никелина также свидетельствует о примеси в нем фазы кобальтина (уд. вес кобальтина $6,2$ г/см³). Кроме того, никелин частично подвергся вторичным изменениям. Содержание никеля, по данным химического анализа, $33,96\%$.

В породах более высоких горизонтов коры выветривания встречены почковидные образования никелина, почти нацело замещенные халькозином.

Межплоскостные расстояния минералов

Никелин 3933/84, дифракто- грамма	Зигенит 3616/10		Халькозин 3616/10-2		Кобальтин 3616/10д		Раммельсбергит 3605/2		Аннабергит 3426/18а		Елизаветинскит 3425/79	
	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n
1	4,0	5,44	1	3,31	1	3,53	3	3,13	8	6,63	4	9,4
1	3,58	3,35	1	2,81	1	3,26			2	6,03	1	5,0
1	3,27	3,16	1	2,61	1	2,97	3	3,13	2	4,85	10	4,65
1	3,15	3,02	10	2,37			8	2,83	4	4,29	1	4,13
10	2,68	2,85	1	2,28	10	2,81	5	2,77	3	3,85	1	2,65
1	2,45	2,76	2p	2,14	10	2,50	10	2,52	1	3,54	10	2,36
2	2,00	2,61	5	2,04	3	2,35	5	2,07	6ш	3,18	1	2,04
8	1,972	2,47	10	1,945	6	2,29	10	1,881	10	2,98	10	1,869
5	1,818	2,36	10	1,854	1	1,91	2	1,602	5	2,70	1	1,698
2	1,487	2,25	3	1,677	5	1,838	1	1,564	1	2,51	4	1,562
1	1,338	2,15	1	1,635	7	1,693	7	1,455	3	2,43	5	1,453
		2,05			9	1,657	5ш	1,421	4	2,31	1	1,434
		2,01			1	1,561	2	1,389	1	2,18	4	1,386
		1,948			2	1,506	2	1,364	2	1,941	2	1,245
		1,858			5		3	1,293	1	1,850	2	1,233
		1,819					8	1,268	2	1,689	4	1,150
		1,673					2	1,252	6	1,648	2	
		1,594					5	1,234	2	1,594	2	
		1,446					8	1,152	1	1,526	4	
		1,367					8	1,119	1	1,491	4	
		1,268					3	1,050	3	1,448		
		1,234					2	1,039	2			
		1,209					2	1,016	1			
		1,185					9	0,9955	1			
		1,095					5					
		1,067										

Таблица 2

Результаты химического и полуколичественного спектрального анализа никелина и никелинсодержащих тяжелых фракций

Элемент	3933/84	3933/84	3616/10	3616/10	3605/2
	Никелин	Никелин (хим. ан.)	Тяж. не эл./м. фр. каолини-товой пробы	Каолинит	Тяж. не эл./м. фр. выветр. метасомати-тов
Be			0,001		0,0007
As	n		n		0,2
Sc	0,002		0,002	0,001	
P			n		n
Sb	0,n		0,1		0,03
Mn	0,05		0,04	0,003	0,1
Pb	0,005	0,043	n		0,01
Nb	0,0n				0,1
W					0,n
Ge	сл				
Bi			0,02		0,002
Mo	0,003				0,05
V			0,006	0,001	0,01
Cu	0,3	0,069	n	0,001	0,04
Cd	0,2		меш Co	0,0005	
Ag	0,01		0,n		0,0003
Zn	0,02	0,033	0,03	0,01	0,05
Ti	0,3		0,1	0,1	n
Co	0,n	0,48	n	0,003	0,07
Ni	n	33,96	0,8-1	0,01	0,5
Zr				0,01	0,2
Cr	0,005		0,003	сл	0,01

щенные рыхлым порошковидным веществом зелено-желтого цвета. С помощью рентгенометрического анализа было установлено, что это — аннабергит $Ni_3(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$ (табл. 1). Замена никелина аннабергитом происходила изнутри никелиновых почек. По периферии их наблюдается каемка неизмененного никелина.

В профиле коры выветривания распределение никеля неравномерное. В неизмененных полевошпатовых метасоматитах никель спектральными методами фиксируется не всегда, количество его меняется от 0 до 30 г/т. В нерастворимых остатках метасоматитов он встречается чаще и в больших количествах.

Породы коры выветривания обогащены никелем по сравнению с подстилающими их метасоматитами. Частотные графики распределения никеля по основным литотипам пород коры выветривания в скв. 2266 показали, что содержание никеля в бокситах составля-

ет 84 г/т, в подрудных аллитах — 96 г/т, самое высокое — 270 г/т — зафиксировано в межрудных аллитах. Кривые распределения никеля в изученных разрезах идентичны и характеризуются приуроченностью максимальных концентраций никеля к межрудным и подрудным аллитам и пониженным его содержанием в высокомодульных бокситах. Объяснить столь высокие концентрации никеля в продуктах выветривания только остаточными накоплениями невозможно.

Примерно такое же распределение в профиле коры выветривания характерно для кобальта и меди. В полевошпатовых метасоматитах содержание Co меняется от 0 до 10 г/т. В профиле коры выветривания содержание Co сильно колеблется. Обычно оно близко к кларковому для бокситов, но встречаются аномалии, в которых содержание его увеличивается до 100-300 г/т. Такие изменения в содержании Co связаны с гнездово-прожилковой формой нахождения кобальтовых минералов. Повышенное содержание Co часто приурочено также к прослоям, обогащенным гидроокислами марганца (до 1000 г/т). С помощью рентгенометрического анализа (табл. 1) в них установлен кобальт-марганцевый гипергенный минерал елизаветинскит $(Mn, Co)O[OH]$. В балансе Co в профиле коры выветривания определенную роль играет повышенное содержание Co (до 0,252% по данным химического анализа) в остаточном окисленном пирите.

Медь в полевошпатовых метасоматитах максимально концентрируется в тяжелых фракциях нерастворимых остатков. Напротив, при колебании содержания меди в метасоматитах от 0 до 50 г/т тяжелые фракции нерастворимых остатков содержат CuO до 1,88%. Баланс меди в них в основном определяется ее собственными минералами: халькозином, халькопиритом. Некоторая часть меди концентрируется в пирите. В профиле коры выветривания содержание меди колеблется от 5 до 100 г/т, что связано с гнездово-прожилковой формой нахождения медьсодержащих минералов — халькопирита, халькозина, никелина, кобальтина, самородной меди. В процессе выветривания медистые минералы разрушаются, медь выносится за пределы коры выветривания, часть ее близ контакта с невыветрелыми метасоматитами образует малахит.

Свинец в тяжелых фракциях нерастворимых остатков подстилающих метасоматитов содержится в количестве 0-100 г/т. В профиле коры выветривания свинец распределен неравномерно. Отчетливое увеличение содержания свинца (до 0,823%) приурочено к ожелезненным горизонтам бокситов с алюмофосфатной минерализацией, где установлены гинсдалит и плюмбогуммит. В осветленных породах коры выветривания и в бокситах основная часть свинца связана с эпигенетическим галенитом.

Содержание цинка в полевошпатовых метасоматитах меняется от 0 до 70 г/т. В тяжелых фракциях нерастворимых остатков метасоматитов содержание цинка весьма изменчиво — от 0 до 3000 г/т. В породах коры выветривания содержание цинка также весьма непостоянно (от 0 до 1500 г/т). Цинк присутствует обычно в виде сфалерита, входит в состав галенита (до 800 г/т), пирита (0-500 г/т) и связан, по-видимому, с алюмофосфатной минерализацией. В полевошпатовых метасоматитах обнаружен также самородный цинк. Он представлен пластинчатыми выделениями, параллельными сростками тонких чешуек, мягких, ковких. Цвет его светло-серый, блеск яркий металлический. Подтвержден рентгеновским и локальным рентгеноспектральным анализами. Самородный цинк встречен в парагенезисе с пиритом, баритом, рутилом, флюоритом, кальцитом.

Заключение

Таким образом, в бокситоносных корах выветривания северных залежей Верхне-Щугорского месторождения впервые установлена сульфидно-арсенидная минерализация, которая свидетельствует о низкотемпературной гидротермальной переработке бокситоматеринских пород.

Вверх по профилю выветривания минералы сульфидно-арсенидной ассоциации разрушаются, замещаясь гипергенными минералами (аннабергит, елизаветинскит, гипсдалит, плюмбогуммит, малехит и др.).

Минералы сульфидно-арсенидной ассоциации играют существенную роль в балансе Ni, Co, Cu, As, Pb в профиле коры выветривания.

Установление Cu-Co-Ni-As-минерализации в породах коры выветривания северных залежей Верхне-Щугорского месторождения позволяет предположить наличие в этом районе проявлений указанных руд, а также ассоциирующих с ними благородных металлов.

ЛИТЕРАТУРА

Швецова И.В. Сравнительная характеристика аксессуарных минералов бокситах Среднего Тимана. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северного Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с. 65-68. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 27).

ЦЕОЛИТЫ СЕВЕРНОГО ТИМАНА

Б.А. Остащенко

В последнее время наметилась тенденция к широкому использованию в народном хозяйстве различных цеолитов. В связи с этим серьезный интерес представляют цеолиты Тимана.

На Северном Тимане цеолиты до сих пор практически не исследовались. В 1913 г. А.Е. Ферсман описал анальцитом из коллекции П.Ф. Чернышева [4]. В.А. Пивень и М.А. Данилов [2] дали краткую характеристику анальцитомовому цементу в песчаниках р. Волонги.

В результате проведенных нами минералогических исследований на Северном Тимане [1] установлены два типа цеолитовых проявлений: 1 — морденит-анальцитомовый, связанный с верхнедевонскими базальтами, 2 — анальцитомовый, связанный с нижнекарбонными осадочными образованиями.

В базальтах цеолиты встречаются в субвертикальных жилах мощностью 0,6-0,8 м, прослеживающихся на 12-15 м, а также в маломощных ветвящихся прожилках, косо секущих базальты. Часто отмечаются линзообразные выполнения в горизонтальных полосках отслоения отдельности базальтов. Цеолиты образуют периферийные каймы в секрциях аметист-кварц-халцедонового состава. Изредка встречаются секрции цеолитового или кальцит-цеолитового состава. Широко проявлен процесс цеолитизации базальтов, выражающийся в "пропитке" цеолитами базальта с образованием "цеолитита" — породы, содержащей 60-80% цеолита.

Группа представлена морденитом (высококальциевым и кальциевым), гейландитом, десмином, натролитом.

Субвертикальные жилы в базальте обычно имеют четкие ровные контакты с вмещающей породой и представлены массивным мелкозернистым агрегатом кварц-морденит-кальцитового состава. Косо секущие прожилки отличаются сложным составом и включают кварц, аметист, барит, халцедон, пирит, пирротин, халькозин, галенит, сульванит. Эти жилы обычно зональны: периферийная часть — тонкие прослои морденитового состава с кальцитом, халькозином, пиритом, пирротином; далее к центру — кальцитовая зона, на которую наслаивается полосчатый халцедон; центральная

часть представлена прозрачным и дымчатым кварцем и аметистом. Цеолиты в полостях отслоения базальтов формируют мономинеральные обособления, представленные анальцимом. В пустотах наблюдаются многочисленные белые или слабо-розовые тетрагонтриоктаэдрические кристаллы с четкой огранкой. Розоватая окраска формируется за счет вхождения в трещины анальцима гидроксидов железа. Размер отдельных кристаллов достигает 8 см, а друз — 50 см.

Периферийные каймы агатовых секретий довольно часто содержат зональные концентрические агрегаты, сложенные высококальциевым, кальциевым и обычным морденитом. Зоны различаются по цвету: кремовые, зеленые, бурые, белые. Размер сферолитов достигает 2,0 см. На контакте секретии с базальтом и в самом базальте отмечаются таблички мясо-красного гейландита.

Цеолитовые и кальцит-цеолитовые жеоды в базальте достигают в диаметре 12 см. Чисто морденитовые жеоды светло- и темно-коричневых цветов сложены рыхлым тонкоигольчатым, спутанно-волоконистым агрегатом. Его формирование происходит в результате выщелачивания кальцита из массивных, плотных кальцит-морденитовых жеод.

Зоны пропитки базальтов цеолитами представлены двумя типами минерализации: морденитовой и анальцимовой. Водяно-прозрачные кристаллы, иногда с красноватым оттенком, заполняют пустоты, образовавшиеся за счет выщелачивания кальцитовых миндалин базальта, и составляют до 25-40% породы. Размер кристаллов не превышает 4-5 мм. Миндалины окружены "рубашкой" фисташково-зеленого смектита, а по базальту развивается кайма красно-бурых гидроксидов железа.

Ниже приводится характеристика минералов цеолитовой формации.

Морденит — $(CaNa_2K_2) [AlSi_5O_{12}]_2 \cdot 7H_2O$. Минерал тонкоигольчатый; отношение длины к ширине кристаллов колеблется от 10 до 25. В большинстве случаев морденит прозрачен, но иногда (в случаях, когда минерал встречается в сростании с кальцитом в центральных частях кристаллов) отмечаются участки, заполненные окрашенными жидкими включениями. Они придают агрегату светлого-коричневую или бурую окраску. Жидкость в полостях отчетливо фиксируется в двуполированных шлифах при условии, если игольчатый кристалл ориентирован вдоль плоскости шлифа. При нагревании под микроскопом хорошо заметно перемещение границы жидкости. На рис.1 а показана структура спутанно-волоконистого кальцит-морденитового агрегата. Электронно-микроско-

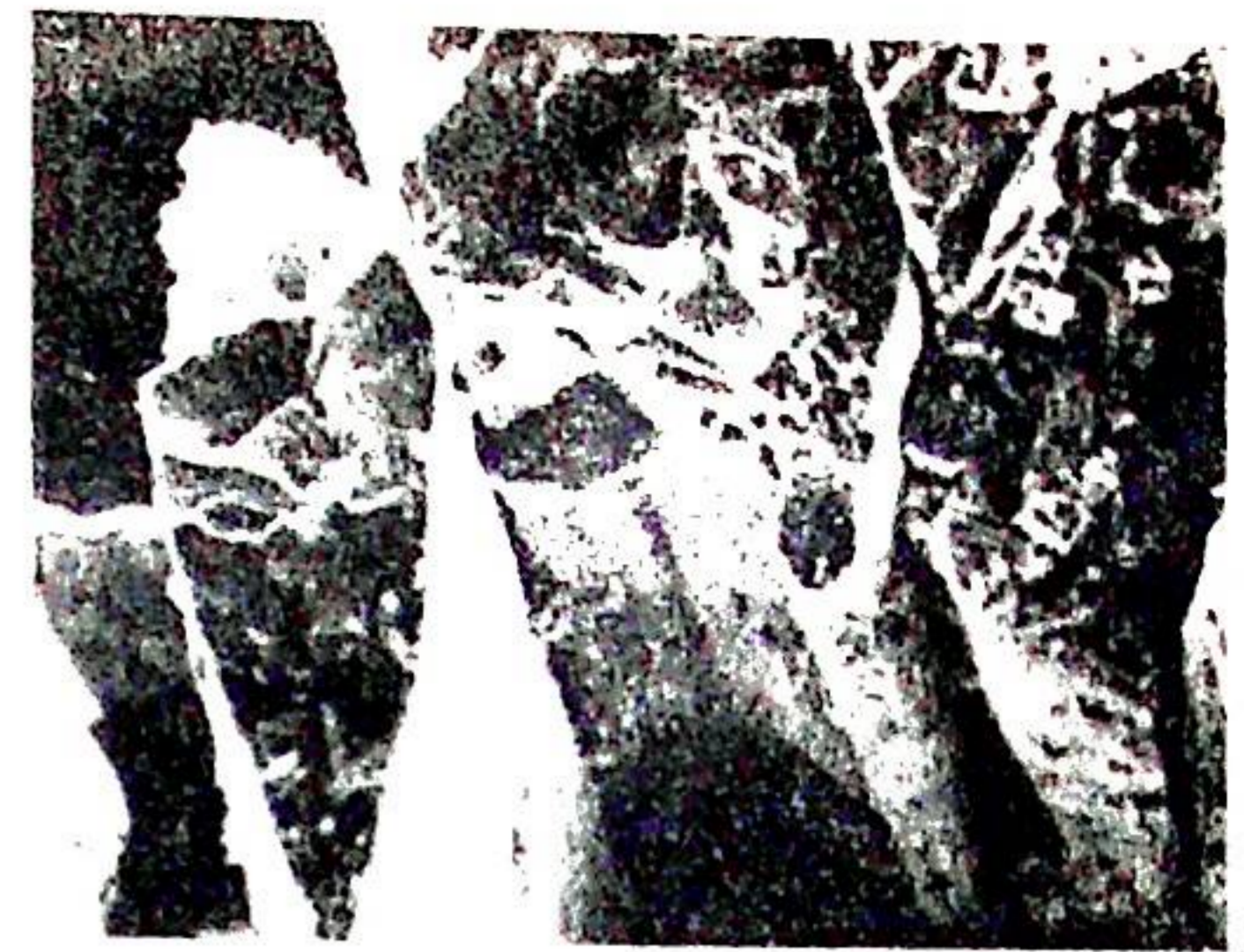
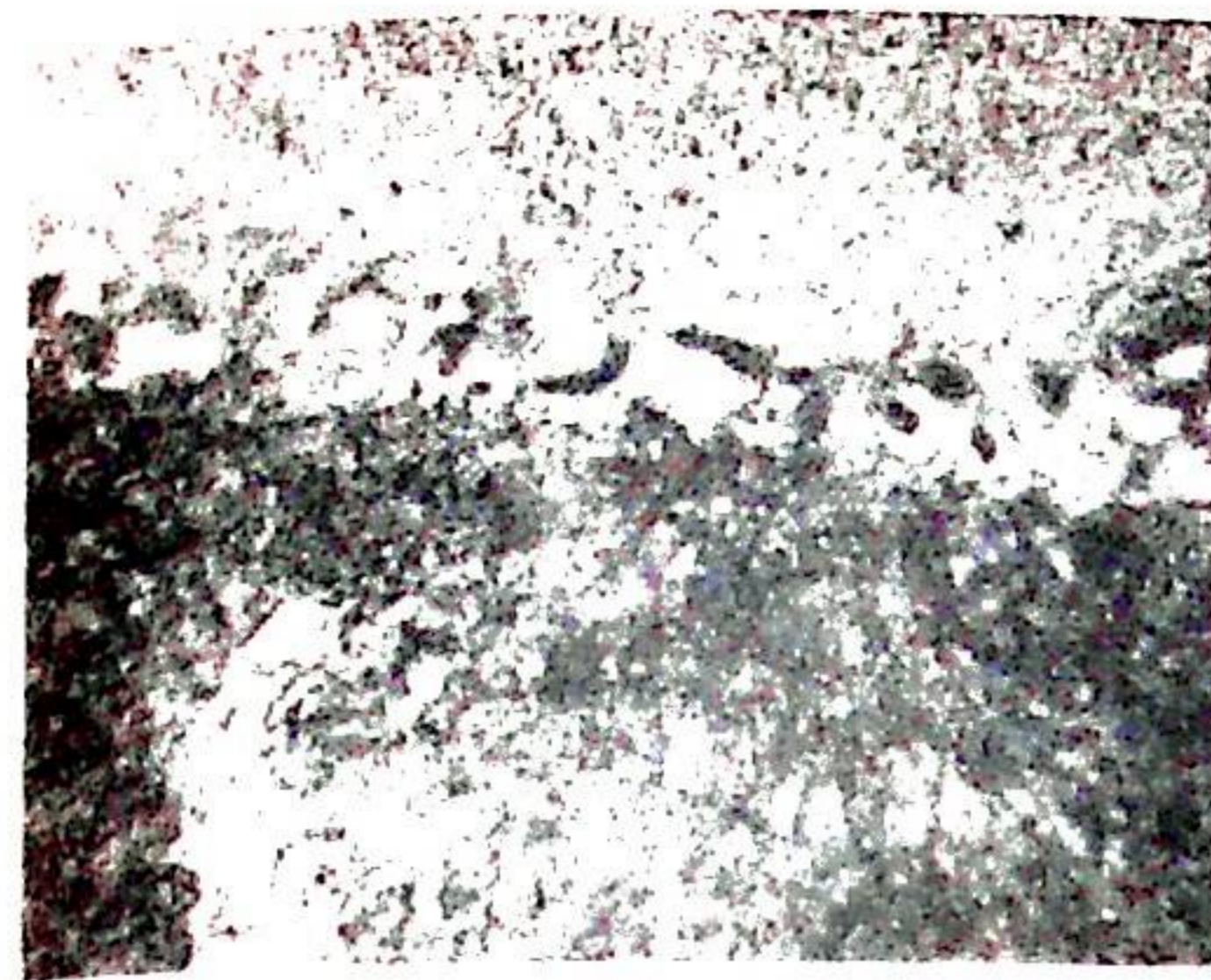


Рис. 1. Формы выделений морденита: а) спутанно-волоконистый агрегат в кальците; увел. 10; б) уплощенные кристаллы с каналами вдоль длинной оси; РЭМ, увел. 500.

пическими исследованиями установлено, что кристаллы зачастую скручены, деформированы. На иглах наблюдаются раздувы, соизмеримые с толщиной кристалла. В отдельных случаях в сколах наблюдается не один канал, а несколько уплощенных каналов (рис. 1 б).

Результаты химических анализов морденита приведены в табл. 1. Химический состав меняется от $(Na_{0,4}K_{0,3})_{0,7} (Ca_{0,3}Mg_{0,05}Mn_{0,03})_{0,38} [Fe_{0,13}Al_{1,89}]_{2,02} Si_{10,11} O_{24} \cdot 7H_2O$ до $(Na_{0,5}K_{0,16})_{0,66} (Ca_{0,14}Mg_{0,05})_{0,19} [Fe_{0,04}Al_{2,0}]_{2,04} Si_{10,14} O_{24} \cdot 6,5H_2O$.

Спектральным анализом в минерале установлены следующие элементы-примеси, вес.% : постоянно — Be (0,0004-0,0005), V — (следы — 0,001), Cu (0,0002-0,001), Ag (0,0001-0,0002), Sr (0,03-0,05) Ba (0,001-0,01); эпизодически — Sb (0,003), Pb (сл.-0,002), Ga (следы), Ge (следы), Mo (0,001), Y (0,003), La (следы), Sn олово (следы).

Кривые вакуумной декрептоактивности имеют одинаковый характер и фиксируют максимум газовыделения в интервале 60-80°C, отвечающий потере воды из каналов и полостей в кристаллах (рис.2). Основная потеря веса воды при нагревании происходит в интервале 0-400°C, а изменение веса при дальнейшем нагревании в пределах 700-900°C соответствует структурной перестройке минерала (рис.3). Инфракрасные спектры морденита (рис.4) отличаются широкой полосой в области 1040-1200 см⁻¹, свидетельствующей о наличии большого количества кристаллизационной воды.

Минералогическими наблюдениями установлено, что и в жилах, и в агатовых секретиях морденит выделялся раньше халцедона. Определение абсолютного возраста морденита калий-аргоно-

вым методом показывает, что время его образования укладывается в интервал 108-150 млн. лет.

Гейландит — $\text{Ca}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Распространен значительно реже морденита. Отличительной особенностью является почти постоянное его присутствие в контактовых частях секреций и базальта с преимущественным развитием в сторону базальта. Минерал представлен короткотаблитчатыми кристаллами длиной не более 5 мм. Цвет обычно мяско-красный, реже бледно-розовый. В шлифе бесцветный; $n_g = 1,503$, $n_p = 1,498$. Минерал диагностирован рентгенографически.

Десмин — $\text{Ca}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_2 \cdot 6,5\text{H}_2\text{O}$. Образует сноповидные агрегаты диаметром до 1 см. Цвет обычно бледно-розовый, блеск перламутровый. Химический состав, вес. %: $\text{SiO}_2 = 56,48$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15,64$, $\text{FeO} = 0,06$, $\text{MnO} = 0,023$, $\text{CaO} = 8,27$, $\text{Na}_2\text{O} = 0,51$, $\text{K}_2\text{O} = 0,51$, $\text{H}_2\text{O}^+ = 11,48$, $\text{H}_2\text{O}^- = 6,22$, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,01$, $\text{CO}_2 = 0,42$. Спектральный анализ показывает удивительную чистоту минерала относительно элементов-примесей. Обнаружены, вес. %: стронций (0,05), барий (0,008), серебро (следы) и титан (следы). Максимум декрептоактивности десмина при анализе подтверждают определенное химическим методом количество воды. Потеря веса в интервале 0-800°C составляет 18,12%. Интенсивное выделение воды происходит при температуре 200-400°C (рис.3). Широкая полоса поглощения на ИК-спектре (рис.4) в области 1020-1200 см^{-1} указывает на значительное количество кристаллизационной воды.

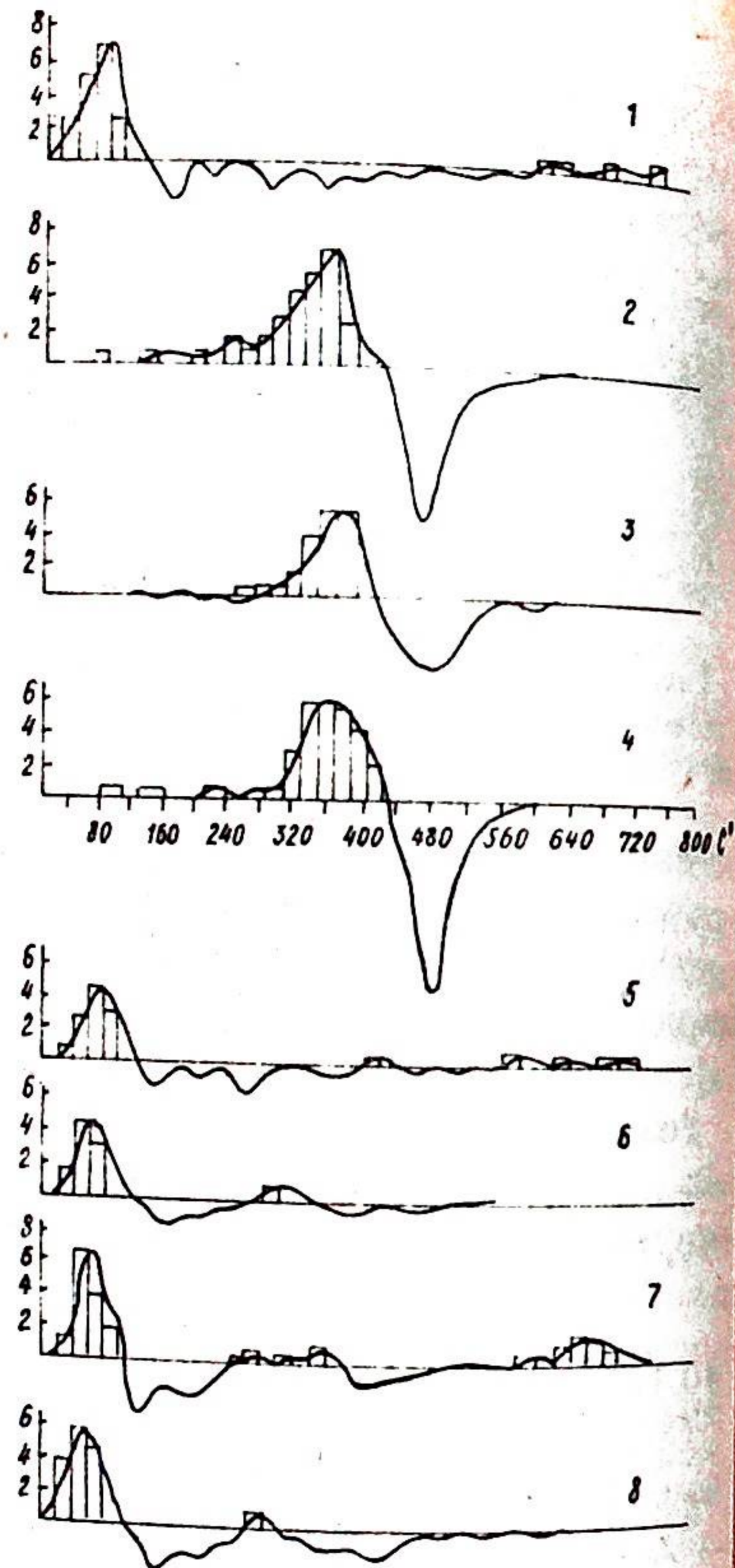


Рис. 2. Кривые вакуумной декрептоактивности цеолитов. 1 — десмин, 2, 4 — анальцим, 5-8 — морденит.

