

Н. И. СМОЛЬЯНИНОВА

МОРФОЛОГИЯ КРИСТАЛЛОВ КРИДИТА ИЗ НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Введение

Кридит $[\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SO}_4) \cdot \text{F}_8(\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}]$ — сейчас не столь редкий минерал, каким он считался до недавнего времени. Он известен в Колорадо (Larsen, Wells, 1916), Неваде (Foshag, 1932), Боливии (Herzenberg, 1949; Frenzel, 1953), Калифорнии (Pabst, 1952). В Советском Союзе кридит впервые найден М. Д. Дорфманом в Центральном Казахстане (Дорфман, 1950, 1951; Fleischer, 1952; Ермилова, Молева, 1953). В 1953 г. кридит был установлен на месторождении Караоба Л. П. Ермиловой, после чего он стал отмечаться на многих других месторождениях Центрального Казахстана (Мирошниченко, 1955; Цыкункова, 1956; Чухров, 1960), причем на некоторых из них в очень большом количестве.

Кристаллографически кридит был изучен Фошагом на материале из флюоритового месторождения Уэгон-Уил-Гэп, штат Колорадо, США (Foshag, 1921), и из золоторудных флюорит-кварцевых жил Грэнити, штат Невада, США (Foshag, 1932). Фошаг показал, что кридит относится к моноклинной сингонии ($a:b:c=1,6199:1:1,1597$; $\beta=94^\circ 30'$) и установил для него следующие кристаллографические формы: $c(001)$, $m(110)$, $a(100)$, $\delta(101)^1$, $l(201)$, $i(101)$, $p(111)$, $d(221)$, $v(331)^2$, $n(\bar{1}11)$. Кристаллы, изученные Фошагом, призматические, трех типов: 1) с преобладанием грани $p(111)$ на головке, 2) с равным развитием граней $p(111)$ и $n(\bar{1}11)$ и 3) с большим базопинакоидом $c(001)$. Судя по чертежам двуконечных кристаллов, класс симметрии для кридита, по Фошагу, должен быть $C_{2h} — 2/m(L_2PC)$.

Некоторые данные по кристаллографии кридита из Боливии имеются у Френцеля (Frenzel, 1953). На этих кристаллах развиты грани a , m , p и n . Не имея в своем распоряжении двуконечных кристаллов и ошибочно приняв грань m за диэдр, Френцель неверно вывел для кридита класс симметрии — $C_s — m(P)$. С. В. Борисов, Ф. А. Брусенцев, Р. Ф. Клев-

¹ Грань (101) Фошаг (Foshag, 1932) обозначил буквой d ошибочно, так как этой буквой ранее им же была обозначена грань (221) (Foshag, 1921). Дана (1953) предложил обозначать грань (101) буквой δ .

² Грань $v(331)$ не отвечает приведенным у Фошага ϕ и ρ (Foshag, 1932). Этим сферическим координатам будет соответствовать грань с индексами (225) (см. ниже).

цова и Н. В. Белов (1964) изучили структуру кридита и показали, что он относится к пространственной группе $C_{2h}^6 - C2/c$, т. е. класс симметрии кридита $C_{2h} - 2/m(L_2PC)$; по их данным: $a_0 = 14,03 \text{ \AA}$, $b_0 = 8,51 \text{ \AA}$, $c_0 = 9,93 \text{ \AA}$; $\beta = 94^\circ 30'$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,6486 : 1 : 1,1668$; $Z = 4$.

Основная часть

Настоящая статья посвящена описанию кристаллов кридита из некоторых месторождений Центрального Казахстана. Кридит встречен в зоне гипергенеза следующих жильных и штокверковых вольфрам-молибденовых месторождений: Акчатау, Караоба, Восточный Коунрад, Байназар, Верхнее Кайракты, Батыстау (штокверковый участок), Нура-Талды, Селтей. Он известен также в коре выветривания гранат-пироксеновых скарнов с медно-свинцово-цинковым оруденением на Батыстау и в коре выветривания таких же скарнов с вольфрамовым оруденением на Акмая.

Все жильные и штокверковые вольфрам-молибденовые месторождения Центрального Казахстана очень близки по характеру минерализации. В составе их руд содержатся: вольфрамит, шеелит, молибденит, пирит, сфалерит, галенит, висмутин, топаз, мусковит, флюорит и другие менее распространенные минералы. Процессы гипергенеза проявлены до глубины 50—60 м с разной интенсивностью для отдельных месторождений. Из наиболее распространенных гипергенных минералов следует отметить: лимонит, галлуазит, монтмориллонит, нонтронит, повеллит, опал, ярозит. Кридит встречается в виде конкреций в трещинах пород вблизи рудных тел и в виде агрегатов кристаллов в полостях рудного кварца, причем на одних месторождениях — в значительном количестве (Акчатау, Верхнее Кайракты, Караоба, Байназар), на других — он редкий минерал (Восточный Коунрад, штокверк Батыстау, Нура-Талды, Селтей). На скарновых месторождениях кридит находится в виде конкреций среди нонтронита и монтмориллонита, иногда в очень большом количестве, буквально переполняя собой глинистые образования.

Материал, использованный в настоящей статье, частично собран автором (Акчатау, Батыстау), частично предоставлен нам Л. П. Ермиловой (Караоба, Акмая, Восточный Коунрад), Ю. П. Ивановым (Акчатау) и В. И. Степановым (Акчатау, Караоба, Акмая, Байназар, Верхнее Кайракты, Нура-Талды, Селтей).

Ниже описаны кристаллы кридита для каждого месторождения в отдельности.

На месторождении Акчатау, которое представлено кварцевыми, кварцево-топазовыми и слюдяными грейзенами и кварцевыми жилами с вольфрамитом, молибденитом, пиритом, сфалеритом, галенитом, висмутином, флюоритом, мусковитом, топазом и другими минералами (Пинус, 1940, 1944), кридит встречается часто и в довольно большом количестве. Преобладающая форма его выделения — кристаллы, которые слагают корочки или образуют сферолиты в полостях рудных жил. Реже, в трещинах среди адамеллитов и пород сланцево-песчаниковой толщи (в пределах рудной зоны), кридит образует конкреции с извилистой поверхностью размером до 5 см, с мелкими кристалликами в жеодах.

В полостях и пустотках внутри рудных жил кридит наблюдался до глубины 60 м в двух ассоциациях: 1) с кварцем, флюоритом и пиритом, 2) с зеленатовым мусковитом, пиритом и флюоритом.

