

## ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФЕРБЕРИТОВЫХ РУД РАЙОНА В. РАЧИ (ЗАКАВКАЗЬЕ).

*Проф. Ф. Н. Шахов.*

### 1. ВВЕДЕНИЕ.

Летом 1937 года по приглашению Зак. отд. „Союзредметразведки“ мне удалось в процессе консультации поисковых работ ознакомиться с оригинальным вольфрамовым оруденением в районе В. Рачи, Зап. Грузии. Некоторые из этих месторождений были известны раньше, но большая часть их была обнаружена партиями Закредметразведки летом 1937 года (12). Осмотр поисковоразведочных работ позволил мне провести ряд наблюдений, материал которых я использовал для составления настоящей статьи. Кроме того, мною для этой же цели были обработаны небольшие коллекции пород и руд с вольфрамовых м-ний В. Рачи, любезно присланные мне глав. инж. Закредметразведки Г. М. Гогоберидзе и геологом А. Е. Бенделиани и частично исследован каменный материал с м-ния молибденита, Кароби, присланный Г. И. Харашвили. Гониометрические исследования кристаллов ферберита проведены доц. Томского гос. университета В. К. Монич, химические анализы ферберита выполнены доц. Томского индустриального института И. П. Онуфриенко, и рисунки текстур ферберитовых руд сделаны лаборантом этого же института Т. Ф. Черепановой. Этим лицам пользуюсь случаем выразить свою глубокую благодарность.

### 2. ОБЩИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ.

Район проведенных поисковоразведочных работ находится в В. Раче (Зап. Грузия) и представляет собою полосу СЗ, близкого к широтному простирания, ограниченную на севере зоной крупного нарушения, трактуемого геологами как надвиг допалеозойских гранитов на юрские отложения (2; 14; 10, 271; 29, 27). Гранитные породы обнажаются на самых возвышенных участках Главного Кавказского хребта, на южном склоне которого из под них выступают юрские (лейасовые) сланцы. Полоса этих сланцев шириною примерно (2, 14) от 3 до 4 км (считая к югу от границы надвига) и была подвергнута систематическому обследованию почти на всем расстоянии (примерно 40 км) от Мамиссонского перевала до вершины р. Зопхито, левого притока р. Риона.

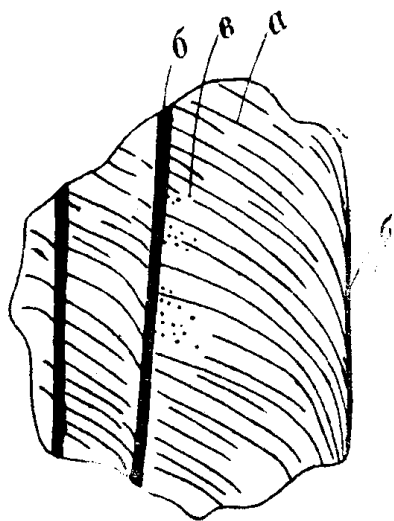
Основной слагающей обследованную площадь формацией являются юрские лейасовые глинистые сланцы. Кроме отмеченных выше древних гранитов, особенно вблизи шва надвига, распространены дайки диабазов и изредка встречаются мелкие тела кислых гипабиссальных пород— „неоинтрузий“, а вблизи Мамиссонского перевала имеются выходы андезитов. Рассмотрим кратко основные характерные черты выделенных формаций.

Граниты всегда представлены тектонитами. Характерной чертой разби-

тых пород является отсутствие явлений рассланцевания, приводящих к грубопараллельным текстурам дислокационных гнейсов. Макроскопически породы обладают массивными и чаще затушеванными (при мелком истирании) брекчиевидными текстурами. Мелкорастертые разности их мега- и микроскопически могут быть приняты за фельзитовые порфиры, в особенности если раздробление залечено последующей минерализацией (обычно окремнением), что часто наблюдается. Ширина—мощность разбитых гранитов, к сожалению, не была установлена, но можно предполагать, что она (принимая во внимание пологое падение нарушения) невелика и во всяком случае не может измеряться несколькими километрами, как это характерно для Алтайских зон смятия, внутри которых изверженные породы превращаются в дислокационные гнейсы (30).