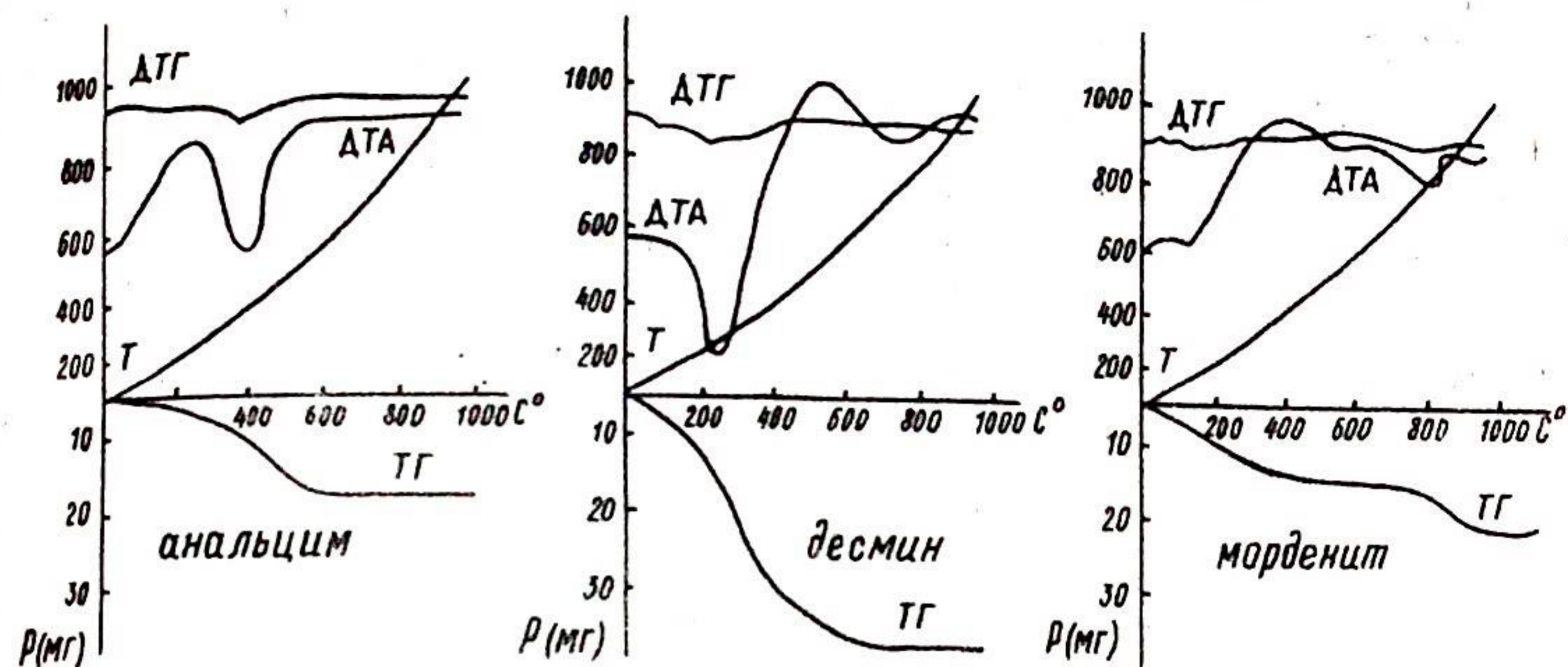


Рис. 3. Термограммы цеолитов.

Анальцим — $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Минерал широко распространен в базальтах Северного Тимана. Форма кристаллов удивительно хорошо выдержана, и практически отмечаются лишь два габитусных вида: тетрагонтриоктаэдр и комбинация тетрагонтриоктаэдра с кубом. Первая характерна для анальцима из субгоризонтальных полостей отслоения базальта и для мелких кристаллов анальцима в миндалинах. В этом случае минерал либо белый, либо водяно-прозрачный со слабым розоватым оттенком. Вторая форма характерна для анальцима из вертикальных жил в базальтах мыса Чайцын. Цвет минерала чаще мяско-красный, бурый. Густоокрашенной является центральная часть кристалла, а периферийная имеет бледно-голубую, водяно-прозрачную окраску. Отличительной особенностью анальцима этого типа является то, что поверхности граней в большинстве случаев покрыты друзами игольчатых микрокристаллов кварца, размеры индивидов которого колеблются в пределах 0,2-1,3 мм. Выпадение кристаллов кварца на грани анальцима происходило, по-видимому, в условиях резкого пересыщения растворов кремнеземом на заключительной стадии роста анальцима. Под микроскопом видно, что отдельные кристаллики кварца погружены в анальцим на глубину до 2,0 м.

По химическому составу густоокрашенный анальцим мыса Чайцын (табл.2, 5602-1, 5613-5) отличается от анальцима светлых разновидностей содержанием железа; что, вероятно, связано с присутствием гидроксидов железа, придающих кристаллам бурю окраску. Спектральным анализом установлено наличие следующих элементов, вес. %: Pb (0,0001-0,001), Ga (следы), Cu (0,0001-0,0002),

Результаты химических анализов морденита

Таблица 1

Компонент	Номер образца						Средний состав
	A-17	5507	5603-2	5614-3	5634-4	5808-8	
SiO ₂	64,84	60,82	76,59	50,82	55,30	62,08	60,95
TiO ₂	0,01	не обн.	не обн.	0,03	0,01	не обн.	0,01
Al ₂ O ₃	11,02	9,72	7,79	7,22	9,00	11,00	9,32
Fe ₂ O ₃	0,43	0,04	0,30	0,53	0,10	0,66	0,30
FeO	не обн.	0,06	не обн.	0,33	0,09	не обн.	0,07
MnO	1,64	0,177	не обн.	0,353	0,19	сл.	0,35
MgO	не обн.	0,03	0,17	0,49	0,15	0,10	0,40
CaO	4,11	8,21	0,70	16,49	12,38	0,43	0,23
Na ₂ O	2,89	2,14	4,13	1,18	1,49	6,21	8,49
K ₂ O	0,36	1,37	1,55	1,20	1,54	1,62	2,19
H ₂ O ⁺	8,71	7,80	не обн.	6,23	6,78	1,90	1,30
H ₂ O ⁻	6,18	5,26	4,14	4,32	5,26	7,52	5,74
P ₂ O ₅	0,02	0,01	не обн.	0,02	0,01	не обн.	0,01
CO ₂	0,47	4,26	не обн.	11,28	7,77	2,59	4,75
п.п.п.	14,30	16,13	8,88	20,08	18,63	не обн.	11,15
Сумма	99,62	99,90	100,11	100,49	100,07	99,60	99,91

Ag (0,0004-0,0005), Cr (0,002-0,003), Ba (0,002-0,003), Sn (следы).

Параметр решетки $a_0 = 13,67-13,68 \pm 0,02 \text{ \AA}$. На термограммах анальцима наблюдается один эндоэффект в интервале 400-440°C; потеря воды колеблется в пределах 8,78-9,23% (рис.3). Термолюминесценция у минерала отсутствует. ИК-спектры анальцима (рис.4) соответствуют эталонным. Максимум декрептоактивности приходится на интервал 320-400°C (рис.2).

Цеолитовая минерализация, связанная с осадочными образованиями нижнего карбона, установлена на р.Волонге [2], где в основании волонгской свиты устойчиво прослеживаются горизонты песчаников, сцементированных анальцимом.

Анальцим в породе диагностирован рентгенографически. В шлифах выделяются три разновидности анальцимового цемента. Первая -- микрозернистый буроватый изотропный цемент, в котором наблюдаются округлые участки, включающие 1-2 десятка зерен кварца (рис.5 а). Процессы преобразования цемента приводят к формированию однородных оолитовых выделений анальцима. Вторая разновидность -- анальцим, формирующийся в результате коррозии зерен кварца. При этом происходит как бы растаскивание единого зерна кварца на отдельные блоки. Анальцим этой разновидности прозрачен и при обычном свете не отличается от кварца, но в поляризованном свете он изотропен. Третья разновидность анальцима -- шарообразные скопления диаметром 50-60 мкм (рис.5 б). Цвет концентрически-зонального анальцима зеленовато-коричневый, поверхность шагреневая. Часто по анальциму развивается хлорит.

Пересчет результатов химических анализов песчаников (по натрию) показал, что в породе содержится от 18,2 до 29,4% анальцима.

Формирование анальцима, по-видимому, происходило за счет переработки обломочного материала пород основного состава, так как в песчаниках наблюдается повышенное относительно клар-

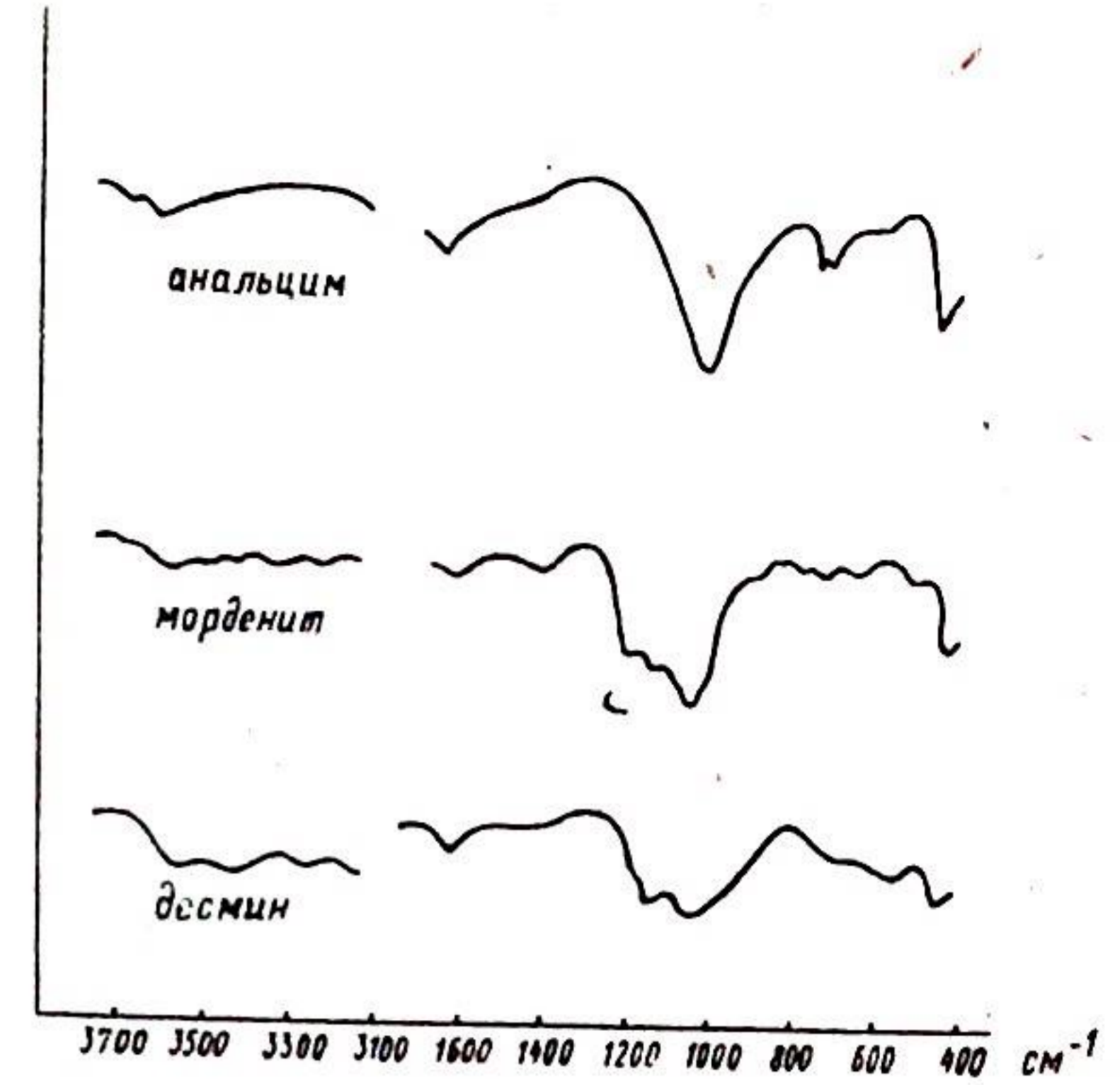


Рис. 4. Кривые инфракрасных спектров цеолитов.

Компонент	Номер пробы				
	5602-1	5613-5	5702-3	5722	5724-1
SiO ₂	59,46	57,36	57,18	57,83	57,09
TiO ₂	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	18,93	20,58	20,89	20,33	20,88
Fe ₂ O ₃	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
FeO	1,95	1,08	0,12	0,06	0,08
MnO	0,008	0,08	не обн.	не обн.	не обн.
MgO	0,04	0,04	0,29	не обн.	0,14
CaO	0,12	0,12	0,41	0,28	0,30
Na ₂ O	11,64	12,00	13,11	13,08	13,46
K ₂ O	не обн.	0,04	0,13	0,04	0,11
H ₂ O	8,45	8,39	8,60	5,79	8,41
CO ₂	0,03	0,01	не обн.	не обн.	не обн.
P ₂ O ₅	0,01	0,19	не обн.	не обн.	не обн.
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	3,14	2,79	2,74	2,84	2,73

цима разорвана в пространстве и во времени. Цеолиты морденитовой группы формировались из растворов, возникших в результате низкотемпературного метаморфизма цеолитовой фации. Анальцимизация происходила за счет гидротермальных слабо пересыщенных растворов в обстановке медленной кристаллизации. На это указывает постоянство их состава и стабильность отношений SiO₂/Al₂O₃.

ЛИТЕРАТУРА

1. Остащенко Б.А. Метаморфогенное цеолитообразование на Северном Тимане. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1983, с.79. (Тр. Ин-та геологии Коми фил.АН СССР, вып.44).
2. Пивень В.А., Данилов М.А. К стратиграфии, литологии и полезным ископаемым нижнекаменноугольных отложений Северного Тимана. — ДАН СССР, т.252, с.430-434.
3. Соколова Т.Н., Воронин Б.И. Анальцим из верхнепермских отложений Оренбургского Приуралья. — В кн.: Природные цеолиты. М.: Наука, 1980, с.175-177.
4. Ферсман А.Е. Материалы к исследованию цеолитов России. 3. Цеолиты Урала и Тимана. — Тр.Геол. муз. АН СССР, 1914, т.7, вып.5, с.181-204.

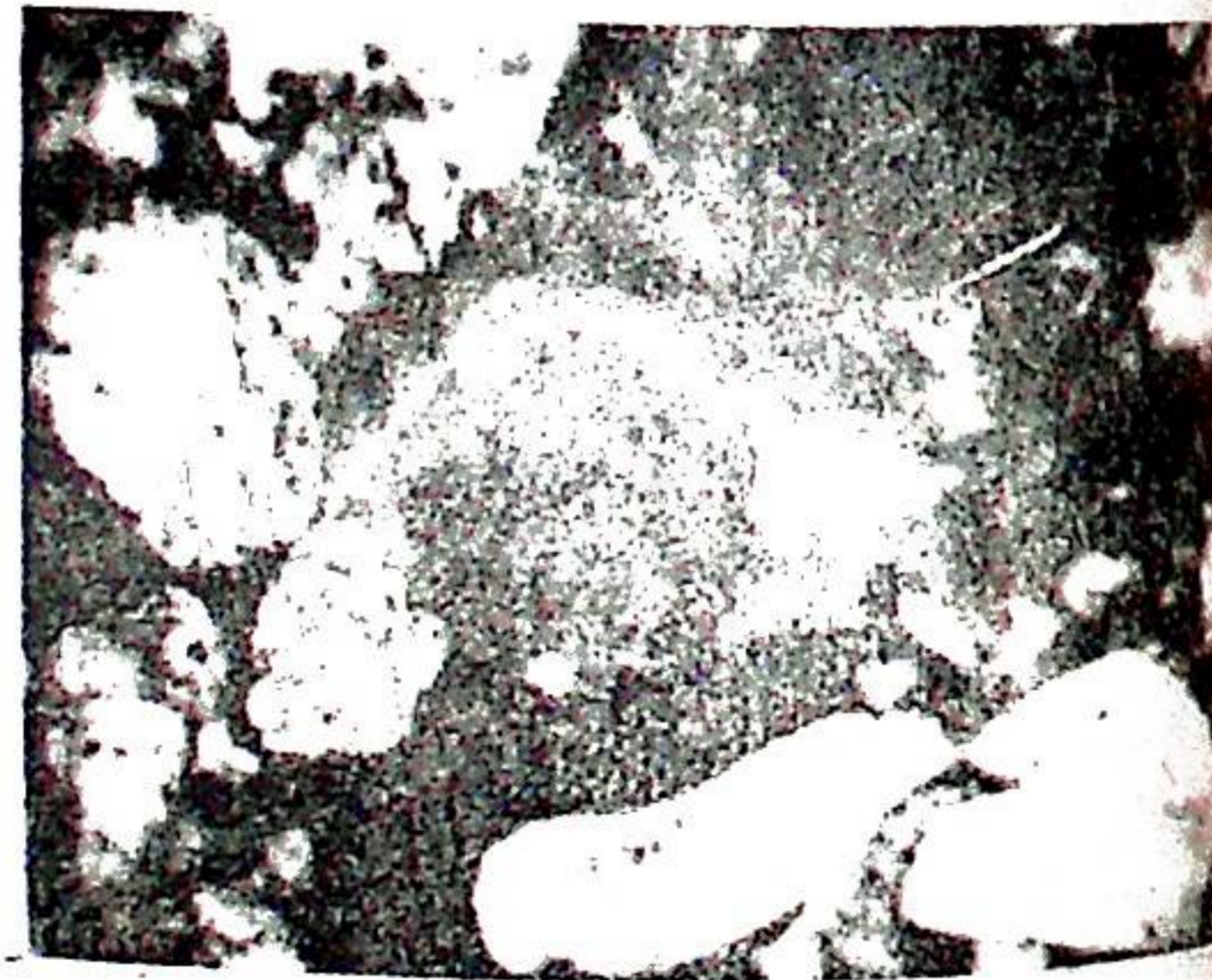
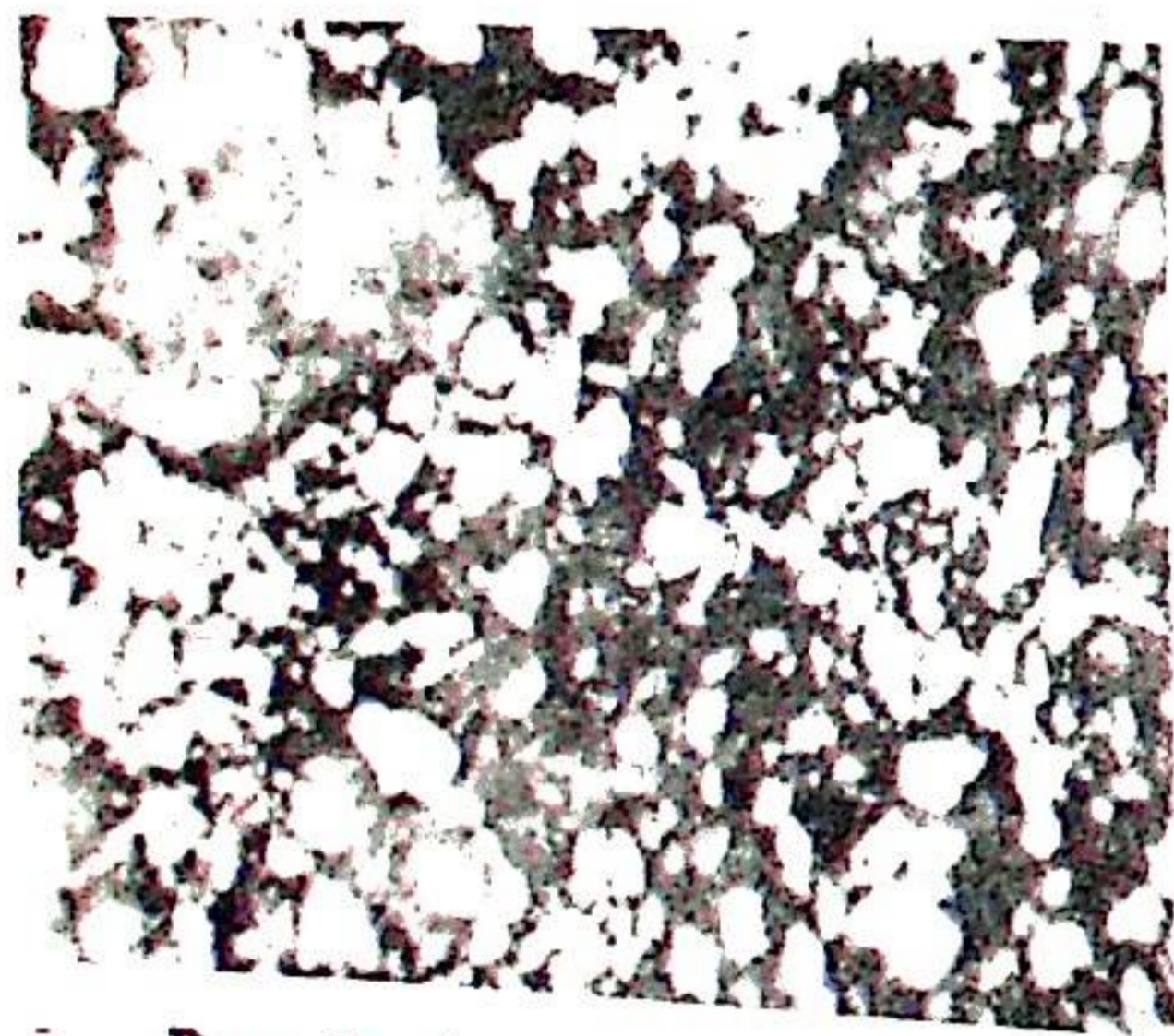


Рис. 5. Анальцимовый песчаник: а) микрозернистый анальцимовый цемент (светлое — кварц); увел. 20; б) концентрически-зональные образования анализима; увел. 40.

ковое содержание хрома (0,01-0,04% при кларке 0,0035). Аналогичный механизм образования анальцимового цемента в верхнепермских песчаниках Оренбургского Приуралья предложен Т.Н. Соколовой и Б.И.Ворониным [3].

Исследования состава и условий локализации цеолитов, связанных с базальтами, позволяют сделать следующие предложения об их генезисе. Кристаллизация минералов групп морденита и аналь-

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА И УГЛЕРОДА КАРБОНАТА УЛЬТРАБАЗИТОВ МАССИВА РАЙ-ИЗ

А.Б.Макеев, Н.В.Суханов

Изучение петрографических шлифов ультрабазитов массива Рай-Из под микроскопом выявило наличие в них среди серпентинитового цемента вторичного карбоната, диагностируемого по оптическим свойствам ($n_o = 1,701$; $n_e = 1,510$; $n_o - n_e = 0,191$) как магнезит. Это подтверждается также химическими анализами горных пород, в которых содержание CO_2 варьирует от 0,40 до 3,66%, а содержание CaO не превышает 0,1%. Магнезит обнаружен в шлифах безкальциевых дунитов, сагвандитов, энстатитов и энстатит-форстеритовых пород. Минерал образовался в результате преобразования первичных пород под воздействием летучих компонентов H_2O , CO_2 , O_2 и др. Определению источников этих флюидов и, главным образом, углекислоты посвящены настоящие исследования изотопного состава углерода и кислорода.

Измерения изотопного состава кислорода и углерода магнезитов из горных пород массива Рай-Из проводились на масс-спектрометре МИ-1309 в лаборатории ядерной геохронологии и изотопного анализа Института геологии. В качестве эталона применялся лабораторный стандарт — $\delta^{13}C = -5,4\text{‰ PDB}$, $\delta^{18}O = -14,0\text{‰ PDB}$. Углекислый газ для анализа выделялся из пород с помощью горячей фосфорной кислоты по стандартной методике и затем анализировался на масс-спектрометре. Сходимость параллельных измерений — 0,8%. Проанализировано 22 пробы дунитов, гарцбургитов, войкаритов, серпентинитов, сагвандитов и энстатит-форстеритовых пород "зоны прогрессивного метаморфизма". Результаты анализа представлены в таблице, места отбора проб показаны на рисунке.