Первая ассоциация характерна для пустоток и иногда довольно крупных полостей среди жильного кварца, где кридит покрывает друзовидный кварц и флюорит щеточками кристаллов и очень красивыми сферолитами в виде «ежей» диаметром до 2 см (рис. 1 и 2). Флюорит при



Рис. 1. Тонкие корки кридита (*K*)
на флюорите (темное)
Kq — кварц. Уменьш. 2

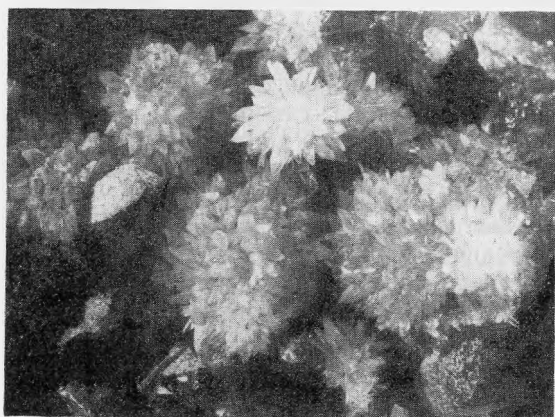


Рис. 2. Сферолиты кристаллов
кридита на кварце
Увел. 2.5

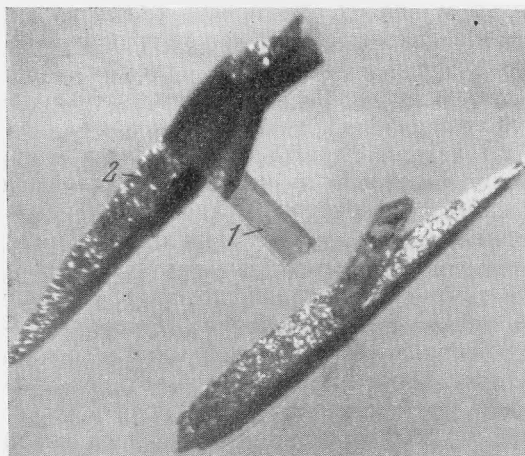


Рис. 3. Кристаллы кридита (*1*)
на чллагите (*2*)
Увел. 10

этом не всегда корродирован, а пирит большей частью свежий, реже — с небольшими следами окисления. На кридите иногда наблюдается геарксутит. Интересны образцы, где кристаллы кридита нарастают на чиллагите (рис. 3). Кридит прозрачен, бесцветен или с лиловым оттенком. Иногда внутри кристаллов кридита можно наблюдать мельчайшие кристаллики лилового флюорита. Возможно, что лиловый оттенок кридита обусловлен очень тонкими включениями именно такого флюорита.

Кристаллы кридита из полостей в кварце призматические, удлинённые по [001] (длина их до 1 см, толщина 3 мм), с гранями форм $m(110)$ и $a(100)$ в зоне вертикальных призм. Головки кристаллов трех типов:

1) клиновидные с преобладающей формой $p(111)$; менее развиты, но почти всегда при этом присутствуют: $c(001)$, $n(111)$, $l(201)$, $i(\bar{1}01)$ (рис. 4, 1—3); встречен один кристалл с большой гранью $i(\bar{1}01)$ и с новой для кридита формой $k(211)$ (рис. 4, 4); клиновидные кристаллы с большими гранями p наиболее характерны для кридита из полостей в кварце; реже клиновидные кристаллы обладают сильно развитыми гранями формы $n(\bar{1}11)$ (рис. 4, 5); встречено несколько двуконечных клиновидных кристаллов;

2) псевдопирамидальные с равным развитием граней $p(111)$ и $n(111)$; присутствуют также грани $c(001)$, $l(201)$ и $i(\bar{1}01)$ (рис. 4, 6);

3) с преобладающим развитием базопинакоида $c(001)$; в разной степени проявлены грани: $p(111)$, $n(\bar{1}11)$, $l(201)$ и $i(\bar{1}01)$ (рис. 4, 7, 8).

Два последних типа кристаллов (псевдопирамидальные и с большим базопинакоидом) менее распространены, но обычно встречаются вместе, давая взаимные переходы в зависимости от величины тех или иных граней. Клиновидные кристаллы (первого типа) встречаются большей частью обособленно, и в полостях и пустотках, где они развиты; кристаллы второго и третьего типов редки.

Очень интересны изредка наблюдающиеся образования — «кристалл в кристалле». Внутренний кристалл таких образований, так называемый фантом, отчетливо отмечен присышками тонкокристаллического буровато-желтого минерала, по-видимому, какого-то водного окисла железа. Головка внутреннего кристалла ограничена большой плоскостью грани $c(001)$ и почти равными между собой не очень широкими гранями $p(111)$ и $n(\bar{1}11)$, реже она клиновидная. Внешний кристалл всегда клиновидный с большими гранями $p(111)$ и с очень маленькими $c(001)$ и $n(111)$ (рис. 4, 9).

Кридит второй ассоциации находится в мелких пустотках среди зеленоватого мусковита; там же обычны светло-лиловый флюорит, мелкие кубические кристаллики пирита и тонкие корочки позднего кварца. Кристаллы кридита мелки (до 0,25 мм длиной), прозрачны, бесцветны, собраны в друзовидные агрегаты или в мелкие сферолиты. Для кридита этой ассоциации характерна клиновидная форма кристаллов с большими гранями $p(111)$ на головке (рис. 4, 10). Иногда на этих кристаллах появляются небольшие грани $c(001)$, $l(201)$, $\delta(101)$, $n(111)$, $d(221)$ (рис. 4, 11). На одном кристалле встречена новая очень узкая грань $f(310)$.