Толща юрских сланцев состоит в основном из прекрасно рассланцованных, иногда филлитовидных, глинистых пород и реже песчаников. В южной части сланцевой полосы развиты мергелистые породы, которые выделялись геологами в особую свиту, залегающую стратиграфически выше примыкающих к надвигу (на севере) глинистых сланцев и называемую карбонатной. Вопреки прежним предположениям о тектонической границе между этими свитами местные геологи считают залегание пород нормальным и формацию генетически однородной (2, 15; 28, 74). Нужно при этом отметить, что дизъюнктивные смещения в этой формации сланцеватых пород устанавливаются с большим трудом и так как для установления тектонических структур никаких особых наблюдений в районе не велось, то вопрос о соотношении „известковой толщи“ к лейасовым сланцам трудно считать решенным.

Основным структурным элементом глинистых сланцев является рассланцовка северо-западного простирания, представленная в основном двумя системами трещин (не считая поперечной отдельности), которые затушевывают первичную слоистость. По личным наблюдениям и литературным данным юрские сланцы сплоены в дополнительного порядка мелкие складки (2, 14), что вполне согласуется с наблюдением А. Д. Ершова в Сванетии, где в рудном поле Ценского м-ния в юрских сланцах зафиксирована „мелкая вторичная складчатость, развившаяся, по его мнению, в связи со взбросом древнего кристаллического основания на осадочные породы юры“ (10, 271). Рассмотрение минерализованных юрских сланцев, часто пораженных сыпью и жилками пирита, показывает, что плоскости сланцеватости, пересекающиеся под острым углом (около 30°), различны по морфологическим чертам. Поверхности наиболее густо развитой рассланцовки—а (фиг. 1) гладки и почти не минерализованы. По ним заметно лишь слабое распространение сыпи пирита—в, явно расползающейся от трещин—б, залеченных жилками пирита. Трещины—б располагаются реже, грубо шероховаты и залечены пиритом с небольшим количеством кварца. Заметно искривление поверхностей—а в месте пересечения с трещинами б, но всегда в одном конце. Можно, таким образом, думать, что ко времени развития надвига, юрские сланцы были уже дислоцированы и вероятно рассланцованы<sup>1)</sup>. Надвиг создал вторичную



Фиг. 1.

1) Возникли трещины—а.

дополнительную пloyчатость после нее возникли трещины грубого кливажа—б и уже потом породы были минерализованы<sup>1)</sup>.

По своему составу глинистые сланцы лейаса не являются однородными на всем протяжении и ширине исследованной полосы. Отклонение от нормального состава обусловлено двумя причинами: контактовым метаморфизмом и термальной минерализацией. Заметный контактовый метаморфизм до биотитовых роговиков наблюдается только в рудном поле молибденового м-ния Кароби, где он несомненно связан с молодой интрузией кислых пород. Следы термальной минерализации наблюдаются чаще, особенно сильно развита пиритизация, которая несомненно в большей части эпигенетична и связана с термальными процессами. Оптическое исследование такого пиритизированного сланца обнаруживает следующие его черты. В сланце вполне четко сохраняется реликтовая обломочная структура и всегда можно узнать, что большая часть обломков состояла из кварца и полевого шпата и что цементирующая их глинистая масса повидимому была представлена тем же, но только более тонко раздробленным материалом. Метасоматическими минералами являются: пирит, кварц и кальцит. Последние два минерала совместно с серицитом (?) нарастают на гранях пирита. При этом необходимо отметить, что венчики иногда окружают сплошным ореолом все сечение кристалла пирита в тонком шлифе. В таких случаях наиболее распространенным минералом является серицит (?). Изредка вместо серицита развивается хлорит. Наблюдения за узорами нарастаний показывают, что порядок минерализации характеризуется следующим рядом: пирит, серицит (хлорит), кварц (кальцит). Наиболее сильно пострадавшей от минерализации является в породе глинистая масса, каковая иногда нацело бывает превращена в тонко-листоватый слюдястый агрегат, обладающий в скрещенных николях жемчужными цветами двупреломления, напоминая этим минералы группы каолина или серицита. Кое-где на венчиках же пирита наблюдались среди листочков серицита иголки рудного минерала, природа которого осталась не выясненной.