Изотопный состав углерода $\delta^{13}C$ карбоната изученных пород изменяется от -4,1 до -19,7‰ PDB, среднее значение для 22 проб — $-9,1 \pm 4,0\text{‰}$. Для пород гарцбургитовой серии среднее — $-7,2 \pm 2,7\text{‰}$ а для дунитов — $-11,1 \pm 4,3\text{‰}$, т.е. у дунитов изотопный состав углерода более облегченный, чем у гарцбургитов. Изотопный состав кислорода углекислоты этих же пород изменяется в более широ-

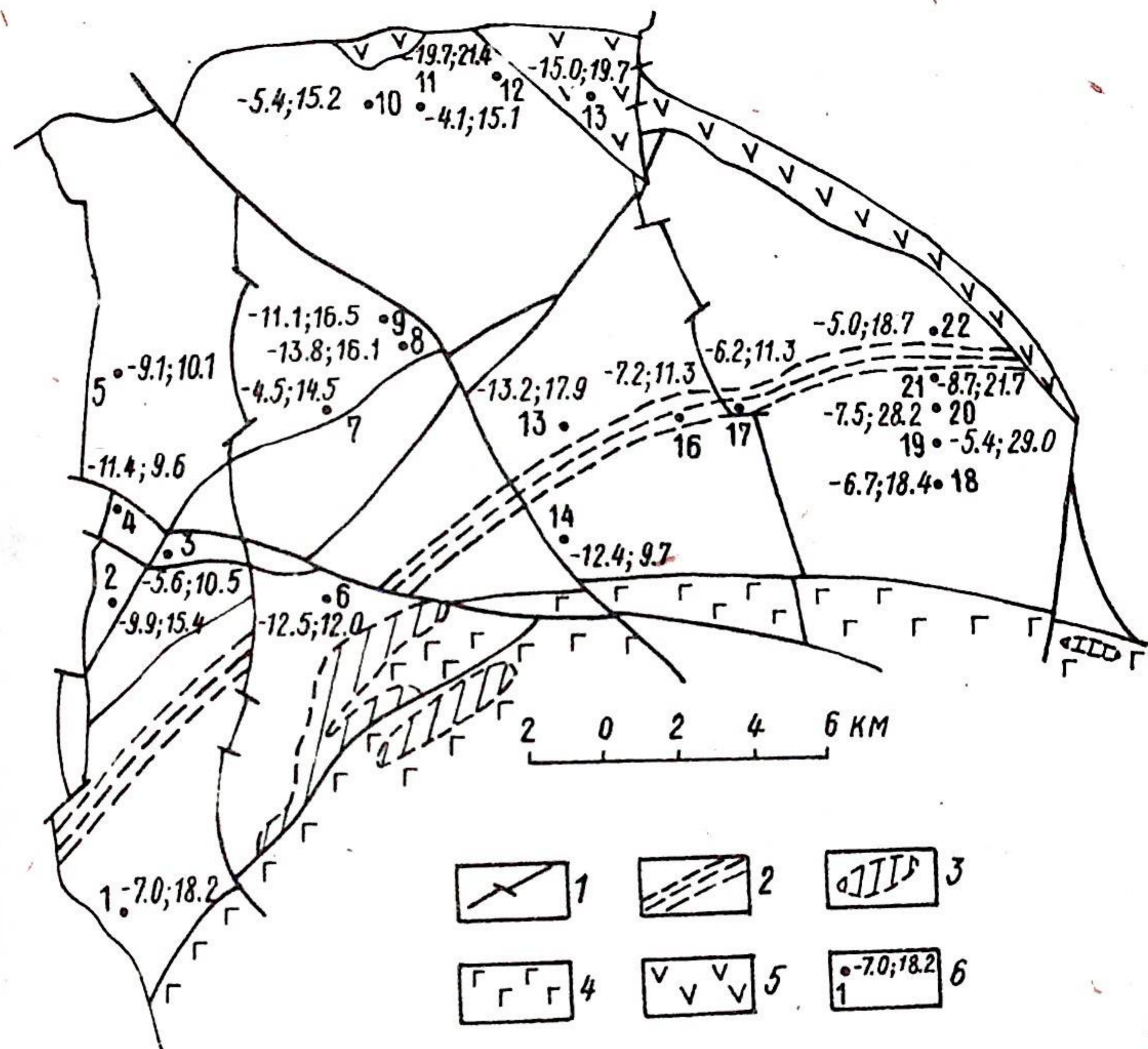


Рисунок. Тектоническая карта массива Рай-Из со схемой отбора проб на изотопные анализы углерода и кислорода. Условные обозначения: 1 — главные тектонические нарушения; 2 — зона расщелачивания; 3 — породы дунитовые; 4 — габбро; 5 — зона меланжа; 6 — верлит-клинопироксенитового комплекса; 7 — точки отбора проб (1-22, см. таблицу) с результатами анализа ($\delta^{13}C = -7,0\text{‰ PDB}$, $\delta^{18}O = +18,2\text{‰ SMOW}$).

ких пределах — от +9,6 до +29,0‰ $\delta^{18}O$ SMOW. Среднее значение для 22 проб составляет $+16,25 \pm 5,5\text{‰}$, для дунитов и гарцбургитов средний показатель не отличается (соответственно $16,2 \pm 6,4\text{‰}$ и $16,3 \pm 5,1\text{‰}$).

В литературе имеются данные изотопных исследований карбонатов из ультрабазитов Югославии [3], Полярного Урала (Войкаро-Сыньинский массив) [2], базитов и ультрабазитов Запада США [6,7], и из некоторых других изверженных пород [1,2,4-6]. Судя по этим данным, разброс значений $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ весьма широк: $\delta^{13}C$ от +2,9 до -24,8‰; $\delta^{18}O$ от 9,1 до 30,2‰. Это давало основания авторам высказывать существенно различные гипотезы в от-

Изотопный состав кислорода и углерода
магнезита из горных пород массива Рай-Из

№ п/п	Номер пробы	Название породы	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW	Содержание CO_2
1	M-1819	Гарцбургит	- 7,0	18,2	0,45
2	M-1675	Энстатит-форстеритовая	- 9,0	15,4	0,58
3	M-1577a	Сагвандит	- 5,6	10,5	3,66
4	M-1590	Дунит	-11,4	9,6	0,71
5	M-2352	Войкарит	- 9,1	10,1	0,53
6	M-1477	Дунит околорудный	-12,5	12,0	0,41
7	M-1552	Энстатит-форстеритовая	- 4,9	14,5	0,68
8	M-2081	Энстатит с магнезитом	-13,8	16,1	2,30
9	M-2087	Дунит	-11,1	16,5	0,58
10	M-2123	Брусит-антигоритовый серпентинит	- 5,4	15,7	0,51
11	M-2117	То же	- 4,1	15,1	0,86
12	M-2112	Аподунитовый серпентинит	-19,7	21,4	0,88
13	M-2360	Жадеит	-15,0	19,4	0,40
14	M-1373	Серпентинит околорудный	-12,4	9,7	0,53
15	M-1379a	Дунит	-13,2	17,9	0,49
16	M-1322'	Дунит околорудный	- 7,2	11,3	0,44
17	M-1308	Войкарит	- 6,2	11,3	1,13
18	M-1061'	Дунитовая жила в гарцбургите	- 6,7	18,4	1,33
19	M-1064	То же	- 5,4	29,0	1,66
20	M-1066	Гарцбургит полосчатый	- 7,5	28,2	1,06
21	M-1077	То же	- 8,7	21,7	0,91
22	M-1089	Войкарит	- 5,0	18,7	1,20
		Среднее $\bar{x} \pm \delta$	-9,1 ± 4,0	+16,4 ± 5,4	0,97 ± 0,07

Примечание. Порядковые номера проб отмечены на рисунке.

ношении генезиса карбонатов (магматический [1], гидротермально-метасоматический [3], из грунтовых вод [5,7]), а также подчеркивать противоречивость имеющейся изотопной информации [6].

Для интерпретации полученных изотопных данных по массиву Рай-Из существенными, на наш взгляд, будут следующие два положения из приведенных выше работ.

При объяснении значений $\delta^{13}\text{C}$ практически всех групп углеродного вещества глубинных пород приходится обращаться к участию в их образовании углекислоты корового происхождения как тяжелой, образовавшейся за счет разложения осадочных кар-

бонатов ($\delta^{13}\text{C} \sim 0$), так и биогенного происхождения ($\delta^{13}\text{C} = -25 \div -20$). Весь спектр значений изотопного состава углерода глубинных пород, в том числе и принимаемый средний состав мантийного углерода, можно объяснить смещением этих двух групп. Таким образом, углерод глубинного происхождения должен характеризоваться, по всей видимости, изотопным составом не ниже $-12 \div -10$ ‰ [2]. Относительно большие величины $\delta^{18}\text{O}$ (20-30‰), по данным И.Хефс [5], свидетельствуют в пользу низкотемпературного происхождения карбонатитов, тогда как при высокотемпературных процессах следовало бы ожидать более легкие значения изотопного состава кислорода (порядка 10‰).

Полученные средние значения состава изотопов углерода магнезитов ультраосновных пород массива Рай-Из являются значительно облегченными по сравнению с составом карбонатов осадочных пород. Различия в средних значениях $\delta^{13}\text{C}$ дунитов ($-11,1$ ‰) и гарцбургитов ($-7,2$ ‰) можно объяснить более глубоким положением дунитов в вертикальном строении массива. Наблюдаемая зональность по этому признаку в плане массива (см. рисунок) — облегчение изотопного состава углерода к центральным и более эродированным частям и утяжеление к краевым, приконтактовыми, верхним частям массива, связано со смещением двух источников углерода глубинного внутреннего и корового внешнего. В двух пробах № 12, 13 на северном контакте массива карбонатный углерод еще более облегченный (соответственно $-19,7$ и $-15,0$ ‰), видимо, в их образовании принял участие углерод биогенного происхождения.

На массиве Рай-Из наблюдается утяжеление изотопного состава кислорода с запада на восток и симметричное утяжеление относительно субширотного разлома и "зоны прогрессивного метаморфизма" на север и юг от нее (см. рисунок). Изотопные отношения кислорода магнезита отражают температуру образования этого минерала [5]. Наиболее высокотемпературными по этому признаку будут магнезиты из проб №3-6, 14, 16, 17. В эту выборку вошли все околорудные дуниты, сагвандит и часть войкаритов. Видимо, эти породы были подвергнуты одинаковой стадии метаморфизма (амфиболитовой), в результате которого образовались высокотемпературные магнезиты. Остальные магнезиты образовались при более низких температурах, причем, температура их образования падает к краевым и близкоповерхностным частям массива.

Таким образом, нами впервые обнаружена и описана тенденция утяжеления изотопного состава кислорода и углерода метаморфогенного магнезита к приконтактовым и верхним частям

вертикального разреза пород массива, где значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ приближаются к составу карбонатов осадочных пород. Исходя из этого, можно предположить, что наблюдаемая зональность в распределении изотопов кислорода и углерода в метаморфогенном магнетите из разных частей массива возникла благодаря смешению глубинных и коровых источников. Эти же изотопные данные свидетельствуют о более высоких температурах образования магнетита в более глубоких частях массива и, в частности, в осевой его части, приуроченной к "зоне прогрессивного метаморфизма" массива Рай-Из.

ЛИТЕРАТУРА

1. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. — М.: Недра, 1968. — 167 с.
2. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. /М.И.Буякайтис, В.И.Виноградов, В.И.Кулешов и др. — М.: Наука, 1983. — 183 с. (Труды ГИН АН СССР; вып.367).
3. Гидротермально-метаморфогенное образование магнезиальных месторождений, ассоциирующих с ультраосновными комплексами. /Б.Ваканяц, Б.Петрович, Р.Томанец, В.Старостин: Тез.докл. У1 симпоз.Междунар.ассоциация по генезису рудн.месторожд. (МАГРМ). — Тбилиси, 1982, с. 19-20.
4. Хефс И. Изотопный состав углерода в изверженных породах. — В кн. 1 Международный геохимический конгресс. М., 1972, с. 255-265.
5. Хефс И. Геохимия стабильных изотопов. — М.: Мир, 1983. — 198 с.
6. Fuex A.N., Backer D.R. Stable carbon isotopes in selected granitic, mafic and ultramafic igneous rocks. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1973, v.37, N 11, pp. 2509-2521.
7. O'Neil J.R., Barnes J. C^{13} and O^{18} compositions in some fresh-water carbonates associated with ultramafic rocks and serpentinites: western United States. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1971, v.35, N 7, pp. 687-697.

МОРФОЛОГИЯ ЛАЗЕРНОГО РАЗРУШЕНИЯ МАГНЕТИТА

В.Н.Каликов, В.Н.Сергеев

В настоящее время насчитывается порядка десяти локальных методов исследования минералов с использованием лазеров [7]. При изучении различных по происхождению, анатомическому строению и химическому составу минералов оказалось, что морфология лазерных кратеров весьма разнообразна. Кратеры формируются в результате комплекса сложных преобразований, происходящих в зоне лазерного воздействия. Результат взаимодействия лазерного излучения с минералом выражается формой и размером лунки, особенностями выплеска расплава и формой купола над лункой, особенностями кристаллизации лазерного расплава, характером хрупкого разрушения минерала и другими изменениями.

Морфологическое изучение кратеров магнетита с одновременным лазерным микроспектральным анализом показало, что характер разрушения теснейшим образом связан с анизотропией свойств и состава минерального индивида и его анатомическим строением.

Характер последствий взаимодействия лазерного излучения с минералами в первую очередь зависит от энергетических параметров облучения, т.е. от величины и плотности потока [4,9]. Величина энергии излучения лазеров, используемых в серийных микроанализаторах, может изменяться от 0,01 до 10 Дж. При этом плотность потока световой энергии достигает 10^9 - 10^{10} Вт/см². Величину плотности потока и энергии облучения можно регулировать при помощи электрических или оптических устройств, что является существенным преимуществом лазерных источников энергии. Современные лазеры характеризуются достаточно высокой стабильностью в работе. Величина изменения энергии у последовательности миллисекундных импульсов составляет всего 2%.

Видимое активное воздействие лазерного излучения на минералы начинается при величине плотности потока 10^5 - 10^6 Вт/см². Известно [5], что галенит начинает испаряться при плотности по

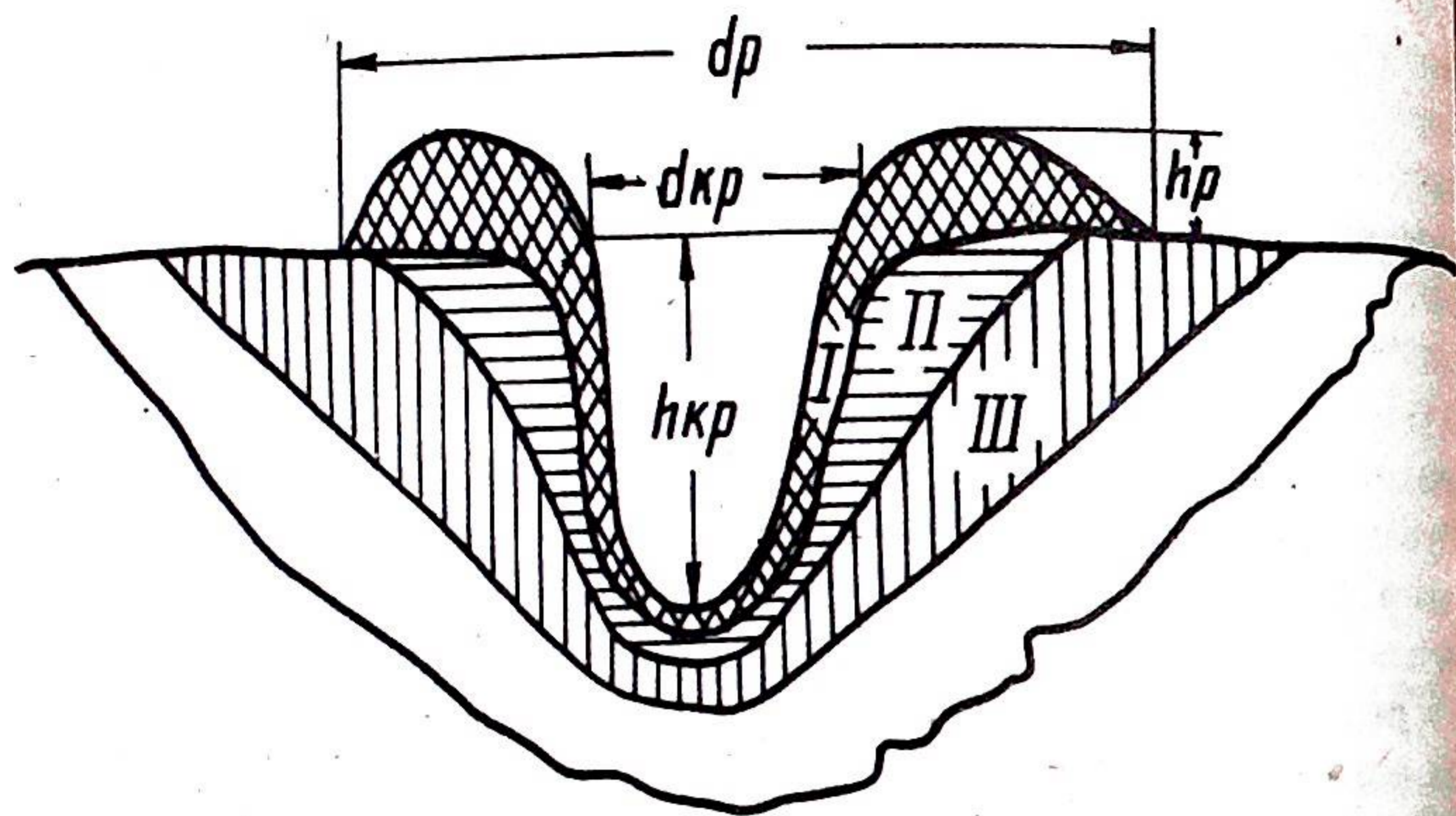


Рис.1. Схематический разрез лазерного кратера: I — зона оплавливания и выплески; II — зона пластической деформации и изменения состава; III — зона пластической деформации; $d_{кр}$ — диаметр кратера; $h_{кр}$ — глубина кратера; d_p — диаметр расплава; h_p — высота расплава.

тока, равной $1,2 \cdot 10^5$ Вт/см², сфалерит — $3,1 \cdot 10^5$ Вт/см², пирит — $4,6 \cdot 10^5$ Вт/см². Скорость нагрева вещества при лазерном облучении достигает 10^{10} К/с, а градиенты температур — 10^6 К/см.

Лазерное излучение достаточной мощности и энергии, сфокусированное на поверхность минерала, плавит, испаряет, механически его разрушает. В зоне облучения возникает кратер, схематическое изображение которого приведено на рис.1. Кратер характеризуется следующими элементами: лункой, зоной оплавливания и выплеска, зоной пластической деформации и изменения состава, зоной пластической деформации.

Количественно геометрические размеры лазерного разрушения минерала выражаются через диаметр ($d_{кр}$) и глубину кратера ($h_{кр}$), диаметр (d_p) и высоту выплеска расплава (h_p). В определенных условиях при постоянном значении удельной энергии лазерного разрушения (УЭЛР) минерала зависимость диаметра и глубины кратера от изменения энергии лазерного излучения имеет следующие выражения:

$$d_{кр} \sim W^{1/3} \cdot L_p^{1/3},$$

$$h_{кр} \sim W^{1/3} \cdot L_p^{1/3},$$

где W — энергия лазерного излучения, L_p — удельная энергия лазерного разрушения [3].

В минералогических исследованиях целесообразно пользоваться первым выражением (1), поскольку определение глубины кратера отличается большой неточностью вследствие стекания расплава на дно лунки. Используя выражение зависимости диаметра кратера от изменения величины лазерной энергии, мы предложили способ построения семейства характеристических кривых (рис.2) для дискретных значений L_p [3]. Практическое значение семейства кривых заключается в том, что можно оперативно оценивать как величину УЭЛР минерала, так и его изменение с увеличением величины энергии лазерного излучения.

Исследования показывают, что величина УЭЛР минералов по-разному зависит от величины энергии лазерного излучения. Так, у галенита (рис.2, кривая 1) величина УЭЛР с увеличением энергии лазерного импульса уменьшается при одновременном увеличении количества расплава, вытесняемого из лунки. Облучение галенита миллисекундными лазерными импульсами, как правило, сопровождается выделением большого количества расплава, затвердевание которого происходит в весьма однообразной форме, т.е. какие-либо типоморфные особенности кратеров для разных типов галенита отсутствуют.

Не наблюдается явно выраженный типоморфизм в морфологии кратеров и у халькопирита. Этот минерал так же, как и галенит, отличается выделением большого количества расплава из лунки при лазерном облучении. Исследования показывают, что величина УЭЛР халькопирита значительно уменьшается при увеличении энергии лазерного излучения от 0,2 до 1 Дж.

Пирит отличается от галенита и халькопирита тем, что при лазерном облучении расплав у него практически не образуется. Возле лунки можно наблюдать только отдельные шарики расплава размером в несколько микрометров. Величина УЭЛР пирита (рис.2, кривая 2) в широких пределах изменения энергии лазерного излучения остается постоянной.

Устойчивую картину и стабильное значение величины УЭЛР в широких пределах изменения энергии лазерных импульсов миллисекундной длительности сохраняет самородная медь. Лунка кратера имеет круглое сечение, какое-либо разрушение и выплеск возле лунки отсутствуют. Квадратичное отклонение величины диаметра кратера в изометричных зернах составляет 1,92, а относительное отклонение — 3,6% [2], что свидетельствует о хорошей воспроизводимости.

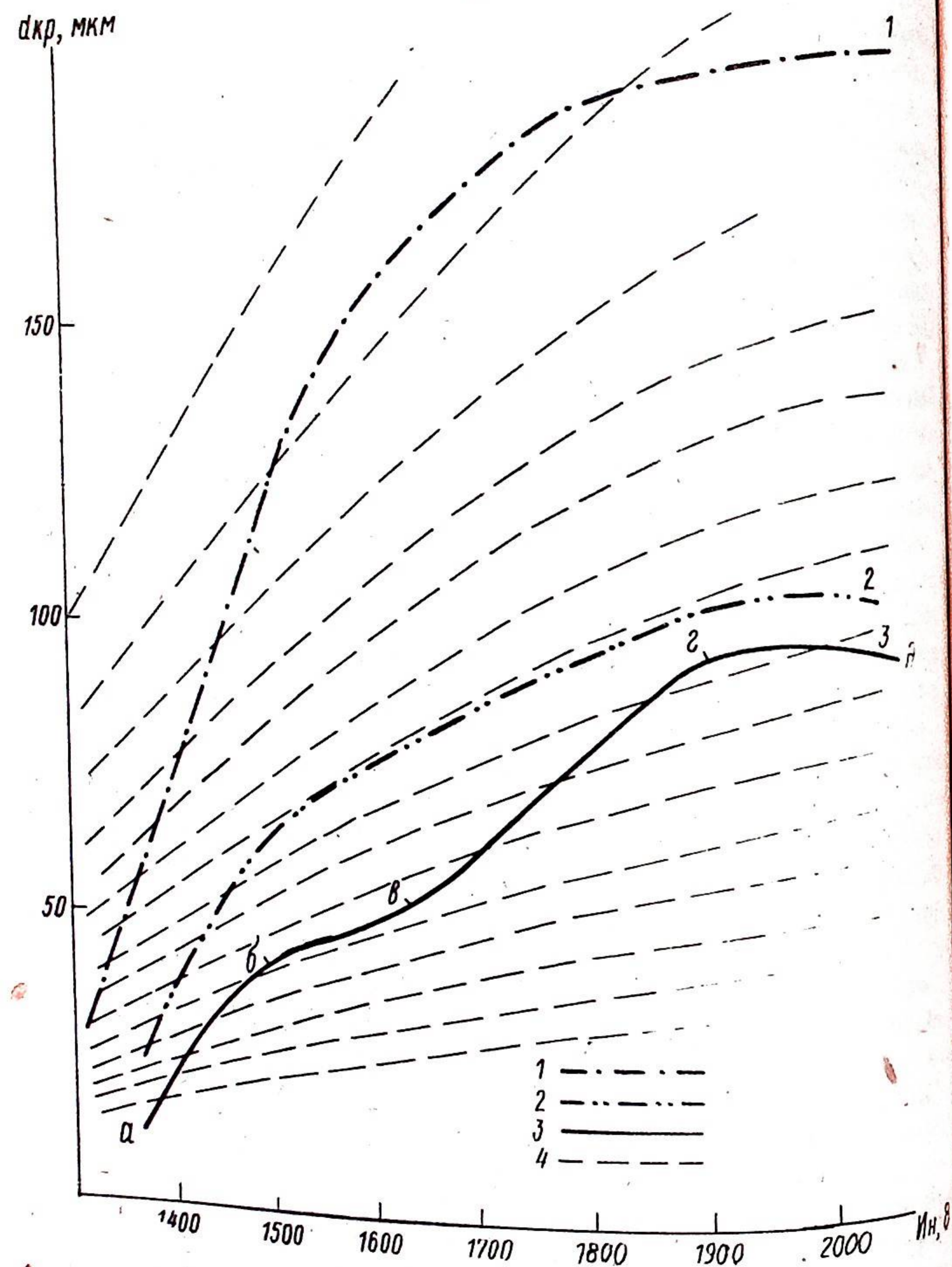


Рис.2. Зависимость диаметров кратеров ($d_{кр}$) минералов от изменения напряжения накачки (I_n) лазера ЛМА-1: 1 — галенит, 2 — пирит, 3 — магнетит, 4 — семейство характеристических кривых диаметра кратера; а, б, в, г, д — точки, ограничивающие участки изменения УЭЛР (пояснения в тексте).

Пирит и самородная медь могут быть использованы для оперативного контроля стабильности разрушительной способности лазерного излучения и определения величины энергии лазерных импульсов.

Наиболее сложная зависимость величины УЭЛР от изменения величины лазерной энергии наблюдается у магнетита (рис.2, кривая 3). На кривой 3 можно выделить четыре участка. Участок а-б отражает уменьшение величины УЭЛР; б-в — постоянное значение УЭЛР (соотношение расплав-пар стабильно); в-г — уменьшение величины УЭЛР (наблюдается увеличение количества расплава возле лунки); г-д — увеличение величины УЭЛР. Для этого минерала характерно весьма разнообразное по форме лазерное разрушение зон облучения. Морфологические исследования продуктов лазерного воздействия на кристаллы магнетита лучше всего проводить в таком режиме работы лазера, при котором получается больше всего расплава, т.е. соответствующем участку в-г на кривой.

Нами были исследованы морфологические особенности лазерного разрушения магнетита из различных генетических типов месторождений Сибири и Дальнего Востока.

Магнетит из Дашкесанского контактово-метасоматического железорудного месторождения. Грани (110) кристаллов магнетита покрыты тонкой комбинационной штриховкой и имеют размеры 3-4 мм. Наблюдаются мозаичность и невыдержанность отдельных штрихов по простиранию и величине от участка к участку. Размеры отдельных элементов поверхности граней не превышают 2-3 мкм. Химический состав минерала отличается повышенным содержанием магния, марганца, алюминия. В небольшом количестве содержатся кобальт, титан, кремний, ванадий, цинк. Твердость изменяется в пределах 513-640 кгс/мм². Лазерное облучение такого магнетита сопровождается образованием лунки без выделения расплава и видимого хрупкого разрушения. Форма лунки изометричная.

Магнетит из месторождения Нерюнда. По химическому составу этот магнетит отличается от дашкесанского повышенным содержанием титана и ванадия и меньшим содержанием магния и марганца. Зоны более интенсивного травления обогащены кремнием, кальцием, ванадием по сравнению с менее травящимися зонами, обогащенными магнием и марганцем. Твердость минерала меняется в широких пределах: пористая зона имеет твердость 1020 кгс/мм², сильноотраваляющаяся зона — 580 кгс/мм², слаботраваляющаяся зона — 1200 кгс/мм². В срезках, ориентированных вдоль

удлинения индивидов магнетита, наблюдается довольно типичная картина сечения двух пирамид роста $\langle 111 \rangle$ с зональностью типа "елочка" [11]. Зоны роста имеют плавный, несколько скругленный профиль в области шва срастания и объединения в ритмы, которые отличаются друг от друга микропористостью, тонкостью зонального строения и наличием в отдельных участках секущих, перпендикулярных простиранию зон роста "пучков" из трещинок скольжения по [111].