На месторождении Караоба кридит встречается довольно часто в пустотках рудного кварца или среди зеленоватого мусковита (Ермилова, 1964); он располагается на мусковите, лиловом или бесцветном флюорите (рис. 5), на сидерите, неизменном или лимонитизированном пирите. Кридит бесцветен или равномерно окрашен в светло-лиловый цвет. Кристаллы призматические, длиной до 3 мм, всегда с большой гранью $c(001)$, чем и определяется в целом тип кристаллов кридита Караобы; в остальном наблюдаются различные вариации в зависимости от сочетания и размеров других граней. Иногда кристаллы двуконечны. Наиболее распространены кристаллы, на которых наряду с большой гранью $c(001)$ имеются грани p , n , l (рис. 6, 1, 2), причем из-за очень

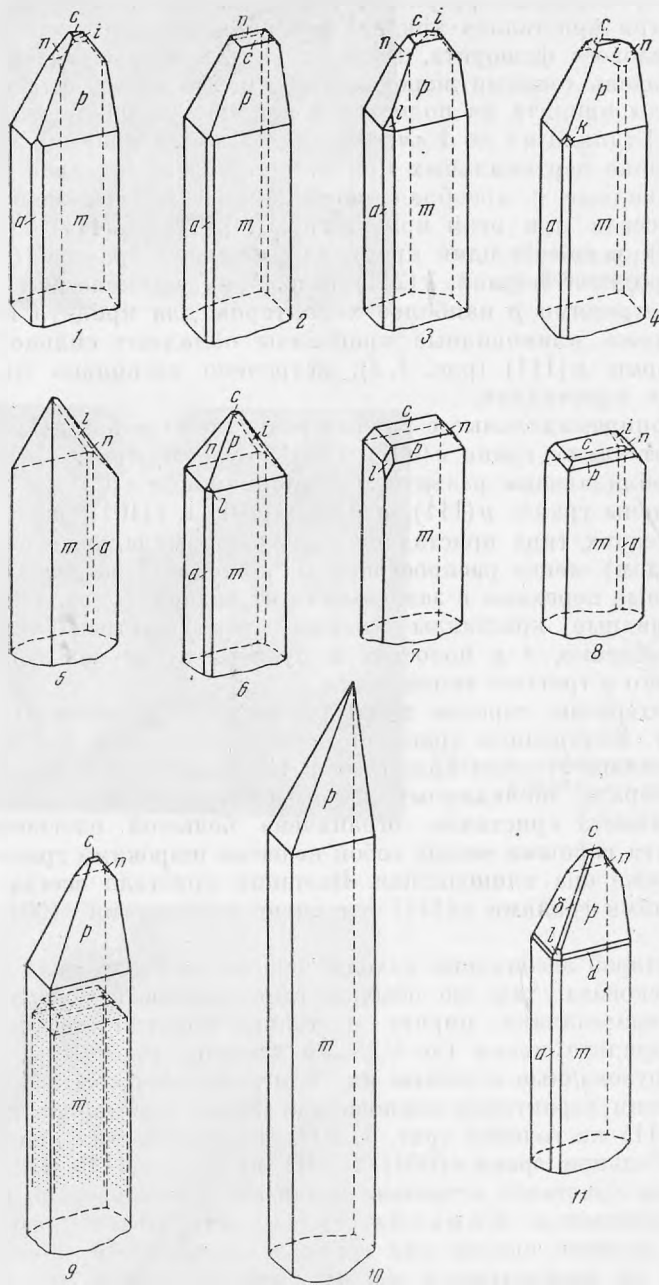


Рис. 4. Кристаллы кридита из Акчатау
 1—9 — из полостей в кварце, 10—11 — из пустоток среди мусковита

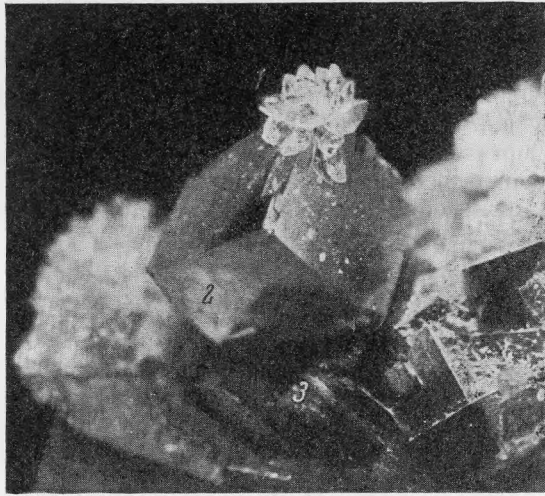


Рис. 5. Друза кристаллов кридита (1) на кубиках бесцветного флюорита (2) (3 — мусковит)

Увел. 12

узких граней $a(100)$ или полного их отсутствия эти кристаллы имеют ромбовидное поперечное сечение. Другие кристаллы приобретают гексагональное поперечное сечение благодаря широким граням $a(100)$, $\delta(101)$ и $i(101)$ (рис. 6, 3—5); еще реже грани c , p и l получают одинаковое развитие (рис. 6, 6). На двух кристаллах встречена новая грань $o(703)$, очень хорошо развитая (рис. 6, 7, 8).

Интересны кристаллы с множественными, как бы расщепленными головками (вациналоидами), грани которых имеют символы, одинаковые с основным кристаллом; при этом грань $c(001)$ сохраняет свое габитусное значение (рис. 6, 9). Наблюдается некоторая общая закругленность граней вакциналоидов: $c(001)$, $p(111)$, $\delta(101)$ и $l(201)$, что выражается в появлении при просмотре на гониометре серии световых сигналов, отраженных от этих плоскостей. Наряду с кристаллами, на которых развиты вакциналоиды, имеются параллельные сростки кристаллов по (100) . Иногда сростки не строго параллельны, а слагают веерообразные образования с несколько необычным для кридита бархатистым блеском.

Как общее явление для всех кристаллов Караобы следует отметить полное отсутствие или очень слабое развитие граней форм $n(\bar{1}11)$ и $i(\bar{1}01)$.

На Восточном Коунраде кридит редок, встречен в виде желвачков (до 5 см в поперечнике) в зоне трещиноватости на глубине 50 м и в виде мелких кристалликов (доли миллиметра) на повеллите в полостях выщелачивания молибденита (Чухров, 1960).

Желвачки кридита сложены мельчайшими кристалликами; наиболее крупные кристаллики (до 0,25 мм) находятся в пустотках желвачков. Эти кристаллы клиновидные с сильно развитой гранью $n(\bar{1}11)$. Чаше $n(\bar{1}11)$ — единственная форма на головке, но иногда наблюдаются мелкие грани $p(111)$ и $i(\bar{1}01)$. Грань $c(001)$ полностью отсутствует (рис. 7, 1, 2).

На месторождении Байназар бесцветные, прозрачные кристаллы кридита (длиной 1—1,5 мм), собранные в небольшие розетки, наблюдались по стенкам трещин в роговиках. К роговикам в надинтрузивной зоне в основном и приурочены все рудные кварцевые жилы и кварце-

вые и кварцево-полевошпатовые прожилки с вольфрамитом, шеелитом, молибденитом, шпритом, флюоритом, топазом, мусковитом (Щерба, 1960).

Кристаллы кридита призматические с клиновидными головками, очень простые, ограниченные гранями $m(110)$ и $n(111)$; изредка появляется узкая грань $a(100)$ и очень маленькая грань $c(001)$ (рис. 8, 2, 3).