Для изучения морфологии кратеров было выбрано два участка в индивиде магнетита: первый — в ритме тонкого зонального строения пирамиды $\langle 111 \rangle$, где поверхность визуально однородна, лишена трещинок, включений и каверн; второй — в районе предполагаемого шва срастания пирамид $\langle 111 \rangle$. Сама линия шва не наблюдалась, и его положение фиксировалось по резкому изменению направления зональности роста.

В первом случае после лазерного облучения образовался кратер (рис.3 а) со значительным количеством расплава на поверхности грани. Сечение лунки имеет некоторую эллиптичность: диаметр по простиранию зоны на 10% больше диаметра вкrest простирания зоны. Тороид из выплеска расплава также деформирован и вытянут вдоль простирания зон роста и направления трещинок пластической деформации, вскрытых в результате действия лазерного луча. Наличие правильных концентрических окружностей на тороиде расплава свидетельствует о периодическом поступлении и кристаллизации расплава. Кристаллизация, видимо, была преимущественно капиллярная [5,10]. Элементы других форм кристаллизации отсутствуют. Незначительная эллиптичность лунки и тороида выплеска, единичные концентрические окружности фронта капиллярной кристаллизации свидетельствуют о достаточной гомогенности магнетита в пределах зоны лазерного воздействия.

Во втором случае лазерный кратер (рис.3 б) получился вытянутым вдоль шва срастания пирамид $\langle 111 \rangle$. Лунки из-под расплава практически не видно. В ореоле выплеска расплава имеются воронки в местах, где проходит шов срастания пирамид. Внешние границы застывшего расплава фиксируют наличие зон роста, поверхность его покрыта плоскими скелетными кристаллами магнетита, расходящимися от центра к периферии. С удалением от центра дендритная кристаллизация переходит в ячеистую. На контакте с поверхностью кристалла застывший расплав имеет ступенчатую форму, как следствие капиллярной кристаллизации. Морфология и изменение размеров элементов капиллярной, яче-

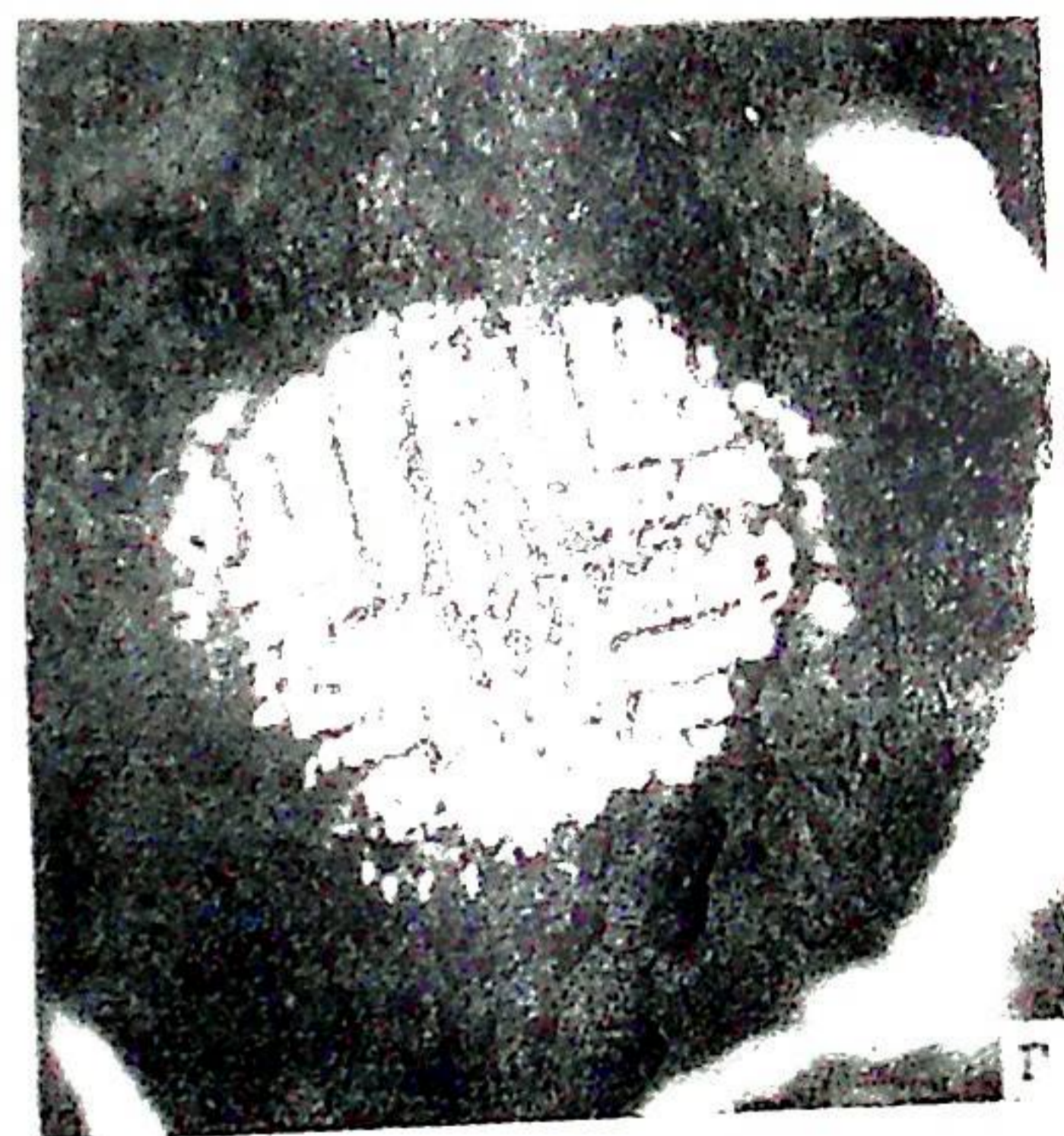


Рис.3. Морфологические особенности лазерного разрушения магнетита: а — гомогенная зона роста пирамиды $\langle 111 \rangle$, б — зоны шва срастания пирамид $\langle 111 \rangle$ (Нерюнда), в — метаморфизованный магнетит (Капаево), г — "волокнистый" магнетит (Средний Урал).

истой и дендритной кристаллизации лазерного расплава в зоне шва срастания пирамид свидетельствуют о порционном поступлении вещества и отражают чрезвычайно гетерогенную структуру этого анатомического элемента кристалла.

При исследовании целого ряда зонально-секториальных индивидов магнетита со следами метаморфических преобразований в виде пластической деформации и окислений, вокруг кратера наблюдается ореол из капель застывшего пористого расплава, ориентированных по швам срастания (ребрам) или пирамидам роста

простых сосуществующих форм $\langle 111 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, $\langle 311 \rangle$, в которых развиты веерообразные пучки трещинок пластической деформации.

Магнетит из Капаевского (Восточная Сибирь) и Тейского (Хакассия) месторождений характеризуется сложным анатомическим строением. Зерна с хорошо выраженной секториальностью отличаются избирательным окислением пирамид одной из простых форм. В распределении окисления определяющую роль играют преимущественная деформированность и пористость пирамид роста. Зерна капаевского магнетита в пирамидах $\langle 111 \rangle$ и $\langle 110 \rangle$ имеют тончайшую вкрапленность магнетита и гематита, отличающуюся от соседних пирамид роста голубоватым оттенком. Химический состав магнетита из Капаевского месторождения отличается от предыдущих повышенным содержанием ванадия и цинка. В значительных количествах фиксируются магний, марганец, кремний. Содержание титана меньше, чем в нерюндинском магнетите. Распределение элементов примесей неравномерное. Твердость различных анатомических элементов кристаллов магнетита этого месторождения изменяется в широких пределах — от 450 до 1100 кгс/мм². Магнетит из месторождения Тея характеризуется изменением твердости в еще более широких пределах: от 390 до 1100 кгс/мм².

Лазерное излучение, сфокусированное в центр зонально-секториального кристалла магнетита из Капаевского месторождения, образует кратер диаметром 120 мкм. Каплеобразные выплески (рис.3 в) расплава имеют диаметр от 80 до 100 мкм и высоту 30-50 мкм. Кроме крупных капель, от тороида расплава отпочковываются и более мелкие. Вещество крупных капель характеризуется наличием пор сечением в несколько микрон. Размеры пор, находящихся в тороиде расплава, в 2-3 раза меньше, чем в каплях. Крупные капли расплава располагаются на направлениях наиболее интенсивного развития параллельных трещинок пластической деформации пирамид $\langle 110 \rangle$. На поверхности пирамид $\langle 311 \rangle$, менее подверженных окислению и пластической деформации, находятся более мелкие по сравнению с пирамидой $\langle 110 \rangle$ капли.

Аналогичная картина лазерного воздействия наблюдается при облучении индивидов из Тейского месторождения. Срез индивида магнетита проходит через центр и вскрывает комбинации простых форм $\langle 111 \rangle + \langle 110 \rangle$. Пирамиды $\langle 110 \rangle$ более окислены по сравнению с пирамидами $\langle 111 \rangle$, менее затронутыми пластическими деформациями. Крупные капли лазерного расплава приурочены к пирамидам $\langle 110 \rangle$, а более мелкие — к пирамидам $\langle 111 \rangle$. Вы-

плеск расплава по контуру повторяет форму зерна.

“Волокнистый магнетит” [8] из хризотил-асбестовых прожилков в серпентинитовых габбро-перидотитовых интрузиях серпентинитового пояса Среднего Урала представлены агрегатами в виде пучков и отдельными шестоватыми индивидами с отношением длины к поперечнику от 30-20:1 до 5:1. Между шестоватыми индивидами магнетита наблюдаются жилки, сложенные параллельно шестоватыми агрегатами серпентина второго рода [1], которые в местах раздува жилок или полостей образуют аллотриоморфные агрегаты. Шестики магнетита разбиты многочисленными поперечными трещинами хрупкой деформации. В зернах магнетита развита пористость выщелачивания. Некоторые кристаллы магнетита несут следы пластической деформации в виде взаимнопараллельных полос, ориентированных вдоль шестиков.

Лазерное облучение участка, представляющего собой агрегат из пучка шестоватых индивидов, сопровождается частичным сколовым разрушением в пределах одного “шеста” и выплеском расплава, затвердевание которого происходит преимущественно в виде концентрических слоев. Форма правильного тороида расплава нарушается наличием поперечных трещин, которые контролируют границы смачиваемости поверхности расплавом. Облучение лазерным излучением зон, включающих серпентин и разбитых многочисленными трещинами, сопровождается образованием из расплава надкратерного купола (рис.3 г). Диаметр купола равен 280-300, а высота 60-70 мкм. Околократерный ореол из расплава имеет форму деформированного искаженного прямоугольника, несколько вытянутого вдоль продольной системы трещинок пластической деформации. Другой выступ ориентирован в направлении поперечных удлинению индивида трещин хрупкой деформации.

Поверхность купола покрыта решетчатым узором дендритов магнетита. Лучи решетки расположены под прямым углом друг к другу и несколько повернуты относительно направлений трещинок деформаций в индивиде. Форма и размеры элементов лазерного расплава серпентинизированного магнетита существенно отличаются от дендритной кристаллизации чистого магнетита. Создается впечатление, что кристаллизация магнетита носит индуцированный характер. Зародышами являются частички серпентинита, выстраивающиеся вследствие кристаллизации магнетита в определенных направлениях. Морфологически это скорее всего скелетная кристаллизация, а не дендритная.

В результате проведенных исследований установлено, что ла-

зерное излучение выявляет кристаллизационные особенности магнетита различного генетического типа. Хрупкое разрушение минерала под воздействием лазерного излучения отражает неоднородность минеральных индивидов. Форма и размеры лазерного разрушения магнетита зависят от величины и плотности потока лучистой энергии, определяющих характер изменения величины УЭЛР. Кристаллизация лазерного расплава сложного минералогического состава носит взаимоиндуцированный (эпитаксиальный) характер. Морфологические особенности кратеров обусловлены анатомическим строением индивидов. При этом участки с мозаичной структурой граней с размерами отдельных элементов, равными 2-3 мкм, претерпевают лазерное разрушение без выделения расплава на поверхность. Зональная неоднородность обуславливает эллиптическую форму сечения лунки и тороида вышеска; гомогенность вещества в пределах одной зоны определяет капиллярный тип кристаллизации. Неоднородность минерала в зоне шва срастания пирамид обуславливает преимущественное разрушение вдоль шва, морфология кристаллизации лазерного расплава свидетельствует о чрезвычайной гетерогенности структуры этого анатомического элемента кристалла магнетита. Зонально-секториальные индивиды магнетита со следами метаморфических деформаций и окисления характеризуются образованием пористого лазерного расплава без выделения видимых следов кристаллизации. "Волокнистый" магнетит их хризотил-асбестовых прожилков после лазерного облучения кристаллизуется в виде скелетных кристаллов, образуя квадратную решетку на поверхности надкратерного купола из расплава.

ЛИТЕРАТУРА

1. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогенез минералов. — Л.: Наука, 1975. — 339 с.
2. Каликов В.Н. Состав и физические свойства самородной меди Южно-Новоземельских месторождений. — В кн.: Региональная минералогия и генезис минералов. Сыктывкар, 1975, с.66-70. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып.21).
3. Каликов В.Н., Марков В.П. Особенности лазерного микроспектрального анализа минералов. — В кн.: Физические методы и математическая обработка анализов горных пород и минералов. Сыктывкар, 1981, с.26-35. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып.36).
4. Каликов В.Н., Марков В.П., Сергеев В.Н. Некоторые критерии эталонирования в лазерном микроспектральном анализе минералов. — ЖПС, 1983, т.39, вып.4, с.542-548.
5. Каликов В.Н. Капиллярная кристаллизация при лазерном обжиге мине-

ралов. — В кн.: Минералогическая кристаллография и свойства минералов. Сыктывкар, 1984, с. 65 - 69. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып.46).

6. Косовец Ю.Г., Ставров О.Д. Локальный спектральный лазерный анализ в геологии. — М.: Недра, 1983. — 103 с.
7. Локальные методы анализа материалов. — М.: Металлургия, 1973. — 296 с.
8. Меренков Б.Я. О волокнистом жильном магнетите. — М.: Изд-во АН СССР, 1959. (Тр. Ин-та геологии рудных месторождений, вып.31).
9. Миркин Л.И. Физические основы обработки материалов лучами лазера. — М.: Изд-во МГУ, 1975. — 360 с.
10. Рыкалин Н.Н., Углов А.А., Кокора А.Н. Лазерная обработка материалов. — М.: Машиностроение, 1975. — 326 с.
11. Сергеев В.Н. О шестоватых кристаллах магнезиоферрита из бассейна р. Нижняя Тунгуска. — Изв. высш. учебн. заведений. Геология и разведка, 1961, № 6, с. 97-100.

ПАРАМАГНИТНЫЕ ЦЕНТРЫ В ЖИЛЬНОМ КВАРЦЕ
ХРУСТАЛЕНОСНОГО ПОЛЯ

В.П.Лютосев, С.К.Кузнецов

В пределах изученного хрусталеносного поля (Приполярный Урал) известно несколько десятков разнообразных по форме и величине хрусталеносных кварцевых жил, представляющих собой гидротермально-метаморфогенные тела выполнения, локализованные в кварцитах. В последнее время жильный кварц привлекает внимание исследователей, и проводится его всестороннее изучение. Нами, в частности, жильный кварц впервые изучен методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР), предоставляющим возможность идентификации структурных дефектов.

В процессе исследований были опробованы различные типы жильного кварца: белый полупрозрачный, дымчатый полупрозрачный, дымчатый прозрачный, бесцветный прозрачный. Исходные пробы (0,7 кг) дробились, затем выделялись монофракции кварца с размером зерен 0,5-0,25 мм. Проводились исследования необлученных и подвергнутых облучению (источник Cs^{137} , доза 10^7 рад., $T \approx 300^\circ K$) образцов. Навеска для анализа составляла 70-80 мг.

Для получения спектров использовался радиоспектрометр РЭ1306, оснащенный аппаратурой, позволяющей автоматически измерять частоту СВЧ излучения и постоянное магнитное поле. Датчик поля был расположен так, чтобы поле на образце отличалось от измеренного не более чем на 0,05%. Для определения относительных интенсивностей линий использовался стандартный образец $MgO : Mn^{2+}$, который помещался в резонатор вместе с образцом. Для определения концентрации парамагнитных центров использовался стандартный образец с ДФПГ. Все спектры были получены при $T \approx 300^\circ K$.

Спектры всех исследованных образцов, записанные при высокой мощности СВЧ излучения (рис.1), представляют собой анизотропную линию, характерную для системы с эффективным спином $S = 1/2$, причем $g_z \gg g_e$, $g_x \approx g_y > g_e$. Отличие g -факторов от g_e -фактора свободного электрона свидетель-

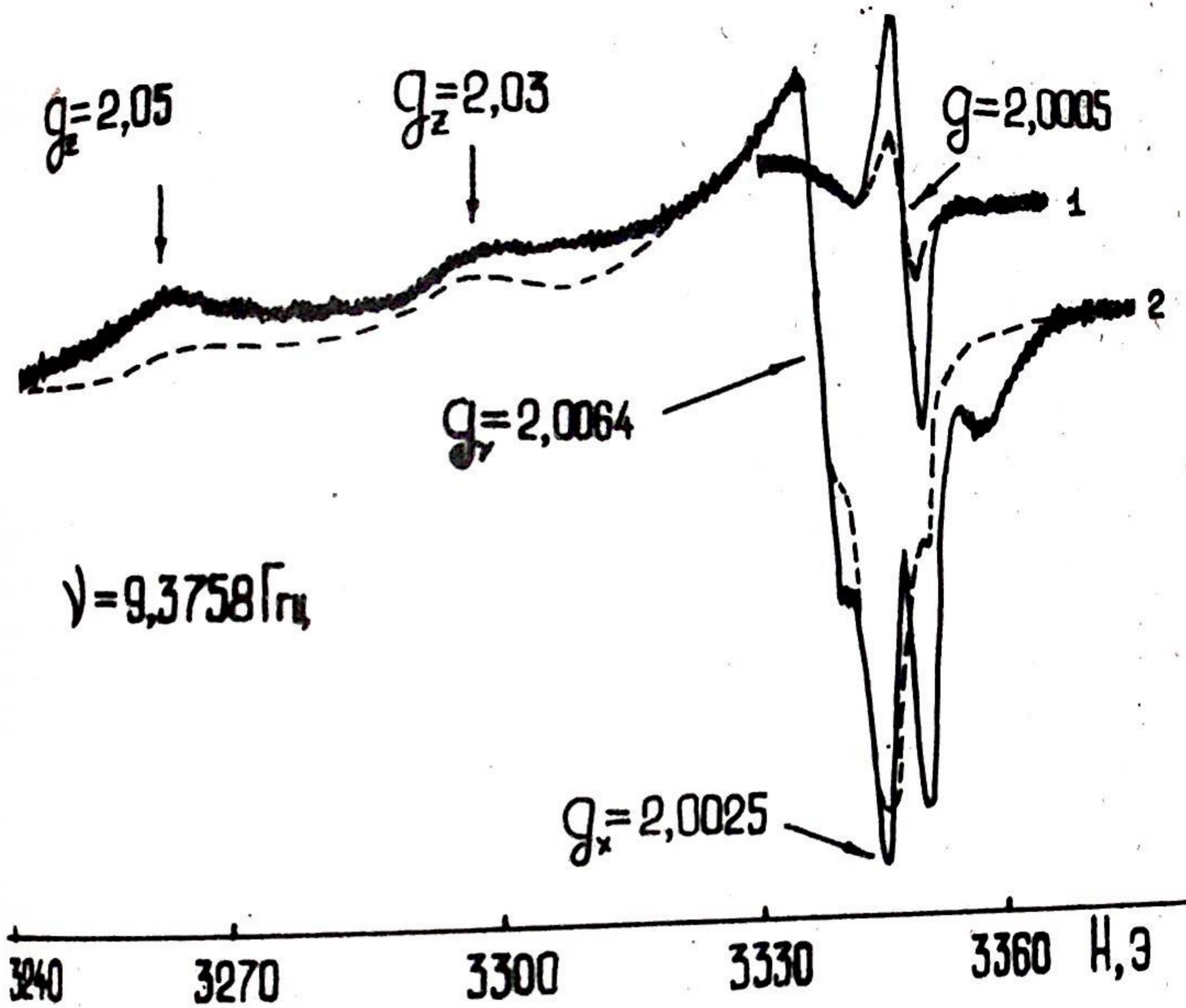


Рис.1. Характерные спектры ЭПР кварца. Сплошная линия — облученный образец. Пунктирная линия — необлученный образец. 1 — спектр, полученный при мощности излучения СВЧ 2,8 мвт, амплитуда модуляции $-H_M = 2,45$; 2 — мощность СВЧ излучения 28 мвт, $H_M = 2,45$.

ствует о дырочной природе центров. Значения g -факторов определялись для точек, аналогичных приведенным в работе П.Эткина и М.Саймонса [5]. Зафиксированы две колоколообразные кривые со значениями g -фактора в максимуме $g_z = 2,03 \pm 0,01$ и $g_z = 2,05 \pm 0,01$, соответствующими g_{11} , и линия с $g_y = 2,0064 \pm 0,0005$, $g_x = 2,0025 \pm 0,0005$, соответствующая g_{11} . Центр с близкими к приведенным значениями g_y и g_x и $g_z = 2,0294 \pm 0,0005$ [1,2] в монокристаллах и жильном кварце описывается как радикал O_2^-/H^+ (H^+ выступает в роли компенсатора), который образуется при захвате "дырки" на два структурных иона кислорода в тетраэдре с вакансией группы SiO_2 или Si и ионом H^+ вблизи дефекта. С другой стороны, O_2^-/H^+ — радикал не может описать направления и величину g -факторов, в то время как радикал O_2^-/H^+ всем этим требованиям удовлетворяет [3]. Линия с $g_z = 2,05$, наблюдаемая

в наших образцах, вероятно, связана с O_2^-/M^+ центром, имеющим $g_z = 2,049$, $g_y = 2,005$, $g_x = 2,004 \pm 0,001$ [3]. Образование O_2^- радикалов в структуре кварца возможно при захвате электрона междуузельным O_2 или при потере трех электронов двумя структурными кислородами. Такие же радикалы в кварцевом стекле [9] образуются при захвате "дырки" пироксирадикалом SiO_2^{\cdot} . Последние связываются с замещением O^{2-} на O_2^{2-} . Можно допустить, что и в кристаллическом кварце предцентром O_2^- является пироксирадикал.

Запись спектров при низкой мощности СВЧ излучения позволила выделить из полученных кривых сигнал с $g = 2,0005 \pm 0,0005$ (рис.1), очевидно связанный с электронным центром — E' [1]. Согласно многочисленным исследованиям, E' — центр хорошо описывается радикалом SiO_3^{\cdot} , в котором неспаренный электрон локализуется на sp -орбитали кремния. Показано, что такой центр образуется при захвате электрона в кремниво-кислородный тетраэдр с вакансией одного из ионов кислорода, при этом в комплексе Si_2O_6 происходит асимметричная релаксация. Один из ионов кремния сдвигается в плоскость оставшихся трех ионов кислорода, а электрон локализуется на sp — орбитали другого иона кремния [6]. В структуре кварца возможно образование двух типов E' — E'_1 и E'_2 — в зависимости от локализации электрона в комплексе Si_2O_6 на том или ином ионе кремния. Центры очень близки по своим параметрам, в порошкообразных образцах они неразличимы. Учитывая это, мы обозначили зафиксированные центры E' .

Концентрации E' и O_2^- центров в изученных нами образцах связаны определенным образом (рис.2): большая концентрация E' центров соответствует большей концентрации O_2^- центров. Как известно, те и другие образуются при облучении, причем концентрация E' — центров закономерно возрастает с дозой облучения [4]. Подобным же образом ведут себя и O_2^- — центры (рис.2). Вероятно, образование E' и O_2^- центров взаимосвязано. Во всяком случае вакансия кислорода (предцентры E') и пироксирадикал (предцентр O_2^-) в кварцевом стекле являются различными членами пары дефектов Френкеля [7].

Влияние искусственного облучения на образцы сводится к следующему. За немногим исключением в необлученных образцах зафиксирован сигнал только от O_2^- -центров, сигнал от E' -центров отсутствует или очень слаб. После облучения во всех образцах наблюдается сигнал от E' -центров (рис.1); концентрация центров слабо меняется от образца к образцу. Сигнал от O_2^- — центров незна-

чительно возрастает. При этом после облучения в некоторых образцах замечено перераспределение интенсивности линий с $g_z = 2,03$ и $g_z = 2,05$ (рис.1). Возможно, это связано с диффузией щелочных ионов от $[AlO_4 M^+]^{\circ}$ — центров под действием облучения, захватом их нескомпенсированными O_2^- — центрами или заменой H^+ на M^+ в центре O_2^-/H^+ . По-видимому, возникает ситуация, аналогичная паре Al и Ge дефектов [8].

Таким образом, в жильном кварце исследуемого хрустале-носного поля нами установлены E' - и O_2^- — центры. Концентрация O_2^- — центров ($n \times 10^{15}$ см/г) обычно выше, чем концентрация E' — центров ($n \times 10^{14}$ см/г). Обнаруженные центры взаимосвязаны и имеют радиационную природу. Наличие этих центров во всех типах жильного кварца в сопоставляемых концентрациях свидетельствует о близости условий их образования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бершов Л.В., Марфунин А.С., Сперанский А.В. Типы радиационных центров в жильных кварцах некоторых золоторудных месторождений. — Геология рудных месторождений, 1981, т.23, № 3, с. 80-86.
2. Бершов Л.В., Марфунин А.С., Сперанский А.В. Новый стабильный радиационный центр в кварце. — Изв. АН СССР. Сер.геол., 1978, № 11, с.106-116.
3. Машковцев Р.И., Щербакова М.Я., Солнцев В.П. ЭПР радиационно-дырочных центров в α -кварце. — В кн.: Рентгенография и спектроскопия минералов. Новосибирск: Наука, 1978, с. 78-86.
4. Медведев Э.М. Механизм образования E' -центров в природных кварцах. — Геохимия, 1976, № 3, с.457-459.
5. Эткинс П., Саймонс М. Спектры ЭПР и строение неорганических радикалов. — М.: Наука, 1970. — 205 с.
6. Fowler W.B. Theory of strongly relaxed point defects in oxides. — Radiat. Eff., 1982, v. 64, pp. 63-69.
7. Griscom D.L. ESR studies in amorphous insulators. — Nuclear and Electronic Resonance Spectroscopies Applied to Materials Science, 1981, pp. 103-116.
8. Mackey J.H. ESR Study of impurity - Related Color Centers in Germanium Doped Quartz. — J. Chem. Phys., 1963, v.39, N 1, pp. 74-83.
9. Stapelbroek M., Griscom D.L., Friebele E. J., Sigel G.A. Oxygen-associated Trapped-Hole Centers in High-Purity fused silica. — J.Non-Cryst.Solids, 1979, v.32, pp.313-328.

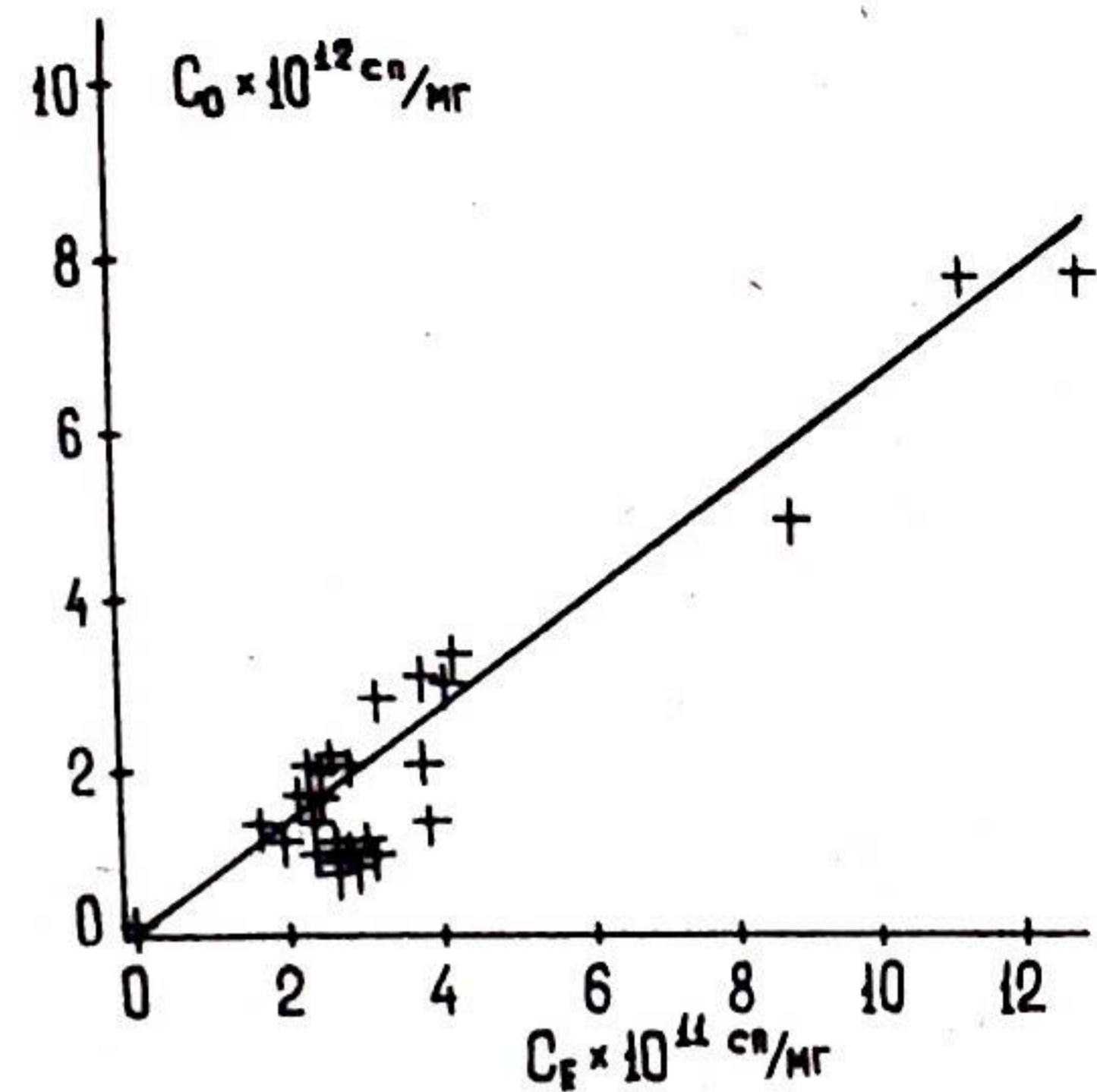


Рис.2. Зависимость концентрации O_2^- — центров (C_o) от концентрации $E'(C_e)$; + — экспериментальные значения.

ОСОБЕННОСТИ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ
УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД МАССИВА РАЙ-ИЗ

А.Б.Макеев, Н.И.Брянчинова, Г.Н.Модянова

Проведенные в пределах альпийского ультрабазитового массива Рай-Из на Полярном Урале тематические [4], геолого-съемочные и поисковые работы [5] позволили оценить общие прогнозные запасы хромитовых руд [3] с содержанием окиси хрома свыше 25%, составившие 180 млн.т. Изучение процессов водного метаморфизма ультрабазитов позволило выявить этапы и стадии регрессивного и прогрессивного метаморфизма на массиве [7]. На хромитовом месторождении Центральном проведены технологические испытания несерпентинизированных разностей рудовмещающих дунитов, показавшие их пригодность для производства качественных огнеупоров. Запасы форстеритовых огнеупоров на месторождении по категории С₂ составили более 130 млн.т. Актуальность изучения распределения метаморфогенных минералов и степени серпентинизации пород массива Рай-Из определяется возможностью комплексного использования ультрабазитов.

Традиционным для изучения ультраосновных пород является термический анализ, который позволяет определить степень серпентинизации пород и провести диагностику минералов группы серпентина [1,2,6]. При определении степени серпентинизации пород термовесовой метод своей точностью и информативностью превышает такие методы оценки серпентинизации, как обычный петрографический (оценка ΣSp в шлифах; его точность не более $\pm 10\%$) и метод объемного веса, точность которого приблизительно $\pm 5\%$ абс. На термограммах легко можно выделить от 3 до 5 эндоэффектов, вызванных удалением из породы различно связанной воды, и один экзоэффект при 800-840° — кристаллизацией форстерита. На приборах различных марок термические эффекты немного сдвигаются вследствие неодинаковой скорости нагрева препаратов.

Наблюдаются эндоэффекты при следующих температурах:
1) 120-210°C; 2) 300-460°C; 3) 620-640°C; 4) 660-700°C; 5) 730

1900°C (рис.1). Первый пик связывается со свободной поровой, сорбционной водой (H₂O — по данным химического анализа), второй — с дегидратацией брусита $Mg(OH)_2 \rightarrow MgO + H_2O$, третий и четвертый пики с дегидратацией lizardita и хризотила (возможно, талька и тремолита) и пятый — с дегидратацией антигорита. Сумма потерь веса 2-5 пиков соответствует H₂O⁺ в силикатном анализе. Таким образом, термограммы позволяют достаточно уверенно диагностировать тип серпентинизации; т.е. отличать бруситовый, lizardитовый (хризотилловый) и антигоритовый типы серпентинизации.

Количественный анализ водных минералов можно проводить с помощью расфировки кривых потери веса в термовесовом анализе. Для этого навески в 1000 мг породы растирают до 200 мкм и затем нагревают до 1000-1200°C. Анализ кривых потери веса приводят следующим образом: кривая ДТТ делится на три части: 1) 20-300°C; 2) 200-500°C; 3) 500 (550)-900°C. Определяется потеря веса (потеря воды) в этих трех интервалах. Потеря воды в первом интервале происходит за счет поровой и сорбционной воды, во втором — за счет дегидратации брусита, в третьем — за счет дегидратации серпентинитов. При более детальном исследовании можно делить третий интервал еще на две части и тем самым определять lizardитовую и антигоритовую составляющие. Далее содержание брусита определяется по формуле $Br (\%) = \frac{П.в. (200-500^\circ C) \cdot 100}{31}$

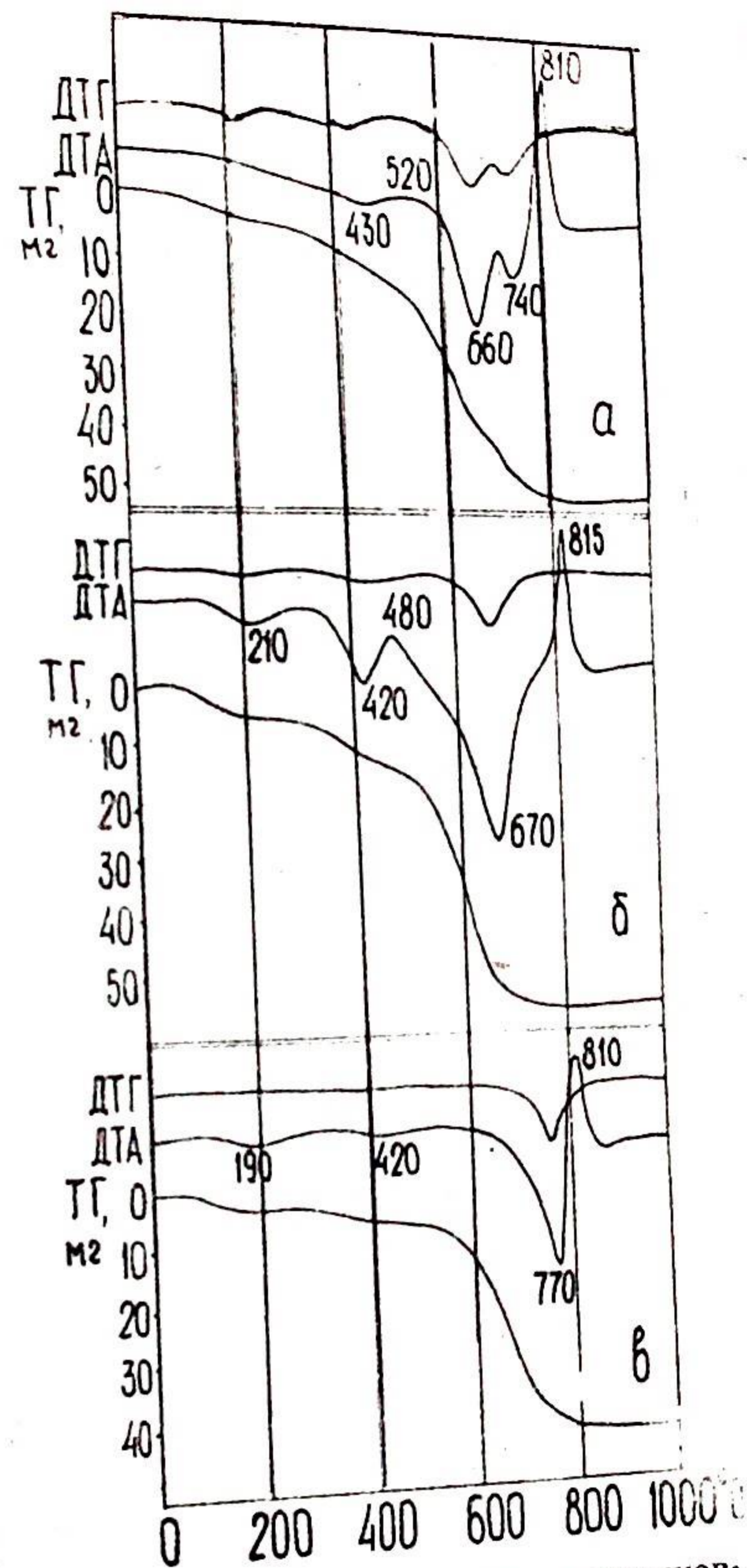


Рис.1. Термограммы ультраосновных пород: а — антигоритизированный дунит; б — серпентинизированный гарцбургит (с бруситом); в — оливин-антигоритовая порода (войкарит).

серпентинов по формуле — $Sp(\%) = \frac{П.в. (500 - 900^{\circ}C) \cdot 100}{12,7}$

где П.в. — потеря веса в данном интервале температур в процентах; числа 31 и 12,7 — процентное содержание воды в брусите и серпентинах соответственно [6]. Общая степень серпентинизации породы складывается из содержания брусита, серпентинов, магнезита и магнетита. Содержание магнезита в ультраосновной породе можно легко рассчитать, зная содержание в ней CO_2 по данным силикатного анализа: $C_{MgCO_3} = C_{CO_2} / 0,522$.

Таким образом, термический анализ является прекрасным дополнением к нормативному пересчету данных силикатного анализа, отражая реальный состав ультрабазитов, т.е. степень их серпентинизации и количественный состав метаморфических минералов. Эти два вида анализов дают десять высокоинформативных признаков (O1, Cpx, Opx, X/Ш, fo, F1, Br, Sp, Mz, ΣSp), которые можно в дальнейшем использовать в факторном анализе и в качестве картируемых признаков в тренд-анализе.

На дериватографе фирмы Ф.Паулик, Я.Паулик, Л.Эрдей (Венгрия) проанализировано 288 проб ультраосновных пород массива Рай-Из, из них 107 проб дунитов и 181 проба пород гарцбургитовой серии (сюда вошли собственно гарцбургиты, лерцолиты, оливин-антигоритовые породы — войкариты, сагвандиты — энстатит-форстеритовые породы и серпентиниты по ним). Для выявления пространственных закономерностей степени серпентинизации и количественного соотношения некоторых метаморфических минералов в ультраосновных породах массива результаты термического анализа всех проб были сгруппированы в 12 выборок по территориальному признаку. За основу районирования была взята тектоническая схема массива Рай-Из масштаба 1:200000 (рис.2). Рассчитаны средние содержания брусита, серпентина, магнезита, суммарная серпентинизация и количество проб с антигоритом для выборок всех шести блоков массива, отдельно для дунитов и пород гарцбургитовой серии.

Результаты расчета приведены в табл.1,2 и на рис.2. Степень серпентинизации и содержание метаморфических минералов варьируют в широких пределах. Так, содержание брусита в пробах изменяется от 0,6 до 21,5%, серпентина — от 4 до 91%, магнезита — от 0 до 7%, общая серпентинизация — от 5 до 94%.

Наблюдаются следующие тенденции и закономерности пространственного распределения метаморфогенных минералов. Содержание метаморфогенных минералов увеличивается к верхним частям вертикального разреза массива Рай-Из, к менее эродиро-



Рис.2. Схема тектонического районирования массива Рай-Из с результатами термического исследования (содержание метаморфических минералов и общей степени серпентинизации) ультраосновных пород.

ванным его частям на СЗ и ЮВ, сложенным преимущественно гарцбургитами и лерцолитами, к приконтактовым частям, сложенным серпентинитами, а также к зонам крупных тектонических нарушений, сложенным сильно метаморфизованными оливин-антигоритовыми породами. Наименее серпентинизированными оказались наиболее эродированные блоки B-1 и B-II'. Дуниты содержат значительно больше брусита и магнезита, чем серпентинизированные гарцбургиты, иногда в два и более раз. Гарцбургиты, как оказалось, почти во всех блоках и в целом по массиву содержат больше серпентина, чем дуниты. Ранее считалось, что дунит в целом более серпентинизированная порода, чем гарцбургит. Однако наши данные свидетельствуют о том, что это мнение ошибочно и основано на неправильном учете содержания водных минералов, которые

Среднее содержание метаморфогенных минералов в дунитах ($\bar{X} \pm \sigma$, %) по данным термического анализа

Таблица 1

Тектонический блок	Брусит	Серпентин	Магнезит	Суммарная серпентинизация	Количество проб, содержащих антигорит, %
A-1 n=9	7,1 ±2,2	37,8 ± 15,2	0,78 ± 0,39	45,6 ± 17,1	—
A-II n=23	4,9 ±2,4	34,9 ± 15,3	0,47 ±0,29	40,2 ±17,1	4-17
B-1 n=6	8,6 ±1,8	42,1 ± 8,2	0,66 ±0,12	51,4 ±10,0	—
B-II' n=21	4,1 ±2,2	35,3 ±20,3	0,54 ±0,18	39,9 ±21,6	2-10
B-II'' n=25	9,4 ± 3,3	49,6 ± 9,5	0,84 ±0,25	59,8 ± 11,3	5-20
B-III n=23	9,0 ± 3,7	46,6 ± 7,8	1,09 ± 0,99	56,7 ± 9,8	2-9
Среднее n=107	7,1	41,6	0,74	49,4	13-12

Примечание. n-количество проб.

ранее определялись по объемному весу и оценке степени серпентинизации по шлифам. Действительно, серпентинизированные дуниты содержат в среднем больше воды, чем серпентинизированные гарцбургиты, но дуниты содержат почти в два раза больше брусита, содержание воды в котором 31 вес.%, в то время как в серпентине — 12,7 вес.%. Брусит имеет соответственно меньший удельный вес, что приводит к ошибкам при оценке степени серпентинизации породы. Отличаясь по степени серпентинизации и по содержанию отдельных метаморфогенных минералов в одном блоке и от блока к блоку (рис.2), дуниты и гарцбургиты в целом по массиву оказались серпентинизированными в одинаковой степени. Средний состав метаморфогенных минералов в дунитах (по 107 пробам) следующий, %: брусит — 7,1, серпентин — 41,6, магнезит — 0,74; общая серпентинизация — 49,4%. Средний состав пород гарцбургитовой серии (по 181 пробе), %: брусит — 4,8, серпентин — 43,2, магнезит — 0,58; общая серпентинизация — 48,6%, что только на один процент меньше, чем у дунита. Средний состав

Среднее содержание метаморфогенных минералов в гарцбургитах ($\bar{X} \pm \sigma$), %

Таблица 2

Тектонический блок	Брусит	Серпентин	Магнезит	Суммарная серпентинизация	Количество проб, содержащих антигорит
A-1 n=29	3,5 ± 1,4	45,8 ± 17,1	0,46 ± 0,24	49,7 ± 17,6	13-48
A-II n=38	3,0 ± 1,9	38,4 ± 21,0	0,52 ± 0,46	41,9 ± 22,5	18-47
B-1 n=16	4,9 ± 1,3	36,1 ± 11,8	0,42 ± 0,29	41,4 ± 12,8	—
B-II' n=33	4,6 ± 2,0	43,7 ± 14,7	не опр.	48,3 ± 16,1	9-27
B-II'' n=19	6,5 ± 3,3	45,8 ± 10,6	0,78 ± 0,45	53,1 ± 11,9	5-26
B-III n=48	6,2 ± 2,7	46,4 ± 11,0	0,68 ± 0,61	53,3 ± 12,4	21-44
Среднее n=181	4,8	43,2	0,58	48,6	66-36,5
Среднее по гарцбургитам и дунитам n=288	5,6	42,6	0,65	48,8	79-27,4

всех проанализированных проб, %: брусит — 5,6, серпентин — 42,6, магнезит — 0,65; общая серпентинизация — 48,8%. К сожалению, не удалось оценить содержание четвертого повсеместно распространенного метаморфогенного минерала — магнетита. Однако, по оценкам И.С. Чащухина [7,8], его содержание в породах колеблется от 0,01 до 5% и в среднем не превышает 1%. Поэтому средняя общая степень серпентинизация пород поверхности ультрабазитового массива Рай-Из может быть оценена приблизительно в 50%. В дальнейшем предполагается сделать такую же оценку для других ультраосновных массивов Полярного Урала. Была определена частота встречаемости антигоритовой разновидности серпентина среди серпентинизированных пород Рай-Иза. Оказалось, что в дунитах антигорит встречается в 12% проб, что

почти в три раза меньше, чем в породах гарцбургитовой серии (36,5%). В северной части массива почти в половине проб гарцбургитов встречается антигорит, в южной — почти вдвое меньше. А так как наличие антигорита является показателем прогрессивных этапов метаморфизма, то можно заключить, что в северной части массива эти процессы прошли значительно интенсивнее и затронули большую площадь.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артемов В.Р. Серпентиниты и типы серпентинизации: Автореф. дис. на соиск. учен. степени докт. г.-м. наук. — Л., 1971.
2. Варлаков А.С. О серпентинизации дунитов. — В кн.: Петрография ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск, 1978, с. 22-41.
3. Геолого-минералогические критерии прогнозной оценки хромитонности ультрабазитовых массивов Полярного Урала. /А.Б.Макеев, Б.В.Перевозчиков, А.К.Афанасьев и др. Сыктывкар, 1984. — 33 с. (Сер. препринтов сообщ. "Науч.рек. — нар. хоз-ву" /АН СССР, Коми фил.; вып.43).
4. Заварицкий А.Н. Перидотитовый массив Рай-Из на Полярном Урале. — М.-Л.: ОНТИ, 1932. — 221 с.
5. Перевозчиков Б.В. Геологическое строение и хромитонность гипербазитового массива Рай-Из на Полярном Урале. — В кн.: Вопросы петрологии и металлогении Урала: Тез. докл. 1У Уральской петрографической конф. Т.1. Свердловск, 1981.
6. Сыромятников Ф.В., Иванова В.П., Рыбакова Л.И. Термический анализ минерального сырья. — В кн.: Современные методы минералогического исследования. Т.1. М.: Недра, 1969, с.233-264.
7. Чашухин И.С. Процессы водного метаморфизма гипербазитов массива Рай-Из (Полярный Урал). — В кн.: Вопросы петрологии и металлогении Урала: Тез. докл. 1У Уральской петрографической конф., т.1, Свердловск, 1981, с. 77-78.
8. Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. — М.: Наука, 1977. — 312 с.

ПРИРОДА ОКРАСКИ ФЛЮОРИТА УРАЛЬСКО-НОВОЗЕМЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ

А.И.Выборов, В.П.Лютеев

В ряде работ [3,9,10] была показана высокая информативность окраски флюорита из месторождений Уральско-Новоземельской провинции как для выяснения условий флюоритообразования, так и для определения технологических свойств флюоритовых руд. В этой статье приводятся результаты спектроскопических исследований флюорита, проведенные с целью выяснения физической природы его окраски.

Метасоматические флюоритовые тела, наиболее широко представленные на месторождениях провинции [10], как правило, сложены белым и светло-фиолетовым флюоритом.

Для исследования были отобраны образцы флюорита из различных месторождений Уральско-Новоземельской провинции, а для сравнения — розовый флюорит одного из пегматитовых месторождений Казахстана. Для выявления природы окраски флюорита использовались методы оптического поглощения, рентгенолюминесценции, термолюминесценции, электронного парамагнитного резонанса.

Спектры оптического поглощения были получены на спектрофотометре Specord UV-Vis в области 200÷800 нм. Для бесцветной и фиолетовой разновидностей флюорита характерна полоса поглощения с $\lambda_{\text{max}} < 200$ нм, вероятно, связанная с наличием кислорода в решетке [1]. В видимой области спектра бесцветная разновидность не обладает явно выраженными полосами поглощения до области 750÷800 нм (рис.1 а). Фиолетовая разновидность имеет сильную полосу поглощения в области 580 нм, обусловленную сложными центрами $2F_i^-$ (рис.1 б), образующимися в результате агрегации простых центров F_i^- [7]. Эта полоса поглощения обуславливает фиолетовую окраску флюорита. Полоса поглощения, связанная с простыми центрами F_i^- , не наблюдалась. Ввиду того, что в спектрах поглощения не обнаруживается наличие френкелевских пар дефектов, можно говорить об избытке ионов фтора во флюорите. По-

сколькx междуузельные ионы фтора располагаются в октаэдрических пустотах решетки, ионы и их агрегаты $2F_1^-$ могут приводить к образованию нескольких структурных центров [2,6], при этом наиболее устойчивое положение в октаэдрических пустотах занимают те ионы, которые локально компенсируют положительный избыточный заряд, образующийся в результате гетероэдрентного изоморфного замещения катионов Ca^{2+} на TR^{3+} .

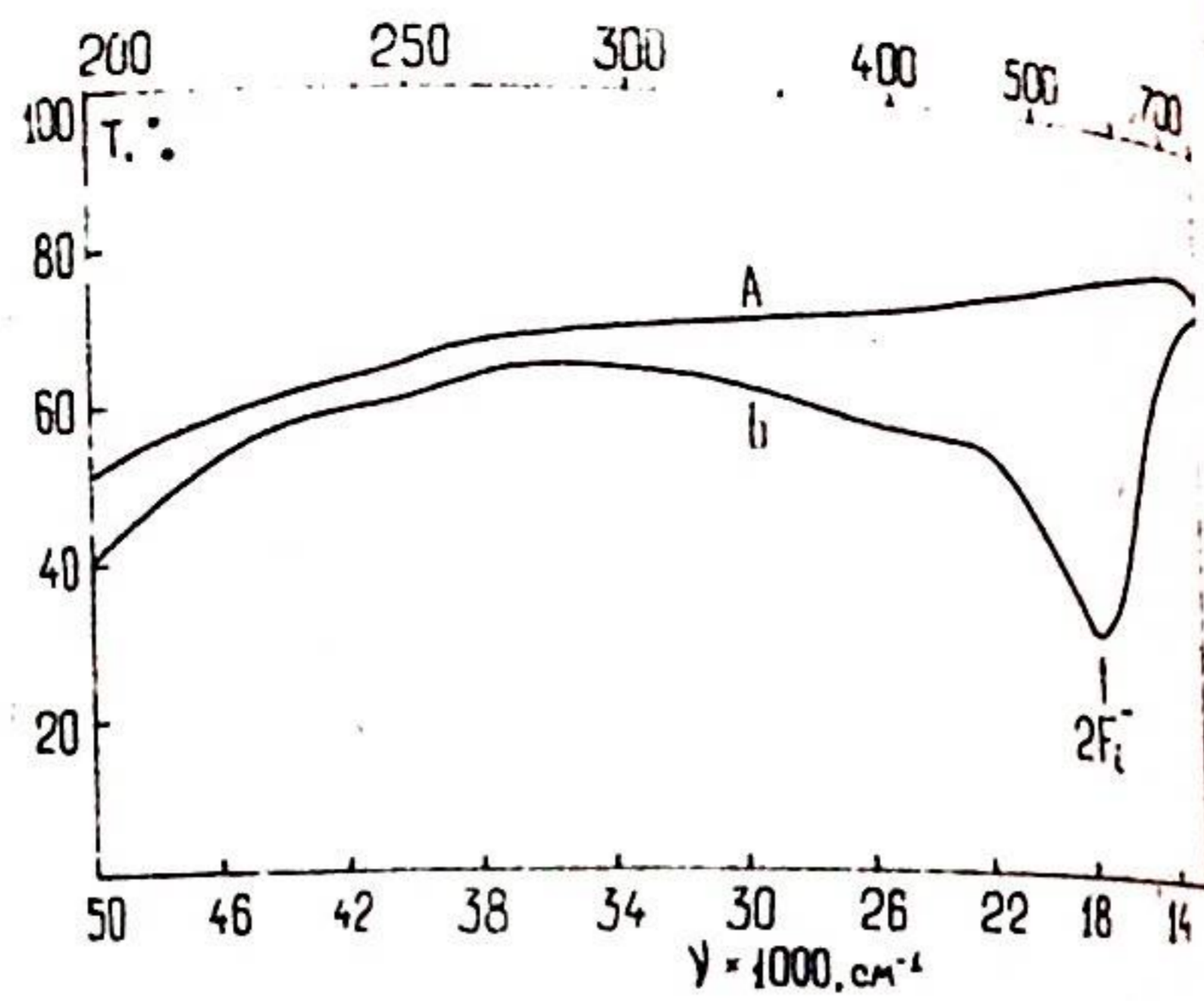


Рис.1. Спектры оптического поглощения: а — бесцветный флюорит, б — фиолетовый флюорит.