Кроме того, кристаллы кридита размером до 0,5 мм наблюдались в жеодах мелкозернистых конкреций. Иногда конкреции сложены целиком из мелких хорошо образованных кристалликов. Кристаллики того же

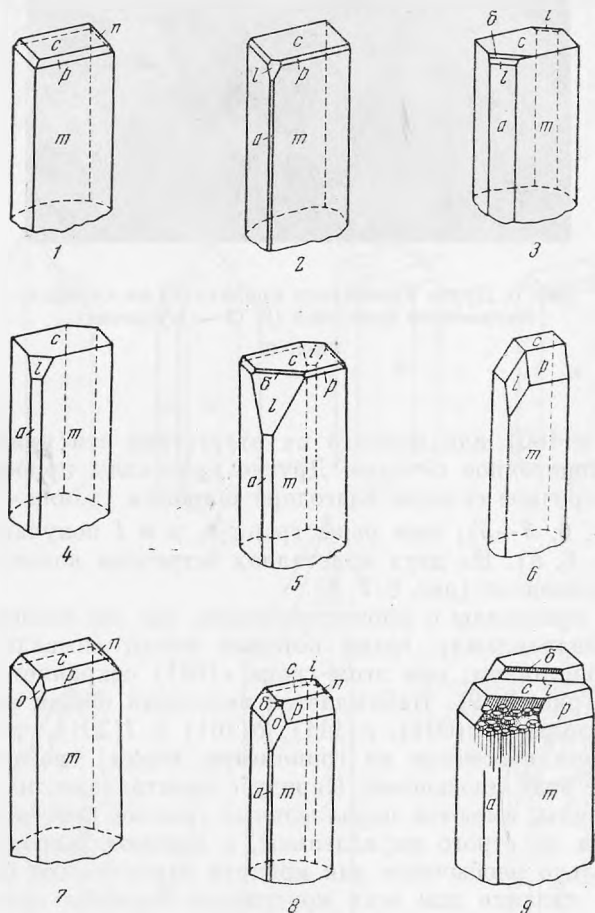


Рис. 6. Кристаллы кридита с Караобы

типа, как и из розеток. Лишь иногда они осложняются очень маленькими узкими гранями $p(111)$ и $i(101)$ (рис. 8, 3).

На месторождении Нура-Талды, отличительной чертой которого является большое количество в рудных телах топаза, кридит редок. Он встречен до глубины 58 м в небольших по протяженности прерывистых трещинках среди сланцев вместе с лиловым флюоритом; последний корродирован кридитом. Кристаллы кридита бесцветны, прозрачны, длиной до 0,25 мм, собраны в радиально-лучистые плоские агрегаты типа розеток. Иногда кридит располагается на лимонитовой корочке; в таких случаях верхушки его кристаллов бывают окрашены в желтый цвет.

Кристаллы клиновидные с преобладающей формой $n(111)$ и очень маленькими гранями $c(001)$, $p(111)$, $l(201)$ (рис. 9).

На штоковом вольфрам-молибденовом месторождении Верхнее Кайракты кридит встречен в очень большом количестве, как в самих кварцевых и кварц-полевошпатовых прожилках, так и в коре выветривания сильно пиритизированных роговиков.

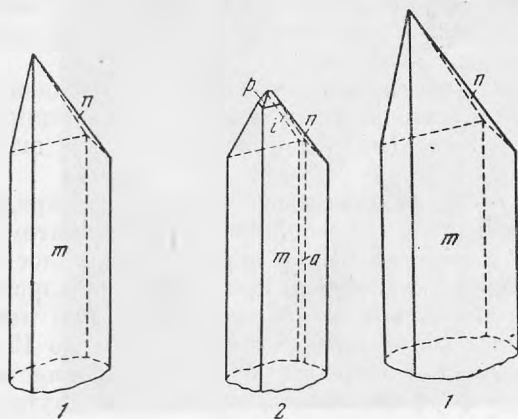


Рис. 7. Кристаллы кридита из Восточного Коунрада

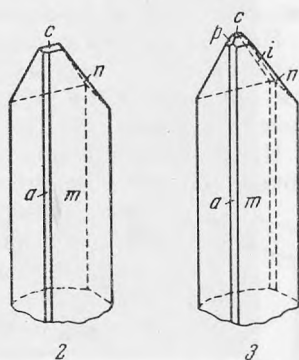


Рис. 8. Кристаллы кридита из Байназара

Кридит имеет вид конкреций, которые целиком состоят из мельчайших кристалликов; чаще кристаллики (длиной до 0,25 мм) находятся в друзовых полостях более плотных конкреций. Кристаллы клиновидные

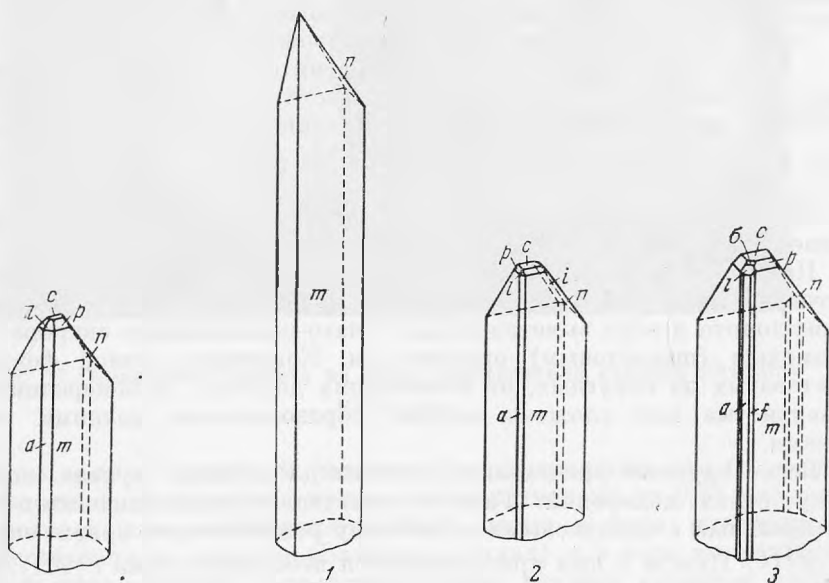


Рис. 9. Кристалл кридита из месторождения Нура-Талды

Рис. 10. Кристаллы кридита из месторождения Верхнее Кайракты

с сильно развитыми гранями $n(\bar{1}11)$, реже присутствуют на головке небольшие грани: $c(001)$, $p(111)$, $\delta(101)$, $l(201)$, $i(101)$. На одном кристалле встречена грань $f(310)$ (рис. 10).