Спектры рентгенолюминесценции снимались в области $450 \div 800$ нм (монохроматор SPM-2) при комнатной температуре. Установлено, что характер спектра рентгенолюминесценции у фиолетового и бесцветного флюоритов различен (см. таблицу). Образцы флюорита, обладающие бесцветной, а также светло-фиолетовой молочной окраской (обр. В-33), характеризуются интенсивными линиями излучения 478 и 573 нм (рис.2, а), принадлежащими кубическому центру Dy^{3+} . Фиолетовая разность характеризуется интенсивными линиями 478, 567, 578 нм и несколько менее интенсивными — 605, 674 и 754 нм (рис. 2, б). Линия излучения 567 нм принадлежит кубическому центру Sm^{3+} , линия 578 нм — также самарию, но имеющему тетрагональную симметрию — центр $Sm^{3+} - F_1^-$. Менее интенсивные линии принадлежат тригональным центрам $Sm^{3+} - O_2^-$ и $Dy^{3+} - O_2^-$, где ионы кислорода O_2^- , локально компенсирующие избыточный положительный заряд, занимают место узельных ионов фтора F^- [8]. Бесцветный флюорит обладает преимущественно центрами кубической симметрии, причем редкие земли, образующие центры излучения, представлены TRy (Dy). Фиолетовый флюорит обладает центрами более низкой симметрии, и основную роль при этом как центр излучения играет Sm^{3+} — представитель TR — цериевой подгруппы.

Термолюминесценция образцов фиксировалась с помощью ФЭУ-17А, скорость нагрева печи 20 град./мин. В изученных образцах в пределах одной разности появляются различные температурные пики высвечивания, соответствующие разным центрам захвата. Однако температурное положение основного пика высвечивания для

Номер образца, месторождение	Цвет	Интенсивность линий рентгенолюминесценции, усл. ед.										Интенсивность термолюминесценции, усл. ед.		Угол наклона, град.	Угол наклона, град.				
		$Dy^{3+} - O_2^-$ 754 нм	$Dy^{3+} - O_2^-$ 674 нм	$Sm^{3+} - O_2^-$ 605 нм	$Sm^{3+} - F_1^-$ 578 нм	Dy^{3+} 573 нм	Sm^{3+} 567 нм	$F_1^- - Na^+$ 510 нм	$Dy^{3+} - 480$ нм	(Y_2O_3) ⁰ 160-180°C	Y_2O_3 270°C	Y_2O_3 260-280°C	Y_2O_3 280-300°C			$Dy^{3+} - Ce^{3+}$ 350-370°C	$Dy^{3+} - Ce^{3+}$ 400-420°C		
В-1 (Амлерма, гряда Восточная)	Бесцветный	6	8	4	-	20	4	8	21	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
В-29 (Амлерма, гряда 7)	Фиолетовый	2	4	8	-	-	8	-	6	-	-	-	-	57	-	-	-	-	
РК-2-11 (Амлерма, гряда 5)	Фиолетовый	52	70	98	112	200	60	28	98	350	10	45	205	400	14	25	1175	7·10 ⁻⁵	
В-33 (Амлерма, гряда 2)	Молочный	24	36	16	100	-	12	50	192	10	22	88	1000	-	-	-	-	-	
В-32-А (Амлерма, гряда 2)	Фиолетовый	84	91	54	56	-	28	44	46	45	22	250	10	25	3·10 ⁻⁴	2,6·10 ⁻³	3,4·10 ⁻³	3·10 ⁻⁴	
Р-158-Д-3 (Новая Земля, гряда Раковая)	Бесцветный	30	36	36	100	1000	28	250	935	25	21	115*	13000	-	-	-	-	-	-
4301 Б (Припириний Урал, Сура-11)	Бесцветный	195	270	60	48	1	8	21	115*	25	21	1300	-	-	-	-	-	-	-
4301 Ф (Припириний Урал, Сура-11)	Фиолетовый	36	41	10	1500	1	200	1300	1900*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
А-1 (Актагау, Казахстан)	Розовый	750	1120	150	1500	-	200	1300	1900*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

* Высокие значения интенсивностей полосы 480 нм обусловлены наличием двух центров излучения (Dy^{3+} и Mn^{2+}).

бесцветной разности флюорита находится в пределах 280÷300°C, центр захвата Y^{2+} (см. таблицу, рис.3а). Термолюминесценция образца В-4 характеризуется сложной неразрешенной кривой, на которой выступают два пика, один из которых связан с Y^{2+} -центром захвата, а второй — с центром захвата $Sm^{2+}-Ce^{4+}$ [3,8]. В то же время температурное положение основных пиков высвечивания фиолетовых образцов иное (см.таблицу, рис. 3 б,в).

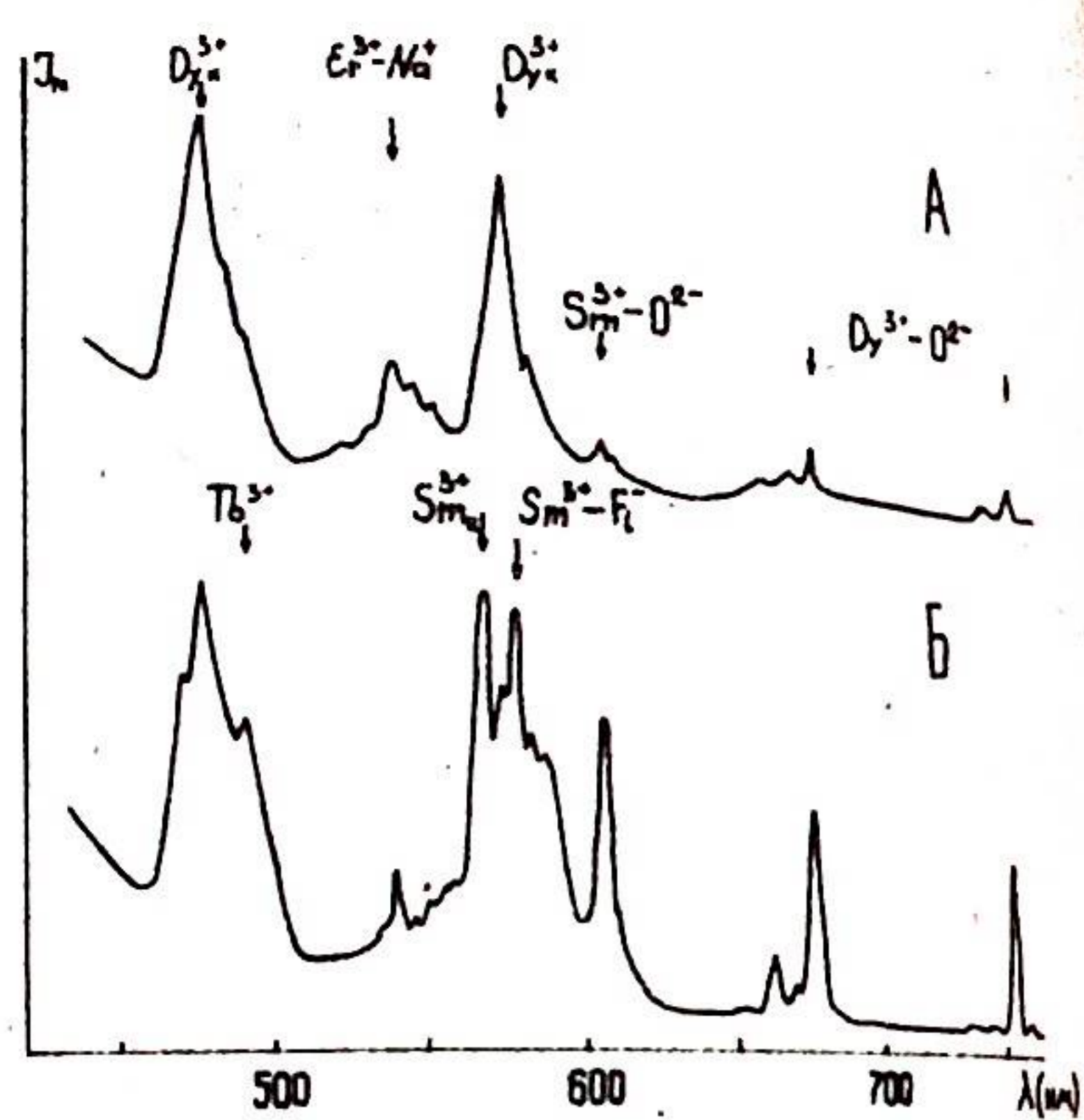


Рис.2. Спектры рентгенолюминесценции: а — бесцветный флюорит, б — фиолетовый флюорит.

Спектры ЭПР для порошков получены на спектрометре РЭ-1306 при комнатной температуре.

В некоторых образцах Уральско-Новоземельской провинции зафиксирован одиночный секстет, центр которого расположен при $g = 2,00 \pm 0,01$, а его компоненты — на одинаковом расстоянии друг от друга, равном, примерно, 100,6 Гс. Как видно из приведенного спектра (рис.4), некоторые линии секстета расщеплены на 9 компонент. Подобный спектр наблюдался в монокристаллах флюорита [11], приведенные в этой работе значения g и константы сверхтонкого взаимодействия согласуются с определенными нами. Спектр отнесен к иону Mn^{2+} в кубическом окружении 8 ионов фтора, которые и обуславливают расщепление на 6 линий сверхтонкой структуры [11].

Наибольшая концентрация Mn^{2+} зафиксирована в образце розового флюорита. Спектр примесной люминесценции этого образца достаточно сложный и характеризуется широким набором полос и линий излучения. Заслуживают внимания две особенности: во-первых, в спектре присутствует полоса излучения с максимумом 480÷490 нм, которая обусловлена центром Mn^{2+} (ион марганца во фторовом окружении) [4], во-вторых, наиболее интенсивная линия излучения TR принадлежит центру $Sm^{3+}-F_i^-$. При сравнении двух разностей образца 4301 (см.таблицу) видно, что ионы Mn^{2+} в больших количествах входят в фиолетовую разность, характеризующуюся интенсивной линией люминесценции, принадлежащей центру $Sm^{3+}-F_i^-$. Кроме того, содержание марганца было зафиксировано в ряде образцов, обладающих фиолетовой окраской, а в образцах флюорита, не имеющих

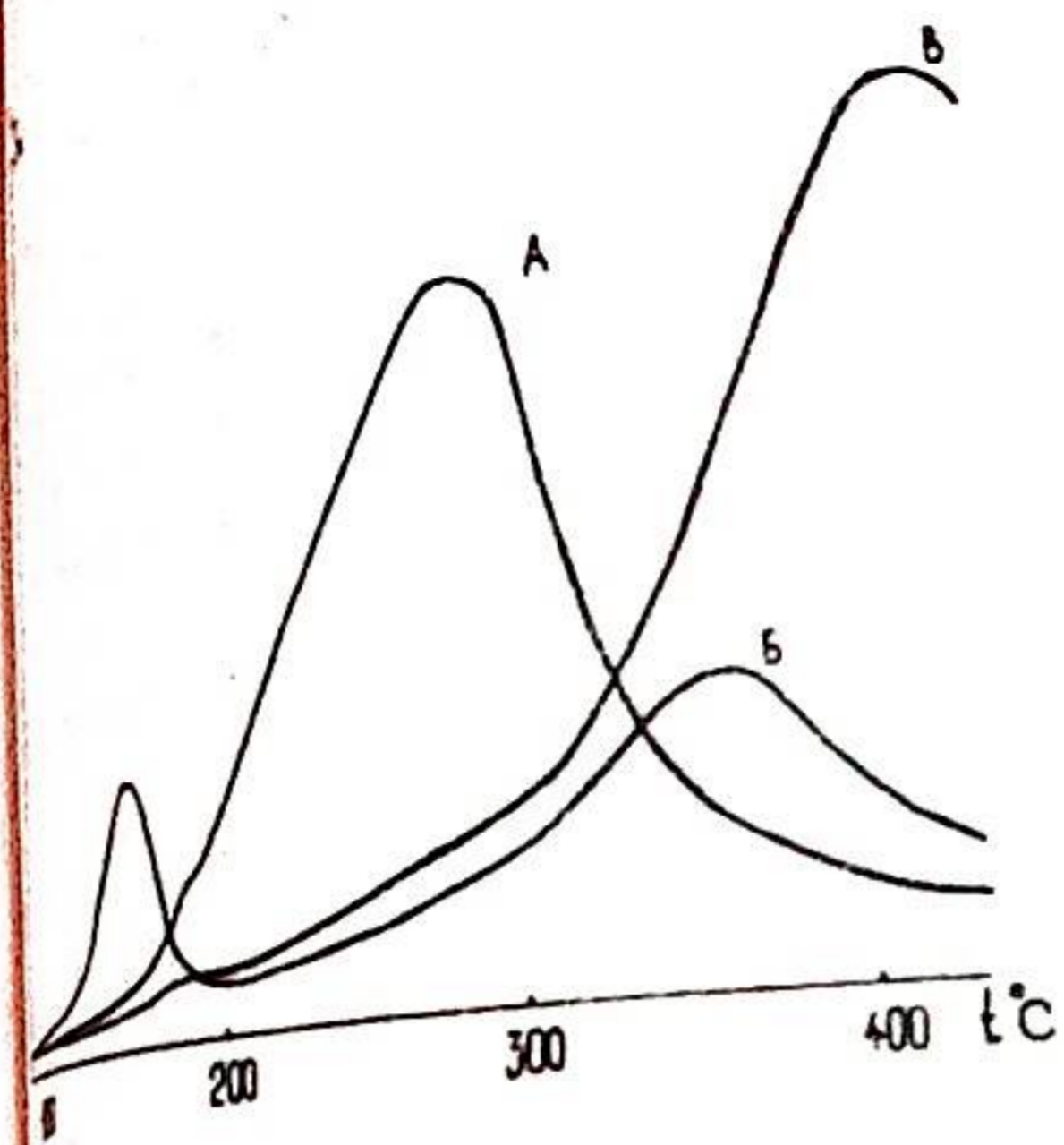


Рис.3. Кривые термолюминесценции: а — бесцветный флюорит; б, — фиолетовый флюорит.

этого окраски, ионы Mn^{2+} методом ЭПР не обнаружены.

Таким образом, фиолетовый флюорит в отличие от бесцветного характеризуется: 1) избытком ионов фтора F_i^- , занимающих пустые октаэдрические междоузлия; 2) наличием примесных центров более низкой симметрии; 3) присутствием в качестве примесей, замещающих ионы Ca^{2+} , редких земель преимущественно цериевой подгруппы; 4) большей концентрацией ионов Mn^{2+} в решетке.

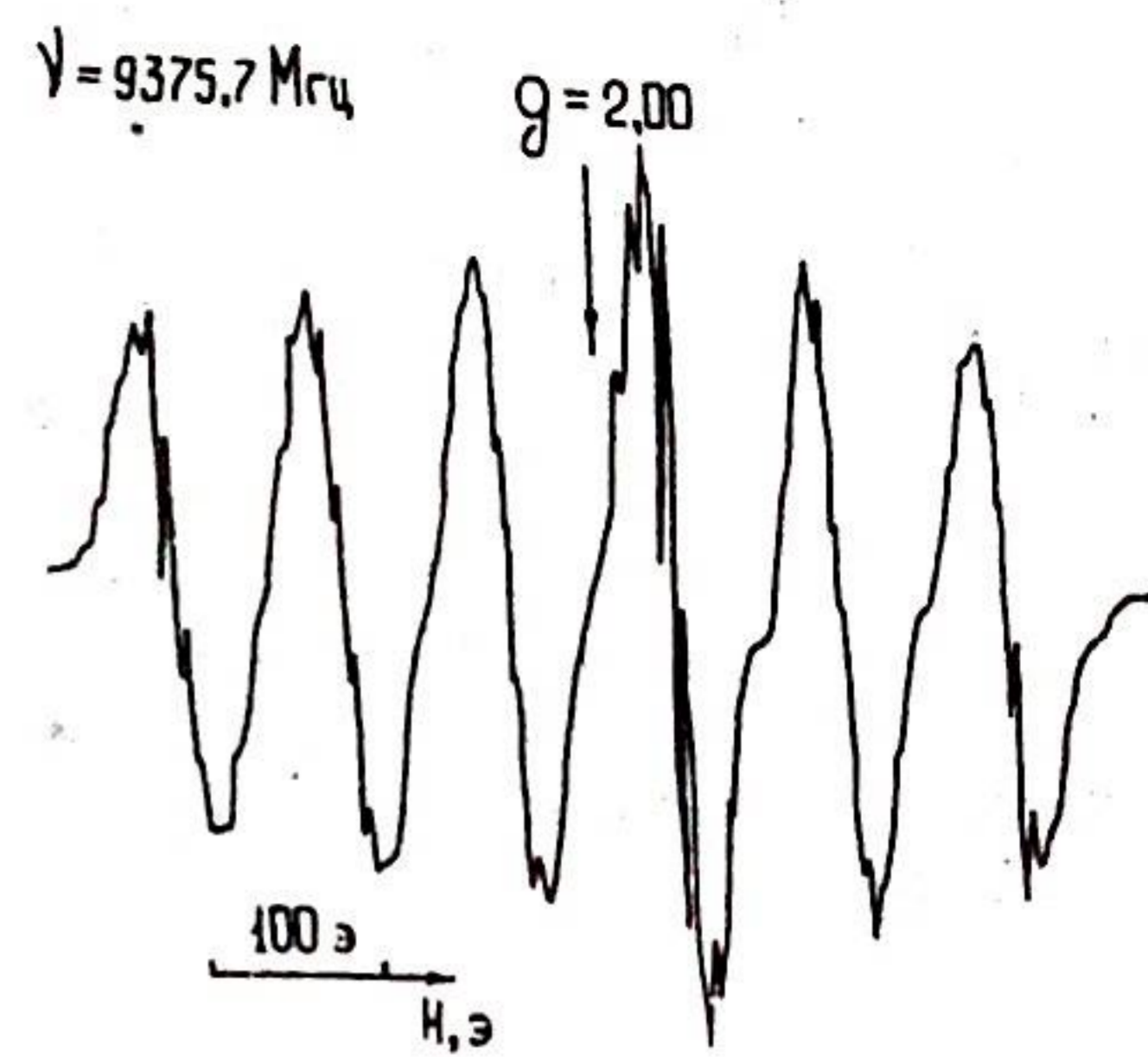


Рис.4. Спектр ЭПР иона Mn^{2+} во флюорите.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельская В.А., Рейтеров В.М., Трофимова Л.М. Примесное поглощение кристаллов щелочно-земельных фторидов в вакуумной ультрафиолетовой области спектра. — ЖПС, 1980, т.32, вып.1, с.103-109.
2. Красильщикова О.А., Таращан А.Н., Платонов А.Н. Центры окраски и люминесценции флюорита как геохимические и генетические индикаторы. — В кн.: Осадочные породы и руды. Киев: Наукова думка, 1980, с. 85-92.
3. Маркова Г.А. Оптические свойства синтетических аналогов природного флюорита Амдермы, Пай-Хоя, Новой Земли. — В кн.: Проблемы генетической информации в минералогии: Тез. II Всесоюз. минерал. семинара. — Санкт-Петербург, 1980, с.38-39.
4. Некоторые вопросы спектроскопии лазерных кристаллов с ионной структурой. /Ю.К.Воронько, В.В.Осико, А.М.Прохоров, И.А.Щербаков. — М., 1972, 60, с.3-31. (Тр./ФИАН СССР; Вып.60).
5. Осико В.В. Статистика оптических центров в кристаллах типа флюорита, корунда, граната и шеелита. — Изв. АН СССР, 1969, № 5.
6. Параметры спектров рентгенолюминесценции природных флюоритов — критерий их временной и геохимической корреляции. /О.А.Красильщикова, В.В.Защиха, А.Н.Таращан, А.Н.Платонов. — В кн.: Флюорит Украины (критерий поисков). Киев: Наукова думка, 1981, с.92-108.

7. Платонов А.Н. Природа окраски минералов. — Киев: Наукова думка, 1976. — 270 с.
8. Таращан А.Н. Люминесценция минералов. — Киев: Наукова думка, 1978. — 298 с.
9. Юшкин Н.П., Волкова В.В., Кунц А.Ф. Флюорит Уральско-Новоземельской провинции и проблемы его использования. — Сыктывкар, 1977. — 48 с. (Сер. препринтов сообщ. "Науч.рек. — нар. хоз-ву"/ АН СССР, Коми фил.; Вып. 12).
10. Юшкин Н.П., Ромашкин Ю.Н., Маркова Г.А. Уральско-Новоземельская флюоритоносная провинция. — Л.: Наука, 1983. — 220 с.
11. Bailey A.D., Hunt R.P., Taylor K.N.R. An ESR study of natural fluorite containing manganese impurities. — Mineralogical Magazine, 1974, v. 39, N 306, pp. 705-708.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРИРОДНЫХ ФОСФАТСОДЕРЖАЩИХ КОЛЛОИДОВ ПАЙХОЙ МЕТОДАМИ ПРОСВЕЧИВАЮЩЕЙ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ

А.А.Иевлев

В работе Н.П.Юшкина и Г.С.Назаровой [3] приводятся результаты комплексных минералогических исследований природных коллоидов алюмо-железо-сульфатно-фосфатного состава, образовавшихся в условиях сернокислотного гипергенеза фосфатоносных углисто-глинисто-кремнистых сланцев на Пайхойском антиклинории. В природных условиях был обнаружен полный минералогенетический ряд от жидкого гидрозоль через твердые рентгеноаморфные гели к кристаллическим сульфатам и фосфатам, т.е. наблюдается ряд ступеней фазово-конституционной эволюции природных коллоидов. Были проведены химические анализы, исследованы физические свойства, а также поставлены эксперименты по фазовой трансформации коллоидов. Однако ряд конституционных особенностей фосфатсодержащих коллоидных образований остался не выясненным. В частности, не решен вопрос о возможности присутствия в аморфных образованиях ультрамикроскопических частиц с кристаллической структурой, так как применявшиеся методы не были в состоянии их обнаружить.

Нами продолжено исследование этих природных коллоидов методами просвечивающей электронной микроскопии. Работа проводилась на электронном микроскопе Tesla BS-500. Тонкодисперсные образцы исследовались методом суспензий, стеклообразные — методом одноступенчатых угольных реплик [2]. Предельную сложность для исследования представляют канифоллоидные гели. Будучи естественным продуктом коагуляции природных коллоидов, они являются чрезвычайно хрупкими и пористыми. Поэтому снимаемая желатиной угольная реплика оказывалась поврежденной и содержала крупные извлеченные частицы, т.е. была непригодной для работы. Метод проварки или реплики канифолью с целью создания прочной матрицы также оказался неприемлемым в связи с малыми размерами образцов. В

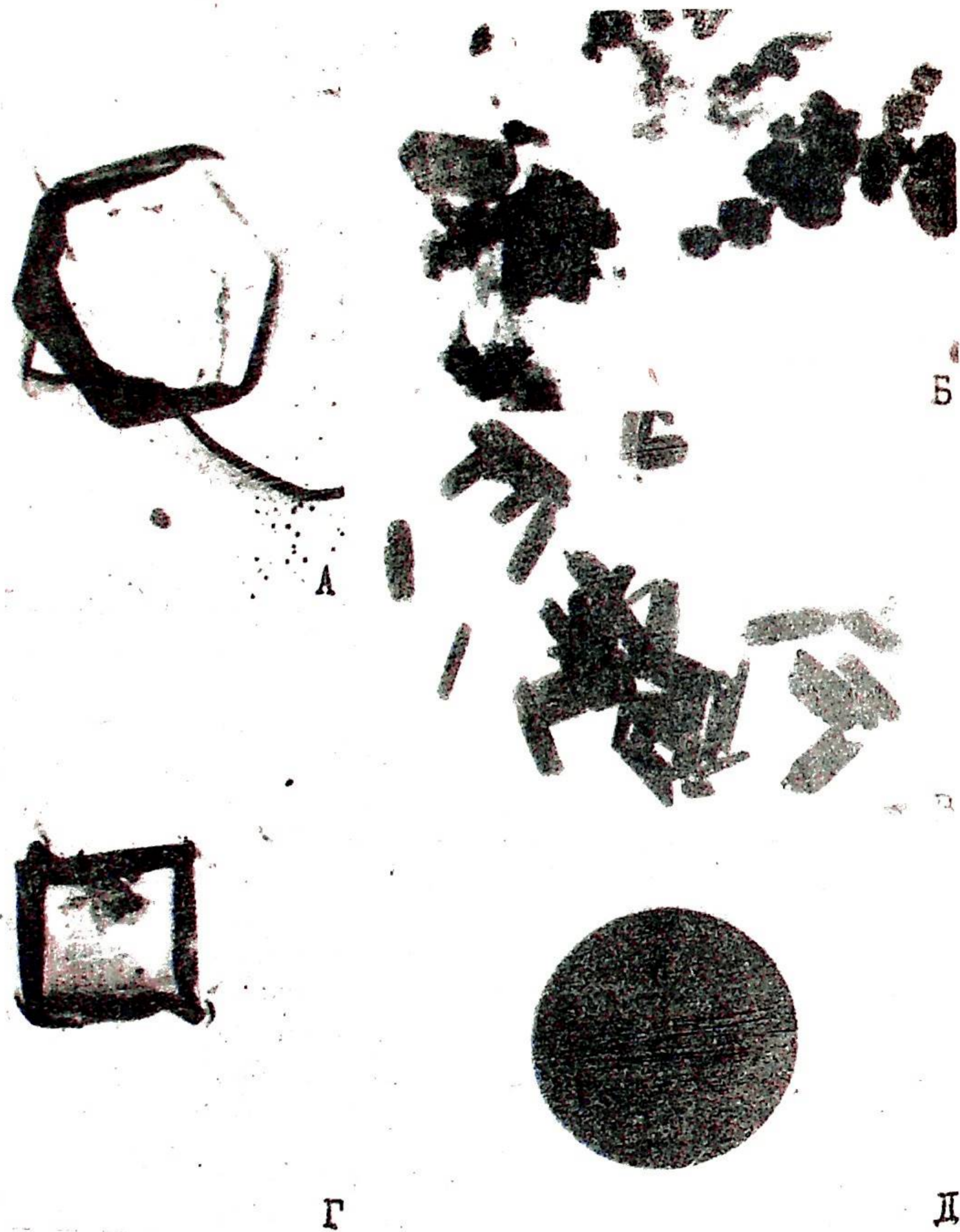


Рис. 1. Электронно-микроскопические снимки тонкодисперсных коллоидов. Образцы: а — Ю-61-85, $\times 24000$; б — А, $\times 14000$; в — Ю-61-85, $\times 8000$; г — Ю-61-85, $\times 14000$.

данном исследовании был применен метод запрессовки образцов в пластмассу с последующей многократной чисткой образцов желатиной и получением одноступенчатой угольной реплики [1].

Проведенное ранее исследование тонкодисперсных образцов [3] показало, что они состоят из частичек изометрической формы с закругленными краями и шарообразных частиц. Частицы обра-



Рис. 2. Электронно-микроскопические снимки канифолеподобных коллоидов. Образцы: а — 1, $\times 5000$; б — 4, $\times 2000$; в — 418, $\times 7000$; г — 418, $\times 3000$; д — 418, $\times 9000$.

зуют кольцообразные постройки. Настоящее исследование тонкодисперсных образцов Ю-61-82 и А выявило наличие гексагональных (рис. 1 а, б), палочкообразных

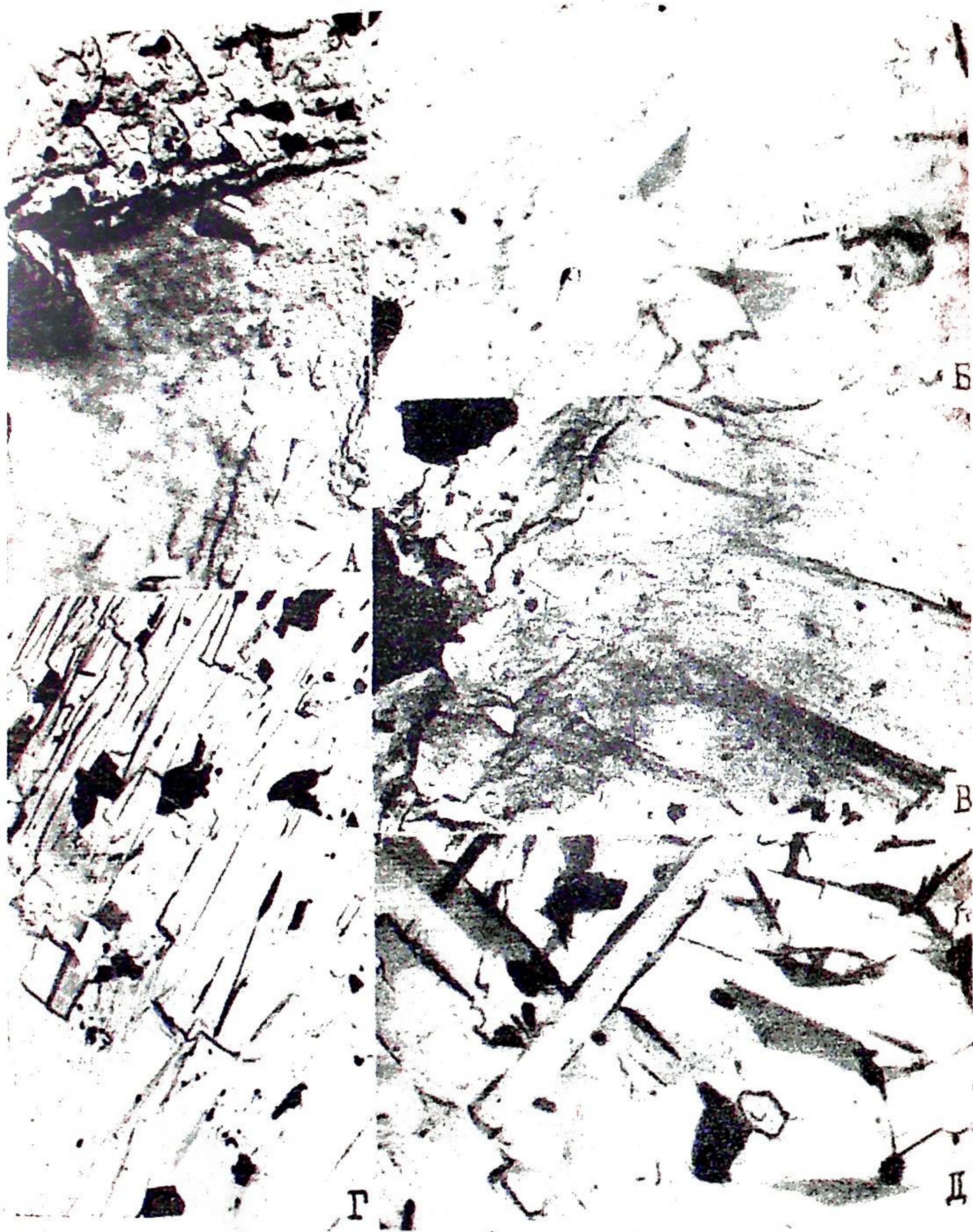


Рис.3. Электронно-микроскопические снимки канифолеподобных и стеклоподобных коллоидов.
 Образцы: а — 532з, х 2000; б — 532з, х 1500; в — стеклообразный, х 4000; г — стеклообразный, х 2000; д — глиноподобное вещество, х 10000.

(рис.1 в) и кубических (рис.1 г) частиц. Иногда встречаются сферические частицы (рис.1 д), но их меньшинство. Подобные сферулы описывались Хенми и Вадой как галлуазит [5]. Часть вещества

образцов представлена плохо окристаллизованными агрегатами (рис.1 б).
 Предыдущее исследование канифолеподобных и стеклоподобных образцов с помощью сканирующей электронной микроскопии [3] выявило характерное слоистое строение их без каких-либо признаков мелкозернистости.

С помощью просвечивающей электронной микроскопии также устанавливается это слоистое строение у исследованных канифолеподобных образцов 1,4,418 (рис.2 а, б, в). Кроме того, реплика образца 418 содержит крупные тригональные и гексагональные частицы (рис.2 г), а также сферические частицы, образующие точечные постройку и формирующие крупные агрегаты (рис.2 в, г). Структура этих сферических частиц сходна со структурой аллопима [4,5].

Канифолеподобный образец 532з наряду со слоистостью, а также с наличием сферических и тригональных частиц (рис.3 а) обнаруживает элементы явно кристаллического строения (рис.3 б). Видно, это является следствием того, что образец представляет собой результат природной трансформации коллоидов сложного неоднородного состава, когда в различных участках коагулята образуются различные новообразования.

Образец твердого стеклоподобного вещества обнаруживает лишь слоистое строение. На рис.3 в, г показана граница перехода его в глиноподобное вещество, являющееся результатом природной трансформации стеклоподобного вещества. Структура этого глиноподобного вещества, состоящего из гексагональных и паучкообразных частиц, представлена на рис.3 д.

Итак, исследование тонкодисперсных, канифолеподобных и стеклоподобных природных коллоидов Пай-Хоя методами просвечивающей электронной микроскопии показывает, что несмотря на то, что все они оказались рентгеноаморфными [3], часть из них обнаруживает явно кристаллическое строение. Кроме того, разнообразие форм обнаруженных частиц отражает богатство минерального состава образцов, являющихся продуктами природной трансформации коллоидов сложного состава. В последующем предполагается провести точную диагностику этих частиц с помощью электронной микроскопии.

Автор благодарен сотрудникам лаборатории кристаллохимии ИМСа В.Т.Дубинчуку и А.И.Федотову за оказанную помощь в работе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас электронно-микроскопических фотографий урановых и уран-содержащих минералов. / В.Т.Дубинчук, В.И.Мещанкина, Н.Г.Белявская и др. — М.: Недра, 1978. — 103 с.
2. Грицаенко Г.С., Рудницкая Е.С., Горшков А.И. Электронная микроскопия минералов. — М.: Недра, 1961. — 132 с.
3. Юшкин Н.П., Назарова Г.С. Конституция и фазовые трансформации природных коллоидов алюмо-железо-сульфатно-фосфатного состава. — Сыктывкар, 1982. — 40 с. (Сер.препринтов "Науч.докл." /АН СССР, Коми фил.; Вып. 83).
4. Smalley I. A spherical structure of allophane. — Nature, 1979, v.281, N5730 pp. 339.
5. Henmi T., Wada K. Morphology and composition of allophane. — Amer. Miner., 1976, v. 61, N 5-6, pp. 379-390.

АНКИЛИТ И СИНХИЗИТ ИЗ ХРУСТАЛЕНОСНОГО ГНЕЗДА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

П.П.Юхтанов, Е.В.Бурлаков

В хрусталеносных жилах и гнездах Приполярного Урала к настоящему времени известно более ста акцессорных минералов, многие из которых в своем составе содержат редкоземельные элементы: церий, иттрий, лантан и др. [1]. Из собственно редкоземельных минералов наиболее широко распространены монацит, сенотим, реже флоренсит и в единичных находках ортит и анкилит.

Нами в одном из хрусталеносных гнезд обнаружены анкилит и синхизит. Необходимо отметить, что анкилит на Приполярном Урале был описан ранее из микропегматитовых гранитов с верховьев р.Торговой [6] и из хрусталепроявления [1]. Синхизит описывается впервые.

Хрусталеносное гнездо локализовано в кварц-серицитовых сланцах пуйвинской свиты (PR_{Pv}) и приурочено к системе разрывных нарушений, связанных с дайкой порфировидных диабазов северо-восточного простирания, секущей тело древних складчатых гранитоидов (рис.1).

Анкилит. — $(Sr, Ca, Ba) Ce (CO_3)_2(OH) \cdot H_2O$. Кристаллы анкилита встречаются в юго-восточной нижней части гнезда, по стенкам мелких трещин в кварц-серицитовых сланцах, непосредственно контактирующих с гнездом, на обломках этих сланцев представляющих гнездовое выполнение, а также на поверхности кристаллов кварца. Форма выделения — дипирамидальные слегка уплощенные кристаллы или их сростки размером менее 0,2 мм (рис.2). Цвет медово-желтый, иногда розоватый. На поверхности большинства кристаллов наблюдается восковидный желтый налет, который делает их непрозрачными. Анкилит встречается вместе с хорошо ограненными довольно крупными (до 1-3мм) кристаллами хлоргидроксилапатита и темно-синими дипирамидальными кристаллами анатаза, по граням которых он нередко скрывается. Наблюдения за взаимоотношениями анкилита с другими акцессорными минералами и кристаллами кварца свидетель-

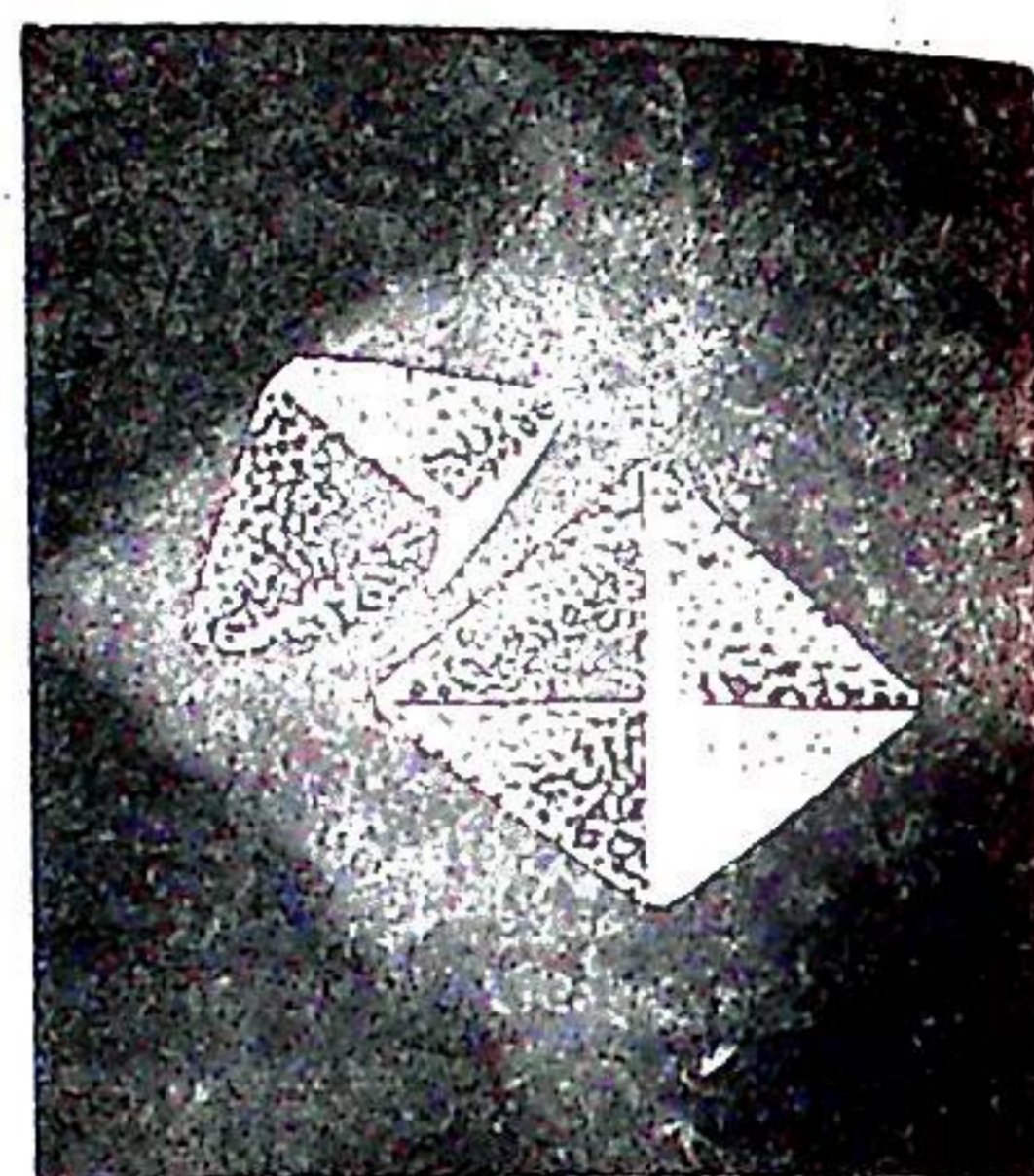
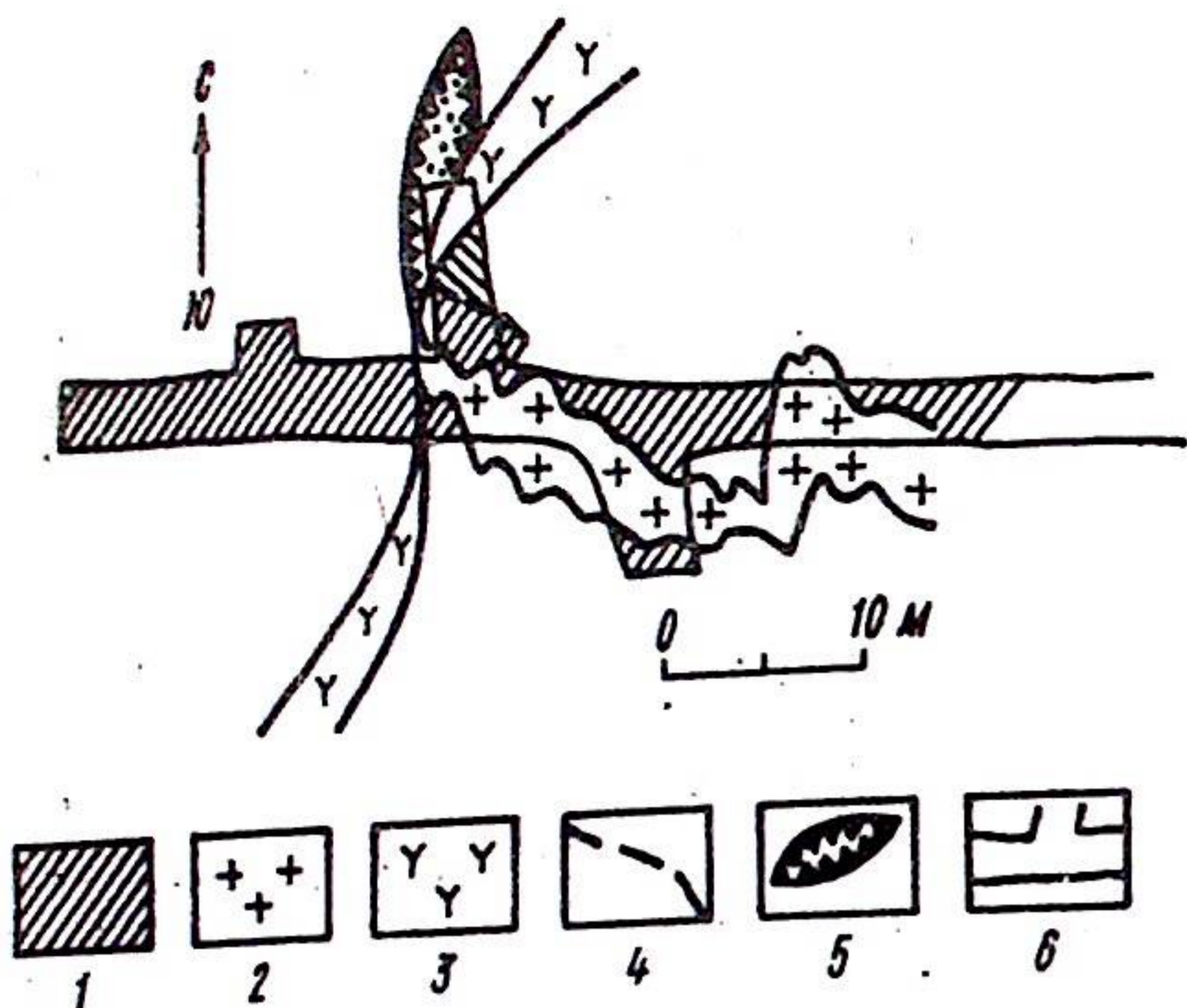


Рис.2. Кристаллы анкилита на стенке трещины в сланцах, х 30.

Рис.1. Геологическая схема хрусталеносного гнезда с анкилитом и синхизитом. Условные обозначения: 1 — кварц-серичитовые сланцы; 2 — гранитоиды; 3 — порфировидные диабазы; 4 — тектоническое нарушение; 5 — хрусталеносное гнездо; 6 — контуры горной выработки.

ствуют о его относительно более позднем формировании. В таблице приведены межплоскостные расстояния анкилита из хрусталеносного гнезда и микропегматитовых гранитов. Отличия по рентгенометрическим данным не существенны.

Анкилит хорошо растворяется в соляной кислоте с выделением углекислого газа. Показатели преломления определены иммерсионным методом и составляют $n_g = 1,751$, $n_m = 1,672$. Плотность, определенная пикнометрически (Л.А.Юшкина), равна 4,13 и несколько превышает известные для этого минерала значения: приполярноуральский анкилит — 3,91; хибинский — 3,82-3,98; гренландский — 3,95. Наиболее близкую плотность имеет анкилит из массива Вуориярви (4,10-4,15), содержащий до 14,36 вес.% ВаО [3].

Инфракрасный спектр приполярноуральского анкилита (рис. 3) аналогичен спектру, приведенному в книге "Минералогия Хибинского массива" [5], и характеризуется полосами поглощения 864, 1430-1480 cm^{-1} , обусловленными колебаниями групп $(CO_3)^{2-}$. Основная полоса 1430-1480 cm^{-1} расщепляется на две, что объясняется некоторыми исследователями присутствием существенно различающихся по атомным весам катионных группировок Sr и TR. Гидроксильные группы фиксируются полосой поглощения (с максимумом около 3500 cm^{-1}), почти сливающейся с полосой воды (3400 cm^{-1}). Химический состав анкилита не определялся из-за отсутствия минерала в достаточном количестве. Существующее

Анкилит Приполярного Урала			Синхизит				
в гранитоидах [6]	из хрусталеносного гнезда (данные авторов)		по данным авторов		Emiliani, Gandolfi [9]		
	d^0, A	i	d^0, A	1	d^0, A	1	d^0, A
1	5,50	4	5,51	—	—	6	9,1
2	—	2	4,69	3	6,79	—	—
6	4,27	8	4,31	2	4,58	5	4,53
—	—	3	4,10	5	3,51	10	3,55
8	3,66	10	3,69	—	—	4	3,32
3	3,31	3	3,33	—	—	3	3,07
9	2,95	9	2,94	9	2,79	10	2,80
1	2,77	2	2,75	2	2,58	—	—
3	2,63	2	2,63	1	2,43	—	—
1	2,56	—	—	3	2,30	1	2,30
4	2,49	2	2,48	—	—	2	2,28
2	2,41	1	2,41	4	2,04	5	2,06
10	2,32	6	2,33	—	—	2	2,01
1	2,28	—	—	5	1,925	5	1,934
1	2,21	—	—	5	1,859	4	1,873
1	2,16	1	2,12	—	—	0,5	1,821
4	2,07	4	2,06	1	1,766	1	1,777
5	1,998	4	1,99	—	—	1	1,749
4	1,937	2	1,94	—	—	1	1,704
1	1,893	1	1,88	4	1,645	3	1,661
4	1,833	—	—	1	1,558	—	—
1	1,815	2	1,82	2	1,526	3	1,528
2	1,728	—	—	4	1,402	3	1,401
2	1,707	2	1,71	2	1,382	—	—
5	1,672	1	1,66	—	—	1	1,345
2	1,638	—	—	—	—	1	1,329
1	1,613	—	—	10	1,284	3	1,290
1	1,578	—	—	1	1,225	11	1,230
4	1,523	2	1,51	4	1,181	1	1,189
—	—	2	1,47	5	1,158	3	1,160
4	1,434	2	1,47	4	1,148	1	1,152
—	—	—	—	4	—	1	1,122
—	—	1	1,40	—	—	1	1,101
—	—	1	1,37	—	—	1	1,050
10	1,313	3	1,30	—	—	1	1,040
3	1,281	2	1,27	—	—	2	1,004
4	1,255	2	1,25	—	—	1	0,984
2	1,238	1	1,23	—	—	3	0,962
1	1,219	—	—	—	—	3	0,934
2	1,206	—	—	—	—	2	0,904
—	—	3	1,033	—	—	—	—

Условия съемки: анкилит и синхизит с Приполярного Урала — УРС-55, $D = 57,3$, $d = 0,35$ мм (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР). Синхизит [9]: излучение $Cu K\alpha, Ni$ -фильтр.

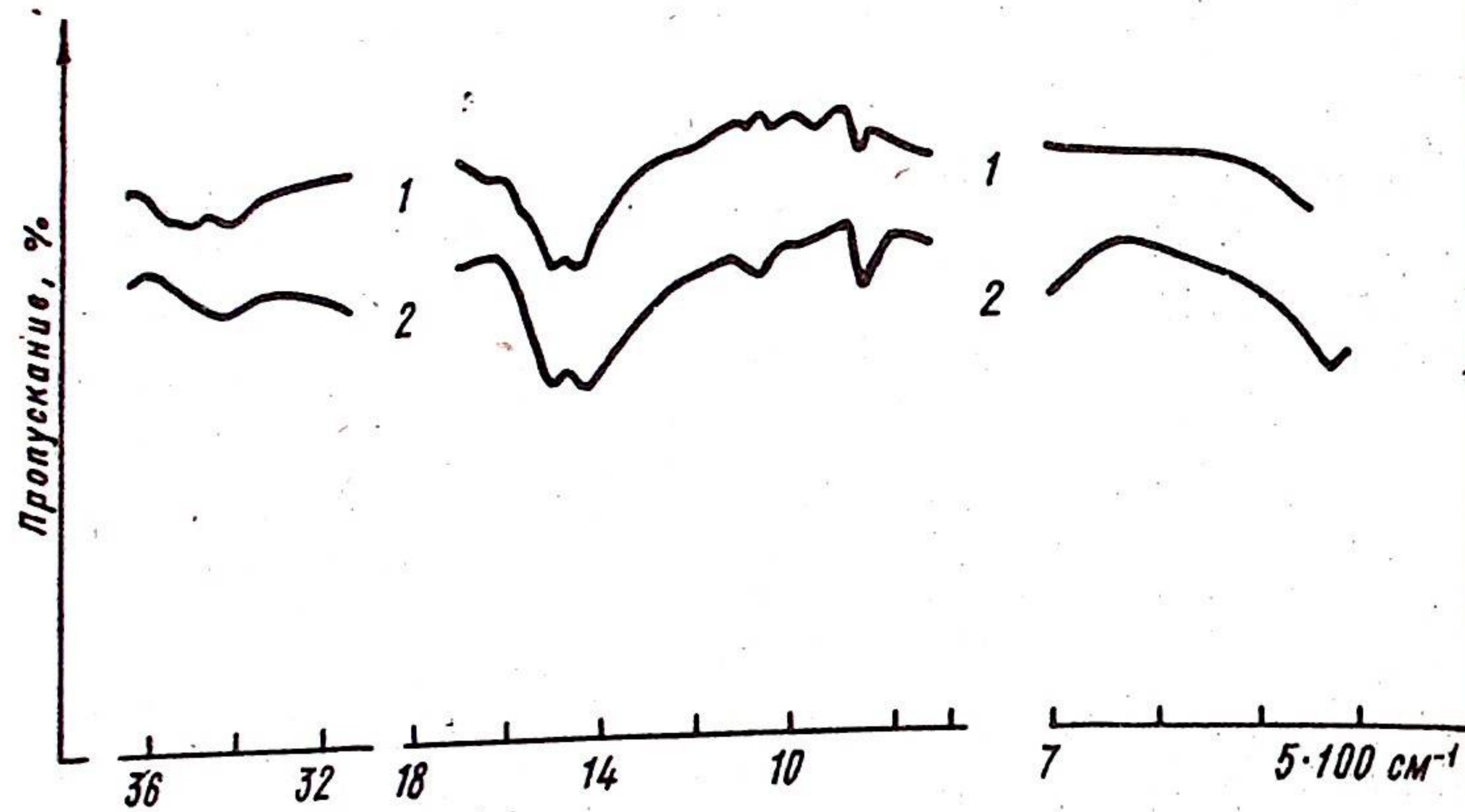


Рис. 3. Инфракрасные спектры анкилита: 1 — из хрусталеносного гнезда; 2 — из эгирин-полевошпатового пегматита г. Юмьечорр, Хибинь.

мнение [2] о связи показателей преломления анкилита с содержанием в нем CaO и SrO, при анализе опубликованных к настоящему времени химических составов минерала [3] не подтверждается.

Синхизит — $\text{CaCe}(\text{CO}_3)_2\text{F}$ обнаружен в том же гнезде, что и анкилит, в очень небольшом количестве. Форма выделения — пластинчатые или таблитчатые коричневатожелтые кристаллы, по форме приближающиеся к прямоугольнику. Обломки имеют занозистый излом. Размер кристаллов менее 0,15 мм (рис. 4). В таблице приведены межплоскостные расстояния приполярноуральского синхизита. По своим физическим свойствам и рентгенограмме синхизит очень близок к паризиту, поэтому уверенная диагностика его затруднена.

Как известно, в гидротермальном процессе происходит фракционирование легких и тяжелых редких земель, разделение цериевой и иттриевой групп [7]. По нашим опубликованным материалам [4, 8] мы попытались оценить степень фракционирования ТРВ крупных участков Приполярноуральской гидротермальной палеосистемы. В качестве индикатора использовалось отношение частоты встречаемости акцессорного ксенотима к частоте встречаемости акцессорного монацита в гидротермальных кварцевых жилах. Для Хибинского района (восточный склон) это отношение равно 0,80, для Неройского (осевая зона) — 0,19 и для Вангырск-

западный склон) — 0,45. Полученные результаты свидетельствуют о резком отличии восточной зоны от западной и восточной, по нашему мнению, как индикаторов интенсивности гидротермального процесса. В этой связи находка редких кварцевых жил и хрусталеносных редкоземельных минералов является дополнительным подтверждением установленной закономерности.

Кроме описанных в статье анкилита и синхизита, в последнее время одним из авторов на юге Приполярного Урала в хрусталеносном гнезде обнаружен акцессорный кейльгауит (иттриевый титанит); в горах С.К. Кузнецовым установлен штипельманит (иттриевый цирконит). Все вышеизложенное свидетельствует о том, что к палеосистеме гидротермальной палеосистемы возрастает "иттриевость" редкоземельных акцессорных минералов кварцевых жил и хрусталеносных гнезд.