На месторождении Селтей кридит редок. Кристаллы его, бесцветные или медово-желтого цвета, располагаются на друзовом дымчатом

кварце по трещинкам в сильно окварцованной породе. В отличие от других месторождений кристаллы здесь не собраны в сферолиты, они одиночные или образуют крестообразные незакономерные сростки.

Кристаллы имеют вид коротких брусочков с ромбовидным сечением: длина их (до 0,5 мм) превышает ширину лишь в 2—2,5 раза. Часто встречаются двуконечные кристаллы, ограниченные большим базопинакоидом $c(001)$ и довольно широкими гранями $n(111)$ (рис. 11).

На Батыстау кридит встречен на обоих участках месторождения, в гранато-пироксеновых скарнах с вкрапленным медно-свинцово-цинковым оруденением и в редкометальном (молибден-вольфрамовом) штоковере в роговиках (Щерба, 1960).

На участке скарнов развита мощная кора выветривания, где кридит в очень большом количестве находится в ассоциации с нонтронитом и

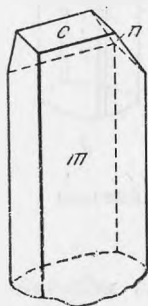


Рис. 11. Кристалл кридита с Селтеном

монтмориллонитом в виде желваков округлой или плоской дискообразной формы с гладкой или причудливо извилистой поверхностью, напоминающей поверхность мозга или цветной капусты; размеры конкреций — от мельчайших до 15 см в поперечнике (рис. 12). Конкреции имеют тонкозернистое, плотное строение до фарфоровидного, особенно во внутренних частях; на поверхности часты мелкие кристаллики, которые наблюдаются также в небольших жеодках. Иногда конкреции более рыхлые; сложенные скоплением отдельных кристалликов (длиной до 0,25 мм), сахаровидные, легко рассыпаются. Кристаллики кридита из желваков прозрачные, бесцветные, очень простые, клиновидные, с хорошо развитыми гранями $p(111)$ (рис. 13, 1, 2). Часто на кридите наблюдаются выделения мелкоигльчатого геаркузита.

На другом участке месторождения в кварцево-полевошпатовых прожилках с молибденитом и шеелитом кридит очень редок, встречается в виде небольших (до 1 мм в диаметре) сферолито-подобных агрегатов мельчайших кристалликов. Кристаллы клиновидные, но в отличие от кридита из скарнов на них преобладают грани $n(111)$, а не $p(111)$ (рис. 13, 3).

Для всех кристаллов кридита с Батыстау характерно полное отсутствие грани $c(001)$.

На месторождении Акмая кридит, как и на Батыстау, встречен в очень большом количестве в виде конкреций среди нонтронита и монтмориллонита в коре выветривания гранато-пироксеновых скарнов с вольфрамовым (шеелитовым) оруденением. Конкреции разной формы — от шестоватых до округлых, от мельчайших до 20 см в поперечнике, тонкозернистые или сложены хорошо образованными мелкими кристалликами.

Более крупные кристаллики, как всегда в таких случаях, находятся в пустотках конкреций. Габитус кристаллов призматически-псевдопирамидальный с одинаковыми по размеру ромбическими призмами $p(111)$ и $n(111)$. Иногда к ним присоединяются небольшие грани $c(001)$, $\delta(101)$, $d(221)$ и $i(101)$ (рис. 14, 1—3). На одном кристалле встречена новая грань $f(310)$ (рис. 14, 4).

Обсуждение результатов

Результаты проведенного исследования можно резюмировать следующим образом.

1. В зависимости от условий образования на месторождениях Центрального Казахстана отмечаются выделения кридита двух морфологических типов.

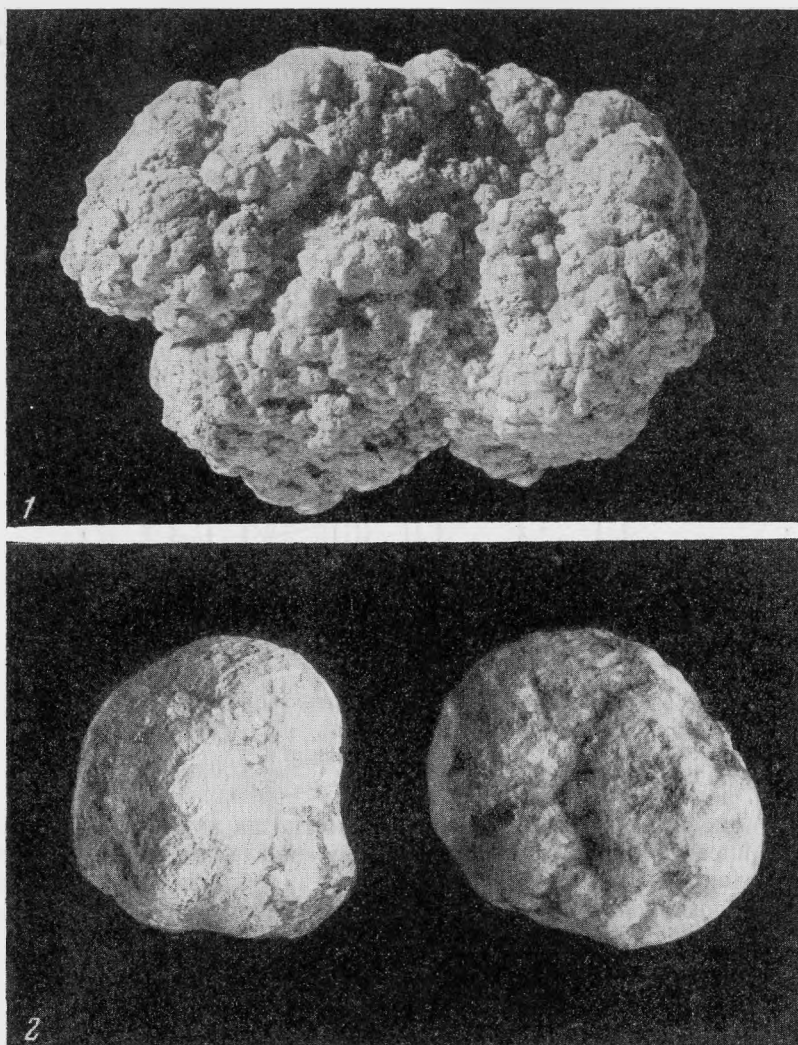


Рис. 12. Конкреции кридита из коры выветривания скарнов Батыстау
Натур. вел.