Таким образом, новые находки и изучение редкоземельных минералов имеют не только минералогическое значение, но могут служить индикаторами оценки характера и установления пространственных закономерностей гидротермального процесса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буканов В.В. Горный хрусталь Приполярного Урала. — М.: Наука, 1971. — 212 с.
2. Дахия Л.М. Анкилит из карбонатитов массива Бор-Урх. — Зап. Всесоз. геол. о-ва, 1969, ч. 98, вып. 4, с. 737-739.
3. Капустин Ю.Л. Минералогия карбонатитов. — М.: Наука, 1971. — 288 с.
4. Малышев А.Г., Скобель Л.С., Колбин Б.А. Разделение акцессорных минералов в кварцевых жилах и их роль при оценке хрусталеносности. — М.: Геол. журн., № 355-74. Дец., 1976. — 15 с.
5. Минералогия Хибинского массива. Т. 2. /Е.Е. Костылева-Лабунцова, В.И. Зорунский и др. — М.: Наука, 1978. — 586 с.
6. Никитенко И.П., Калинин Е.П., Юшкин Н.П. О находке анкилита в горах Приполярного Урала. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар, 1973, вып. 433. (Тр. УП геол. конф. Коми АССР, 2).
7. Семенов Е.И. Минералогия редких земель. — М.: Изд-во АН СССР, 1971. — 412 с.

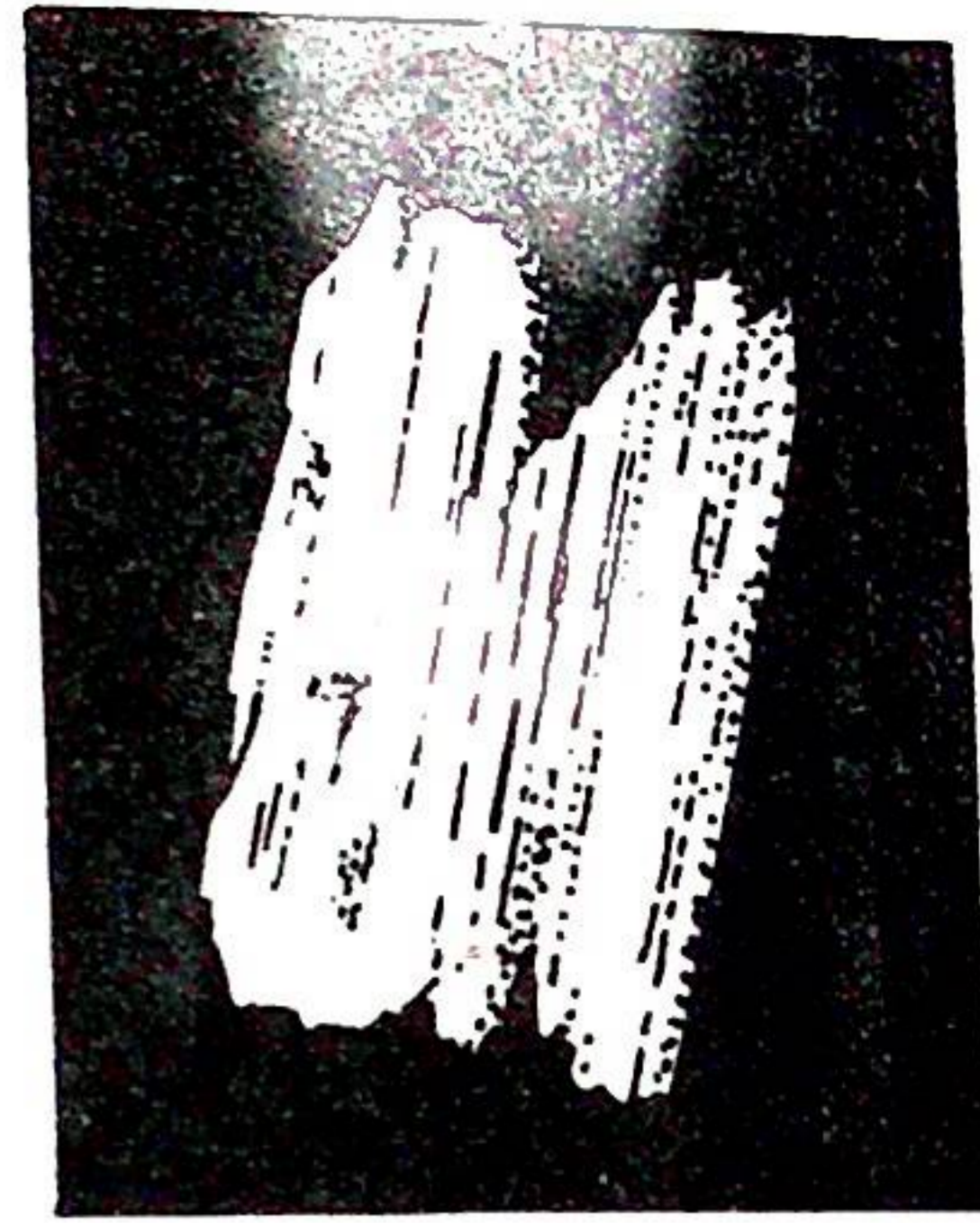


Рис. 4. Пластинчатые кристаллы синхизита, x 100.

8. Сучкова Е.М. Акцессорные минералы гидротермальных кварцевых жил и их значение для оценки хрусталеносности на примере Хобеинской хрусталеносной полосы Приполярного Урала: Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд.г.-м.наук — М., 1978. — 17 с.

9. Emiliani F., Gandolfi G. The accessory minerals for Predazzo granite (North Italy), part 3. — *Miner. petrogr. Acta*, 1965, vol. 11, pp. 123-131.

КИНЕТИЧЕСКИЙ МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ПРИСЫПОК " НА КРИСТАЛЛАХ МИНЕРАЛОВ "

А.М. Асхабов

Для большого числа минералов, формирующихся в полостях, широко известно явление образования на обращенных во время роста вверх гранях кристаллов так называемых присыпок — однородных или чужеродных кристаллу частиц [4-6,9]. Такого рода присыпки, фиксируя верх кристалла, играют роль минералогических уровней и отвесов и широко используются в минералогенетических реконструкциях. Однако генезис присыпок и обстоятельства их появления на кристаллах в полной мере еще не установлены. Ни один из предложенных до сих пор механизмов не оказался универсальным. Ранние попытки связать их с направлением движения минералообразующих растворов приводили к противоречивым выводам и были впоследствии опровергнуты геологическими наблюдениями и экспериментальными данными [5]. Не выдержали критики и представления об экзогенном характере поступления частиц в полость в результате растворения вмещающих пород.

В результате многолетних исследований кварцевых жил Южно-Якутской хрусталеносной провинции Г.Б.Митич [7] пришел к выводу о том, что основным движущим фактором в процессе формирования кварцевых присыпок были восходящие потоки минералообразующих растворов, которые взмучивали и поднимали массу мелких частиц, осаждавшихся затем на выступающих участках полости или на гранях кристаллов. Гипотеза также не получила признания, поскольку противоречит принятому сейчас мнению о спокойном характере гидродинамических условий кристаллизации в минерализационных полостях.

В настоящее время появление присыпок кристаллообразующих частиц на кристаллах связывают с внутриминерализационными тектоническими подвижками, приводящими к дроблению кристаллов с последующим оседанием осколков на кристаллах [5]. Легко заметить, что такой механизм образования присыпок хотя и не может полностью исключаться, должен иметь крайне редкое распространение. Более вероятным представляется самопроиз-

вольное образование зародышей в объеме полости в результате резкого падения давления или снижения температуры*. В термодиффузионных условиях паразитные кристаллы зарождаются в более холодных зонах, приуроченных к кровле полости, и опускаются вниз. В этой ситуации вещество из раствора отлагается главным образом на большом числе вновь образовавшихся кристаллов. Быстрое падение пересыщения приводит к тому, что кристаллы первой генерации (зарождения) в дальнейшем прекращают свой рост и их верхние грани покрываются мелкокристаллической корочкой оседающих зародышей.

В рамках этой модели трудно интерпретировать распространенные факты периодического появления присыпок на растущих кристаллах без значительного западачивания всего объема раствора в полости.

Целый ряд вопросов, связанных с образованием присыпок на кристаллах, разрешается в рамках новой модели, предлагаемой нами. Эта модель придает решающее значение такому фактору минералообразования, как плотность раствора и ее изменение в процессе кристаллогенезиса в замкнутых полостях в квазиизотермических условиях [2].

Известно, что растворимость минералов в гидротермальных условиях сильно зависит от плотности раствора. Для кварца эта зависимость в широком интервале термодинамических условий имеет следующий вид [3,8]:

$$C_0 = 3,3 \cdot 10^2 \rho^2 \exp(Q/RT + h),$$

где C_0 — растворимость (равновесная концентрация), ρ — плотность раствора, Q — теплота растворения, R — универсальная газовая постоянная, T — температура, h — постоянная интегрирования.

В процессе роста кристалла в результате отложения вещества на его гранях концентрация раствора в околокристалльной области падает. В результате плотность раствора в этой области снижается. В силу квадратичного характера зависимости равновесной концентрации от плотности раствора небольшое снижение плотности приводит к значительному уменьшению равновесной концентрации C_0 . А это неизбежно должно привести к возрастанию пересыщения раствора около растущих граней кристалла**. Такая пара-

* При этом в многокомпонентных системах из-за нарушения фазовых соотношений (диаграмм равновесия) могут образоваться и присыпки чужеродных растущему кристаллу частиц.

** При интенсивном растворении кристаллов, наоборот, плотность раствора около растворяющихся участков увеличивается, что приводит к дальнейшему увеличению растворяющей способности (степени недосыщения) раство-

доксальная, на первый взгляд, ситуация имеет важное авторегуляционное значение для процессов кристаллогенезиса. Монокристалльный рост возможен лишь до тех пор, пока уменьшение концентрации в околокристалльной области раствора компенсируется диффузионным поступлением вещества в эту область. Если скорость роста кристалла превосходит некоторую величину, связанную со скоростью поступления вещества (выравнивания концентрации), то пересыщение вблизи поверхности возрастает. А при некоторых критических значениях скорости роста пересыщение возрастает настолько, что происходит образование новых зародышей. Зародыши, образовавшиеся около обращенных вниз граней под действием силы тяжести, падают вниз. На верхних гранях они формируют присыпки и экранируют их рост.

В условиях кратковременного возрастания скорости роста кристалла образовавшиеся зародыши сразу же захватываются растущим кристаллом и дают начало формированию большого числа бразильских двойников. Собственно присыпки образуются лишь тогда, когда флуктуации скоростей роста достигают значительных масштабов. В последнем случае, очевидно, возможно приращение мелких кристаллических зародышей и к обращенным вниз граням кристалла.

При периодических актах повышения скорости роста в кристаллах фиксируется макроскопическая зональность, по которой восстанавливается динамика формирования кристаллов в полости. Таким образом, эта модель объясняет не только образование отчетливых присыпок, но и генезис грубой зональности, иногда приводящей к так называемым фантом-кристаллам.

Предлагаемая нами модель позволяет оценивать порядок максимальных значений скоростей роста кристаллов в природе. Поскольку коэффициенты диффузии имеют обычно порядок 10^{-5} см²/сек, а градиенты концентрации в пограничном слое не превосходят 10^{-2} – 10^{-3} г/см, максимальные скорости роста кристаллов должны иметь порядок 10^{-1} – 10^{-2} мм/сутки. Кристаллы с размерами порядка 10 см могут вырасти в течение полугода-трех лет, т.е. примерно за то же время, что и при искусственном выращивании кристаллов в автоклавах.

ра. В связи с этим растворение, начавшись в определенных участках, прогрессирует и продолжается в этих же участках, иногда даже без каких-либо признаков растворения на других участках. Эта особенность растворения кристаллов иллюстрируется примерами кристаллов с многократными актами растворения -- регенерации [1,4].

Рассматриваемый нами механизм образования присыпок не отрицает роли внутриминерализационной тектоники и колебаний термодинамических параметров, поскольку именно эти факторы, как правило, ответственны за колебания скоростей роста кристаллов в полостях. Однако следует отметить, что критические скорости могут достигаться и за счет общего эволюционного снижения температуры раствора в полости, и перерывы в росте вовсе не обязательны.

В рамках этой модели легко объясняются и большие скорости роста граней, обращенных во время роста вверх, по сравнению со скоростями роста обращенных вниз граней, и связанное с этим искажение формы кристаллов, описанное еще Г.Г.Леммлейном [6].

ЛИТЕРАТУРА

1. Асхабов А.М. Регенерация кристаллов (кинетические и морфолого-генетические аспекты). — Л.: Наука, 1979. — 176 с.
2. Асхабов А.М. Новая модель гидротермальной кристаллизации в условиях градиента плотности раствора. — ДАН СССР, 1979, т.248, № 6, с.1434-1438.
3. Балицкий В.С. Экспериментальное изучение процессов хрусталеобразования. — М.: Недра, 1978. — 143 с.
4. Буканов В.В. Горный хрусталь Приполярного Урала. — Л.: Наука, 1974. — 212 с.
5. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогенез минералов (индивиды). — М.: Наука, 1975. — 339 с.
6. Леммлейн Г.Г. Морфология и генезис кристаллов. — М.: Наука, 1973. — 328 с.
7. Митич Г.Б. Эндогенная седиментация в полостях хрусталоносных кварцевых жил. — В кн.: Геология месторождений пьезооптического сырья. Синтез минералов и экспериментальные исследования. М., 1969, с.93-101. (Тр./ВНИИСИМС, т.10).
8. Мозебах Р. Гидротермальная растворимость кварца с точки зрения гетерогенного фазового равновесия. — В кн.: Термодинамика геохимических процессов. М.: ИЛ, 1960, с.34-70.
9. Юшкин Н.П. Теория и методы минералогии (избранные проблемы). — Л.: Наука, 1977. — 291 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Юшкин Н.П. Кристаллосимметричная структура минеральных систем и ее генетико-информационное значение	3
Майорова Т.И. Минералогия аллювиального золота севера Урала	21
Литошко Д.И. Халькопирит как индикатор минералогической зональности палеогидротермальной системы	26
Швенова И.В., Лихачев В.В. Сульфиды и арсениды в бокситоносных корах выветривания Среднего Тимана	44
Осгащенко Б.А. Цеолиты Северного Тимана	51
Макеев А.Б., Суханов Н.В. Изотопный состав кислорода и углерода карбоната ультрабазитов массива Рай-Из	60
Каликов В.Н., Сергеев В.Н. Морфология лазерного разрушения магнетита	65
Лютюев В.П., Кузнецов С.К. Парамагнитные центры в жильном кварце хрусталоносного поля	76
Макеев А.Б., Брянчаннинова Н.И., Модянова Г.И. Особенности серпентинизации ультраосновных пород массива Рай-Из	80
Выборов А.И., Лютюев В.П. Природа окраски флюорита Уральско-Новоземельской провинции	87
Иевлев А.А. Исследование природных фосфатсодержащих коллоидов Пай-Хоя методами просвечивающей электронной микроскопии	93
Юхтанов П.П., Бурлаков Е.В. Анкилит и сингизит из хрусталоносного гнезда Приполярного Урала	99
Асхабов А.М. Кинетический механизм образования "присыпок" на кристаллах минералов	105

КРИСТАЛЛОСИММЕТРИЙНАЯ СТРУКТУРА МИНЕРАЛЬНЫХ СИСТЕМ И ЕЕ ГЕНЕТИКО-ИНФОРМАЦИОННОЕ ЗНАЧЕНИЕ. Юшкин Н.П. — В кн.: Минералы и минералообразование. Сыктывкар, 1985, с. 3 — 20. (Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.50).

Кристаллосимметричная структура (КСС) минералогических объектов характеризуется константными параметрами распределения минеральных видов по рангам системы симметрии (категориям, сингониям, видам симметрии). Анализ КСС является новым эффективным средством минералогических исследований. Он позволяет получать представление о генетической природе минеральных систем, их гетерогенности или гомогенности, эволюции, металлогенетической специализации. Проведен симметричный анализ минералогических провинций, минеральных комплексов, месторождений. Установлен закономерный направленный характер изменения КСС в процессе гипергенных изменений, проявляющихся в вырождении семейства высосимметричных, кубических видов симметрии и в повышении роли видов симметрии с четверными и двойными осями и низкосимметричных видов.

Рис.5. Библиогр. — 11.

УДК 549.283. (234.851)

МИНЕРАЛОГИЯ АЛЛЮВИАЛЬНОГО ЗОЛОТА СЕВЕРА УРАЛА. Майорова Т.П. — В кн.: Минералы и минералообразование. Сыктывкар, 1985, с. 21 — 25. (Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.50).

Установлены вариации пробности самородного золота из различных аллювиальных локатипов западной и восточной зон Урала. Выявлены особенности химического состава золота. Выдвинуто предположение о наличии в обеих зонах не менее двух формационных типов золоторудных коренных месторождений — потенциальных источников аллювиального золота.

Рис.2. Библиогр. — 10.

УДК 549.351.12 (234.851)

ХАЛЬКОПИРИТ КАК ИНДИКАТОР МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ПАЛЕОГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ. Литошко Д.Н. — В кн.: Минералы и минералообразование. Сыктывкар, 1985, с. 26 — 43. (Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.50).

Детально охарактеризован халькопирит месторождений и рудопроявлений шеелит-пирротин-халькопирит-молибденитового, молибденит-халькопиритового и сфалерит-халькопирит-галенитового минеральных типов, относящихся к единой Западно-Харьбейской рудоносной зоне Полярного Урала.

На основании онтогенетических наблюдений выделены две генерации халькопирита: до и послесфалеритовая. Исследован их состав по данным химического и микронзондового анализов, сделан вывод о кристаллохимическом избытке железа относительно меди. Изучен состав примесей, твердость, плотность, термоэлектрические свойства халькопирита. Показано закономерное изменение состава и всех физических свойств халькопирита I и II генераций месторождений и рудопроявлений различных минеральных типов,

коррелирующих с их пространственным положением в минералогической системе.

Рис.8, табл.6. Библиогр. — 12.

УДК 549.3:55.3.492.1 (234.83)

СУЛЬФИДЫ И АРСЕНИДЫ В БОКСИТОНОСНЫХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ СРЕДНЕГО ТИМАНА. Швецова И.В., Лихачев В.В. — В кн.: Минералы и минералообразование. Сыктывкар, 1985, с. 44 — 50. (Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.50).

Описаны проявления сульфидов, сульфоарсенидов и арсенидов в бокситоносных корах выветривания Среднего Тимана. Выявлена природа и характер их гипергенных преобразований в процессе формирования кор выветривания. Сделано заключение о связи сульфидно-арсенидной минерализации в исходных карбонат-полевошпатовых метасоматитах и продуктах их выветривания с гидротермальными процессами, а также об определяющей роли этой минерализации в балансе никеля, кобальта, меди, свинца, серебра, цинка и других элементов.

Библиогр. — 1.

УДК 549.67 (234.83)

ЦЕОЛИТЫ СЕВЕРНОГО ТИМАНА. Остащенко Б.А. — В кн.: Минералы и минералообразование. Сыктывкар, 1985, с. 51 — 59. (Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.50).

На Северном Тимане установлены два типа цеолитовой минерализации: морденит-анальцимовый, связанный с верхнедевонскими базальтами, и анальцимовый, связанный с нижнекарбонными песчаниками. Диагностированы и исследованы следующие цеолиты: морденит, анальцим, гейландит, десмин. Цеолиты морденитовой группы формировались в процессе низкотемпературного метаморфизма цеолитовой фации, анальцимизация происходила в результате кристаллизации из гидротермальных слабо пересыщенных растворов.

Рис.5. Библиогр. — 5.

УДК 550.42 :549.742.112:552.321.6 (234.851)

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА И УГЛЕРОДА КАРБОНАТА УЛЬТРАБАЗИТОВ МАССИВА РАЙ-ИЗ. Макеев А.Б., Суханов Н.В. — В кн.: Минералы и минералообразование. Сыктывкар, 1985, с. 60 — 64. (Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.50).

Изучен изотопный состав углерода и кислорода из магнезита в ультрабазитах массива Рай-Из. Изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C}$) изученных пород изменяется от 4,1 до $-19,7\%$ PDB, среднее для дунитов $-11,1 \pm 4,3\%$, для гарцбургитов $-7,2 \pm 2,7\%$. Изотопный состав кислорода углекислоты этих же пород изменяется от $+9,6$ до $+29,0\%$ $\delta^{18}\text{O}$ SMOW. Средние значения для дунитов и гарцбургитов почти не отличаются: соответственно $-16,2 \pm 6,4$ и $16,3 \pm 5,1\%$. Предполагается, что наблюдаемая зональность в распределении изотопов углерода и кислорода в метаморфогенном магнезите возникла благодаря смешению глубинных флюидов и коровых низкотемпературных растворов, содержащих углекислоту.

Рис.1. Библиогр. — 7.

УДК 549.731.13

МОРФОЛОГИЯ ЛАЗЕРНОГО РАЗРУШЕНИЯ МАГНЕТИТА. Каликов В.Н., Сергеев В.Н. — В кн.: Минералы и минералообразование. Сыктывкар, 1985, с. 65 — 75. (Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.50).

Приведены результаты систематического изучения морфологии лазерного разрушения магнетита. Морфологическое разнообразие разрушения обусловлено изменением величины удельной энергии лазерного разрушения минерала при изменении энергии лазерных импульсов. Морфологически информативным элементом является кристаллизация лазерного расплава магнетита. Морфология кристаллизации вскрывает гетерогенные особенности кристалла минерала, обусловленные анатомическим строением, метаморфическими деформациями и окислением, а также полиминеральностью облучаемого участка. Зонально-секториальные индивиды магнетита претерпевают хрупкое разрушение, отражающее наличие неоднородности нескольких порядков.

Рис.3. Библиогр. — 11.

УДК 549.514.51:537.622.3

ПАРАМАГНИТНЫЕ ЦЕНТРЫ В ЖИЛЬНОМ КВАРЦЕ ХРУСТАЛЕНОСНОГО ПОЛЯ. Кузнецов С.К., Лютоев В.П. — В кн.: Минералы и минералообразование. Сыктывкар, 1985, с. 76 — 79. (Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.50).

Методом ЭПР в исследованных образцах обнаружены E' -центры и O_2^- радикалы. Измерена концентрация центров. Показано, что концентрация E' -центров пропорциональна концентрации O_2^- радикалов. Облучение образцов приводит к незначительному изменению сигнала от O_2^- радикалов и повышению сигнала от E' -центров.

Рис.2. Библиогр. — 9.

УДК 552.321.6:552.16 (234.851)

ОСОБЕННОСТИ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД МАССИВА РАЙ-ИЗ. Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И., Модянова Г.Н. — В кн.: Минералы и минералообразование. Сыктывкар, 1985, с. 80 — 86. (Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.50).

С помощью термического анализа изучено распределение брусита, серпентина и магнезита в ультраосновных породах различных блоков массива Рай-Из. Отличаясь по степени серпентинизации и содержанию отдельных метаморфогенных минералов от блока к блоку и в одном блоке, дуниты и гарцбургиты в целом по массиву оказались серпентинизированными в одинаковой степени. Средний состав метаморфогенных минералов в дунитах (по 107 пробам): брусит — 7,1, серпентин — 4,1, магнезит — 0,74, общая серпентинизация — 49,4. Средний состав пород гарцбургитовой серии (по 181 пробе), %: брусит — 4,8, серпентин — 43,2, магнезит — 0,58; общая серпентинизация — 48,6%. Учитывая среднее содержание четвертого метаморфогенного минерала — магнетита (~ 1%), средняя степень серпентинизации пород массива Рай-Из оценена в 50%.

Рис.2. Библиогр. — 8.

УДК 549.454.2

ПРИРОДА ОКРАСКИ ФЛЮОРИТА УРАЛЬСКО-НОВОЗЕМЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ. Выборов А.И., Лютоев В.П. — В кн.: Минералы и минералообразование. Сыктывкар, 1985, с. 87 — 92. (Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.50).

В результате проведенных исследований методами оптического поглощения, рентгено-, термолюминесценции, ЭПР выявлено, что кристаллы флюорита с различной окраской характеризуются определенным набором ТР примесей. По отношению к бесцветным, в фиолетовых кристаллах наблюдаются относительно более высокие содержания ионов Mn^{2+} .

Рис.2. Библиогр. — 11.

УДК 549.755:778.317

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРИРОДНЫХ ФОСФАТСОДЕРЖАЩИХ КОЛЛОИДОВ ПАЙ-ХОЯ МЕТОДАМИ ПРОСВЕЧИВАЮЩЕЙ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ. Иевлев А.А. — В кн.: Минералы и минералообразование. Сыктывкар, 1985, с. 93 — 98. (Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.50).

С помощью электронной микроскопии исследован ряд природных Пайхойских коллоидов алюмо-железо-сульфатно-фосфатного состава. Обнаружены наличие кристаллических частиц и черты явно кристаллического строения у рентгеноаморфных образцов.

Рис.3. Библиогр. — 5.

УДК 549.514:234.831

АНКИЛИТ И СИНХИЗИТ ИЗ ХРУСТАЛЕНОСНОГО ГНЕЗДА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА. Юхтанов П.П., Бурлаков Е.В. — В кн.: Минералы и минералообразование. Сыктывкар, 1985, с. 99 — 104. (Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.50).

Дано описание местонахождения и свойств акцессорных редкоземельных карбонатов анкилита и синхизита из хрусталеносного гнезда Приполярного Урала. Приведены данные рентгеновских исследований. На примере Приполярного Урала показана возможность использования отношения итриевых к цериевым минералам для анализа пространственных закономерностей и характера гидротермального процесса.

Рис.4. Библиогр. — 8.

УДК 549.5:541.121

КИНЕТИЧЕСКИЙ МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ "ПРИСЫПОК" НА КРИСТАЛЛАХ МИНЕРАЛОВ. Асхабов А.М. — В кн.: Минералы и минералообразование. Сыктывкар, 1985, с. 105 — 108. (Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.50).

Рассмотрен новый эндогенный механизм образования "присыпок" на кристаллах, согласно которому решающее значение в генезисе присыпочного материала придается кинетическим факторам. При резком увеличении скорости роста кристаллов уменьшение плотности раствора вблизи расту-

щих граней не компенсируется диффузионным поступлением вещества. В результате из-за квадратичной зависимости растворимости минералов в гидротермальных условиях от плотности раствора пересыщение в околокристальной области возрастает. При достижении критических значений скорости роста это приводит к самопроизвольному зарождению новых центров кристаллизации, осаждающихся (прирастающих затем) на обращенных во время роста вверх гранях. В рамках данной модели объясняется также процесс образования в минеральных индивидах грубой зональности и фантом-кристаллов.

Библиогр. — 9.

МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ

Редактор О.П.Сорокина
Техн.редактор М.А.Сазанская
Художник Е.А.Мошева
Корректор Л.П.Мосунова

Подписано в печать 17.09.85. Ц01470. Формат 60 x 90 1/16. Бум. типограф-
ская № 1. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 7. Печ.л. 7,25. Тираж 400. Заказ № 186.
Цена 45 коп.

167610, г.Сыктывкар, ул. Коммунистическая, 26,
ротапринт Коми филиала АН СССР.