Кридит в виде конкреций (плотных, мелкозернистых или более рыхлых, состоящих из отдельных кристалликов размерами до 0,25 мм) среди нонтронитовой или монтмориллонитовой глины в коре выветривания площадного типа по скарнам (Батыстау, Акмая) и в коре выветривания линейного типа в трещинах различных пород: скарнов, гранитов, адамеллитов, роговиков, песчаников в пределах рудных полей (Акчатау, Батыстау, Караоба, Верхнее Кайракты, Байназар, Нура-Талды, Восточный Коунрад, Селтей). Конкреции кридита образовались из фтористо-сульфатных растворов непосредственно за счет флюорита и пирита. На Батыстау, например, очень наглядно проявляется приуроченность большого количества конкреций кридита к участкам коры выветривания, где на глубине в неизмененных породах и рудах встречено очень много флюорита и пирита. Образованию стяжений кридита способствовала, очевидно, щелочная среда, на что указывает тесная ассоциация их с нонтронитом и монтмориллонитом.

Кридит в виде кристаллов, собранных в друзовидные корочки или образующих радиально-лучистые сростки и красивые сферолиты в виде «ежей». Находится в полостях среди рудного кварца в ассоциации с флюоритом и пиритом или в пустотках среди мусковита, также с флюоритом и пиритом. Кридит этого типа встречен до глубины 60 м; он образовался из поступающих извне растворов, а не в результате местных реакций, при которых флюорит и пирит неизбежно несли бы на себе следы

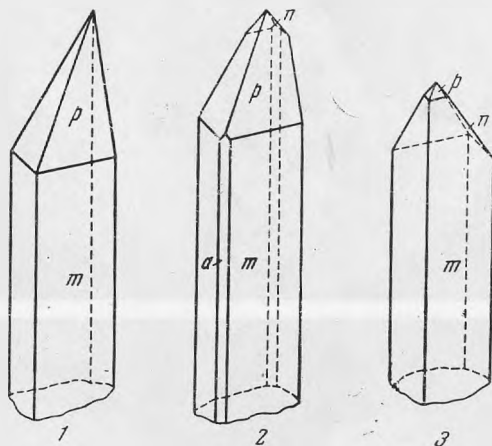


Рис. 13. Кристаллы кридита из Батыстау
1—2 — из коры выветривания скарнов, 3 — из кварц-полево-
шпатовых прожилков

растворения. Вместе с тем пирит почти всегда на глубине в этой ассоциации совершенно свежий, а флюорит лишь иногда слегка корродирован.

2. Изученные кристаллы кридита, хотя и собраны в агрегаты различных морфологических типов (конкреции, сферические образования, друзовые корочки), сами по себе в большинстве случаев одиночны. Лишь

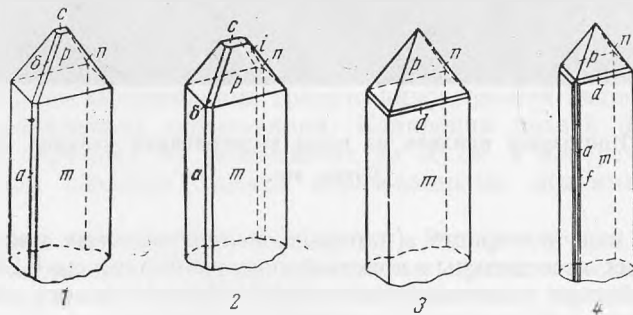


Рис. 14. Кристаллы кридита с Акмаи

на Караобе наблюдались параллельные по (100) сростки и вагиналоиды и на Селтее — крестообразные (незакономерные) сростки.

3. Данные измерения нескольких двуконечных кристаллов кридита подтвердили принадлежность его к классу L_2PC , что согласуется с первоначальными кристаллографическими данными Фошага (Foshag, 1921) и со структурными исследованиями С. В. Борисова с соавторами (1964). На рис. 15 приведены двуконечные кристаллы кридита разных типов из месторождений Центрального Казахстана.

4. Морфологическое отношение осей, вычисленное по данным гониометрического изучения кридита из Центрального Казахстана: $a:b:c = 1,6170:1:1,1600$, очень близко к гониометрическим данным Фошага (Foshag, 1921), а именно: $a:b:c = 1,6199:1:1,1597$, но несколько отличается от рентгеновских данных Борисова с соавторами (1964): $a_0:b_0:c_0 = 1,6486:1:1,1668$. Угол β во всех случаях одинаков и равен $94^{\circ}30'$.

5. Кристаллы кридита, встреченные на месторождениях Центрального Казахстана, большей частью совершенные, с правильной внешней симметрией, что свидетельствует о росте их за счет всестороннего и равномерного притока питающего вещества. На всех приведенных выше фигурах представлены реальные кристаллы, отвечающие действительному, природному их развитию, а не идеализированные. Лишь встреченные



Рис. 15. Двуконечные кристаллы кридита

1 — клиновидный тип (из Акчатау), 2 — псевдопирамидальный тип (из Акмаи), 3 и 4 — тип кристаллов с большим базопинакоидом (3 — из Караобы, 4 — из Селтея)

в небольшом количестве на Караобе кристаллы с вагиналоидами отражают своеобразный рост, по-видимому, в условиях какого-то местного прерывистого поступления растворов. Однако сами грани кристаллов кридита далеко не всегда идеальны по своему качеству. Грани вертикальных призм иногда несколько искривлены; на гранях p и n часто наблюдаются чешуевидные фигуры роста. Иногда не очень гладкая и блестящая поверхность граней связана, очевидно, также со вторичными процессами растворения. Так, например, на кридите часто наблюдается геарксутит, разъедающий грани его кристаллов.

6. Всего на двукружном гониометре Гольдшмидта было измерено 60 кристаллов кридита.

Кристаллографические формы кридита немногочисленны: $c(001)$, $a(100)$, $m(110)$, $f(310)$, $\delta(401)$, $l(201)$, $o(703)$, $i(\bar{1}01)$, $p(111)$, $k(211)$, $d(221)$, $n(\bar{1}\bar{1}1)$ (см. таблицу). Из них $f(310)$, $o(703)$ и $k(211)$ — новые для кридита формы.

Из указанных ранее в литературе (Foshag, 1921, 1932) нами не встречена только одна форма $v(331)$. Относительно ее надо сказать следующее: у Фошага (Foshag, 1932), впервые отметившего ее, вкралась ошибка, которую в дальнейшем повторяли другие исследователи, что и привело к некоторой путанице (Дана, 1953; Ермилова, 1963).

Кристаллографические формы кридита

Буквенные обозначения	Индексы	Измеренные				Вычисленные	
		колебания		средние		φ	ρ
		φ	ρ	φ	ρ		
<i>c</i>	001	90°00'—90°30'	4°21'— 4°37'	90°00'	4°28	90°30'	4°30'
<i>a</i>	100	90 00—90 12	90—00	90 00	90 00	90 00	90 00
<i>m</i>	110	30 00—32 30	90 00	32 01	90 00	31 49	90 00
<i>f</i>	310	61 00—63 00	90 00	62 00	90 00	61 45	90 00
<i>δ</i>	101	89 45—90 15	37 30—39 30	90 00	38 28	90 00	38 36
<i>l</i>	201	89 52—90 34	56 00—57 00	90 00	56 38	90 00	56 37
<i>o</i>	703	89 46—90 00	59 38—59 53	90 00	59 53	90 00	59 54
<i>i</i>	101	—89 48—90 00	32 19—32 50	—90 00	32 34	—90 00	32 39
<i>p</i>	111	34 00—35 00	54 32—55 43	34 35	54 17	34 35	54 37
<i>d</i>	221	32 30—33 20	70 00—71 08	33 00	70 00	33 12	70 10
<i>k</i>	211	53 28—53 40	63 09—63 19	53 34	63 14	52 36	62 22
<i>n</i>	111	—27 00—30 00	52 23—53 33	—28 52	52 52	—28 55	52 57

Дело в том, что у Фошага индексам грани *v*(331) не соответствуют приведенные им координаты $\varphi = 38^{\circ}04'$ и $\rho = 30^{\circ}33'$. Заметив эту ошибку, Дана вычислил для грани (331): $\varphi = 32^{\circ}41'$ и $\rho = 76^{\circ}24'$. Однако вряд ли сам Фошаг имел в виду именно эту грань, так как, судя по приведенному им чертежу кристалла, грань *v* по сравнению с гранью *p* ($\rho = 54^{\circ}36'$) должна иметь меньшее значение ρ , а не большее, как это приведено у Дана, а затем и в справочнике «Минералы» (Ермилова, 1963). Так что правильнее предположить, что для грани *v* Фошаг дал верные координаты φ и ρ , но неправильные индексы. Наши вычисления показали, что действительно приведенным у Фошага координатам φ и ρ в точности соответствует грань с другими индексами — (225).

Таким образом, мы считаем, что Фошагом была обнаружена грань *v* не с индексами (331), а с индексами (225). Грань же (331) надо признать лишь теоретически возможной, но не найденной пока на природных кристаллах.

7. Все кристаллы кридита из Казахстана — призматические до игольчатых, удлинённые по оси *c*. Форма головок определяется различным относительным развитием граней или полным отсутствием некоторых из них. Обычны грани *c*(001), *m*(110), *a*(100), *p*(111), *n*(111); менее распространены *l*(201), *δ*(101), *i*(101); редки *f*(310), *d*(221), *o*(703), *k*(211).

Ниже приведена краткая характеристика граней, встреченных на кристаллах кридита (имеется в виду развитие граней на одном конце кристаллов).

c(001) — присутствует не всегда и большей частью очень маленькая, реже она габитусная, и тогда на ней наблюдается штриховка, параллельная [010]. Дает четкие и яркие сигналы.

Грани *a*(100) — присутствуют почти всегда, с обеих сторон или только с одной стороны. Обычно они узкие, редко одинаковые по ширине с гранями *m*(110). Поверхность ровная, блестящая. Соответственно дают четкие и яркие сигналы.

m(110) — всегда полностью развиты и вместе с гранями *a*(100) определяют призматический облик кристаллов. Грани широкие, придают кристаллам ромбовидное поперечное сечение. Блестящие, вертикально штрихованы. Иногда искривлены.

f(310) — новая форма. Грани встречены на трех кристаллах (с Акчауа, Акмаи и Верхнего Кайракты). Очень узкие, дают плохие сигналы.

δ(101) — встречается сравнительно редко в виде очень узкой плоскости, притупляющей ребро между гранями *p*, или, в случае сильно раз-

витых граней s и l , в виде узкой плоскости между этими гранями. На некоторых кристаллах с Караобы (с ваццалоидами) эта грань довольно большая. Ровная, блестящая.

$l(201)$ — присутствует часто, небольшая по размеру, ровная, блестящая. Лишь на Караобе встречались кристаллы с сильно развитой гранью l , которая вместе с большой гранью $s(001)$ придает этим кристаллам несколько необычный вид.

$i(\bar{1}01)$ — наблюдается довольно часто. В зависимости от размера граней $s(001)$ и $n(\bar{1}11)$ имеет разную форму. Большей частью грань небольшая, лишь на одном кристалле с Акчатау была обнаружена сильно развитая грань i , вытесняющая грани $n(\bar{1}11)$.

$o(703)$ — новая, редкая грань. Встречена на двух кристаллах с Караобы. Большая, гладкая, дает хорошие сигналы.

$p(111)$ — придают кристаллам клиновидный облик или псевдопирамидальный в сочетании с сильно развитой отрицательной ромбической призмой $n(\bar{1}11)$. Иногда отсутствуют. Грани блестящие с отчетливыми чешуевидными фигурами роста.

$n(\bar{1}11)$ — грани этой формы по развитию, фигурам роста на поверхности и габитусному значению аналогичны граням $p(111)$. Встречаются чаще последних.

$d(221)$ — редкие. Встречены на нескольких кристаллах из Акчатау и Акмая в виде очень узких гладких плоскостей.

$k(211)$ — новая форма для кридита. Грани встречены только на одном кристалле из Акчатау. Маленькие, гладкие, дают хорошие сигналы.

8. Наиболее распространенной формой головок кристаллов кридита является клиновидная. Эта форма определяется единственным или преимущественным по сравнению с другими развитием граней $n(\bar{1}11)$ (наиболее часто) или $p(111)$.

К кристаллам, клиновидность которых обусловлена гранями $n(\bar{1}11)$, относятся все изученные кристаллы кридита месторождений Верхнее Кайракты, Восточный Коунрад, Байназар, Нура-Талды, кристаллы кридита из штокверка Батыстау и некоторые кристаллы с Акчатау. Кристаллы, клиновидность которых обусловлена гранями $p(111)$, происходят из скарнов Батыстау и с Акчатау.

Вторым типом кристаллов кридита является псевдопирамидальный. На таких кристаллах наблюдаются одинаковые по размерам грани p и n . Они характерны для месторождения Акмая, где, кроме этого типа, не встречены больше никакие кристаллы, и в небольшом количестве наблюдались на Акчатау.

Третий тип кристаллов характеризуется очень большим по размеру базопинакоидом $s(001)$. Хотя вместе с гранью $s(001)$ часто отмечаются и другие грани головки, последние находятся в резко подчиненном развитии и не определяют габитуса кристаллов. Кристаллы третьего типа характерны для Караобы и Селтея и в небольшом количестве встречаются на Акчатау.

Заключение

Для каждого из описанных месторождений Центрального Казахстана характерен, таким образом, свой тип кристаллов кридита, и даже на Акчатау, где встречаются все три типа, мы очень редко видим в одной и той же полости клиновидные кристаллы вместе с псевдопирамидальными и с кристаллами с большим базопинакоидом.

Каковы причины, обусловившие возможность развития тех или иных кристаллов кридита, сказать трудно. На структуру, определяющую внешнюю форму кристаллов, как известно, влияют изменения физико-хими-

ческих условий среды (Шафрановский, 1957). Но в данном случае эти изменения настолько тонкие и трудно фиксируемые, что судить о них пока невозможно. Имеющиеся химические анализы кридита (Чухров, 1960; Ермилова, 1963, 1964) указывают на весьма постоянный состав его. Спектральные анализы большей частью подтверждают идеальную чистоту кридита в отношении примесей, реже в нем фиксируются $Mn - 0,0n\%$ и $Sr - 0,0n - 0,2n\%$, но независимо от формы его кристаллов. Показатели преломления при таком постоянстве состава, естественно, также весьма постоянны. Зависимость формы кристаллов от характера пород, вмещающих рудные тела, тоже не наблюдается.

Единственно, о чем можно говорить с большей определенностью, это об эволюции кристаллографических форм в процессе роста самих кристаллов. Наиболее «жизненными» кристаллографическими формами оказываются $n(\bar{1}11)$ и $p(111)$, но и из них обычно лишь одна получает преимущественное развитие, подавляя и вытесняя все другие формы.

Последовательность развития кристаллографических форм наглядно демонстрируется образованием «кристалл в кристалле». Поскольку ранее образованные внутренние кристаллы — фантомы — с присыпками гидрокислов железа (?) имеют большую грань $c(001)$ и неширокие грани $p(111)$ и $n(\bar{1}11)$, а огранка внешних кристаллов определяется гранями $p(111)$, вполне можно предположить, что те природные кристаллы кридита, которые ограничены большой гранью $c(001)$, остановились в своем развитии на первой стадии, отвечающей стадии развития внутренних кристаллов. В дальнейшем грань $c(001)$ вытесняется усиленным ростом одновременно граней p и n (псевдопирамидальные кристаллы), и наконец, в последней стадии одна из граней (p или n) вытесняет другую, и кристаллы кридита приобретают клиновидную форму.

На Акчатау, где хоть и редко, но все же встречаются в одной полости все три типа кристаллов, клиновидные кристаллы характерны для более крупных. Мелкие же кристаллы обладают большим базопинакоидом или являются псевдопирамидальными и вообще, как правило, имеют более богатый комплекс граней. Это служит еще одним доказательством постепенного вытеснения в процессе роста кристалла гранями $n(\bar{1}11)$ или $p(111)$ всех остальных кристаллографических форм.

Автор выражает благодарность Л. П. Ермиловой, Ю. П. Иванову и В. И. Степанову, предоставившим свой материал для изучения, а также Л. Ф. Жуковой за оказанную помощь в черчении кристаллов кридита.

ЛИТЕРАТУРА

- Борисов С. В., Брусенцев Ф. А., Клевцова Р. Ф., Белов Н. В. Кристаллическая структура кридита. — Докл. АН СССР, 1964, 155, № 5.
- Дана Д. Д. Система минералогии, т. II, полутом 1. М., 1953.
- Дорфман М. Д. Об одном новом природном алюмо-кальциевом фториде. — Докл. АН СССР, новая серия, 1950, 75, № 6.
- Дорфман М. Д. Новые алюмо-кальциевые фториды. — Труды Мин. музея АН СССР, вып. 3, 1951.
- Ермилова Л. П. Кридит. — Справочник «Минералы», т. II, вып. 1. Изд-во АН СССР, 1963.
- Ермилова Л. П. Минералы молибдено-вольфрамового месторождения Караоба в Центральном Казахстане. Изд-во «Наука», 1964.
- Ермилова Л. П., Молева В. А. О кридите из Казахстана. — Докл. АН СССР, 1953, 88, № 5.
- Мирошниченко Л. А. О кридите из скарнового месторождения Центрального Казахстана. — Изв. АН КазССР, серия геол., 1955, вып. 19.
- Шпнус Г. В. Геологическое строение Акчатауского вольфрамового месторождения. — Изв. АН СССР, серия геол., 1940, № 3.

- Пинус Г. В. О минералогическом составе руд Акчатауского вольфрамового месторождения. — Изв. Каз. фил. АН СССР, 1944, № 2-3.
- Цыкункова Н. А. Геолого-минералогическая характеристика железных шпал некоторых полиметаллических месторождений и супергенных железистых образований Шетского и Кызылтау-Ильинского районов Центрального Казахстана. — Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 19, 1956.
- Чухров Ф. В. Минералогия и зональность Восточного Коупрада. — Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 50, 1960.
- Шафрановский И. И. Кристаллы минералов, ч. 1, 1957.
- Щерба Г. Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Fleischer M. Probable identity of belyankite with creedite. — Amer. Mineralogist, 1952, 37, N 9—10.
- Foshag W. F. The crystallography and chemical composition of creedite. — Proc. U. S. Nat. Museum, 1924, 59, N 2376.
- Foshag W. F. Creedite from Nevada. — Amer. Mineralogist, 1932, 17, N 2.
- Frenzel G. Über Creedite von Colquiri Bolivien. — Neues Jahrb. Mineral., 1953, H. 11.
- Herzenberg R. Novedades de la Mineralogia Boliviana. Publ. Tecn. Inst. Boliviano Ingen. Minas y Geol., 1949, 4 (по реф. Mineral. Mag., 1950, 29, N 208. Abstr. 11, N 1).
- Larsen E. S., Wells R. C. Some minerales from the fluorite-barite vein near Wagon Wheel Jap Colorado. — Proc. Nat. Acad. Sci. USA, 1916, 2, N 7.
- Pabst A. A new locality for creedite. — Rocks and minerals, 1952, 27, N 1—2.