Дайки диабазов, залегающие в юрских сланцах, отмечаются многими геологами (2, 15; 7; 8, 90—91; 9, 923; 10, 270) и для нашего района наиболее подробно описаны Г. И. Хара ш в и л и (28, 72—75), по данным которого эти породы относятся в свежих разностях к „авгитовым диабазам“; чаще породы изменены и представлены уралитовыми диабазами и диабазовыми порфиритами<sup>2)</sup>. Наиболее вероятно, что данные породы для нашего района большей частью являются эффузивами дайковой фации по М. А. У с о в у (24, 41—44; 25, 799—801), если принять во внимание залегание их в границах надвига, где их тела возможно трактовать только как дайки, и постоянную уралитизацию аэрометасоматического происхождения. Впрочем, вопрос этот требует дополнительных наблюдений.

Возраст диабазов в лейасовых сланцах Кавказа принято считать юрским (3, 23; 8, 90—91; 9, 923; 10, 270) и даже иногда нижнеюрским (7, 342). В нашем районе диабазы залегают как в надвинутых гранитах, так и в породах лейаса. Мне не удалось наблюдать силлов или даек диабазов среди пород известковой свиты, а А. Е. Бенделиани утверждает, что на участке Ноцарского м-ния ферберита и Талахианского—киновари все породы „за исключением карбонатной толщи секутся диабазовыми, диабазо порфиритовыми дайками“ (3, 23). Диабазы несомненно древнее рудной минерализации, так как они часто бывают разбиты и даже окремнены. Приуроченность этих пород к надвиговой полосе, что отмечается не только для В. Рачи (3, 23), но и для Сванетии<sup>3)</sup> (10, 271), заставляет

<sup>1)</sup> Искривление трещин—а повидимому связано с движениями по поверхностям б.

<sup>2)</sup> Г. И. Хара ш в и л и называет эти породы порфирит-диабазами (28, 75).

<sup>3)</sup> А. Д. Ер ш о в (10, 271) ассоциацию диабазовых даек с зоной надвига рассматривает как следствие „некоторого постоянства зон разрыва“.

считать вопрос о возрасте диабазов альтернативным, так как раздробление этих пород не может доказывать их становление до образования главного надвига, а может быть обусловлено последующими движениями, которые на этом участке возникали неоднократно.

Несомненно более молодыми, чем надвиг, породами являются мелкие тела наблюдавшихся в районе неинтрузий. На участке молибденового м-ния Кароби Г. И. Харашвили (28, 77) зарегистрированы и описаны три интрузивных тела дацитового состава. Одно из них в размере площади выхода достигает 0,2 км. Все они секут зону надвига и залегают главным образом в древних разбитых гранитах. Форма тел имеет линзовидный характер—ближе к штокообразной. Породы поражены термальной минерализацией, в частности на руднике Кароби молибденовой рудой является резко окварцованный дацит с включениями молибденита. На западе от Кароби в районе Ноцарского ферберитового м-ния А. Е. Бенделиани (2, 15) обнаружены „выходы андезитов в виде межпластовых маленьких даек“. Образец подобных пород, имеющийся в моей коллекции и доставленный с левого склона р. Буба, очень близок по характеру к дацитам Кароби. Мегаскопически мы имеем дело с светлой рыхловатой липаритового облика породой, часто глинистой и явно захваченной процессами термального метаморфизма. Микроскоп подтверждает дацитовый состав породы и резко выраженные следы термального воздействия, заключающегося в развитии серицита и карбонатов, иногда целиком забивающих основную массу. Возможно в сравнении с Кароби, на участке Ноцары мы имеем более далекий от основного материнского интрузива эрозионный срез и, надо полагать, еще более от него удалена поверхность у Мамиссонского перевала, где известны „постмиоценовые лавы—андезиты“ (2, 15) и где, возможно, сохранились от эрозии их покровы<sup>1)</sup>. Впрочем, исследование образца андезита из района Мамиссонского перевала показывает тождество минералогического состава его с дацитом Ноцары и лишь следующие от него различия: порода обладает фельзитовым обликом и флюидалной структурой основной массы. Вместе с тем значительно развиты и в этой породе продукты термальной деятельности—серицит и карбонаты. Можно с значительной достоверностью считать, что на участке Мамиссонск перевал—Кароби фации дацитовых пород по Усову (25) изменяются от возможно покрововых на Мамиссоне до явно штоковой на Кароби.

Кроме дацито-андезитов в районе рудника Кароби установлены дайки альбитофиров, секущие диабазы, породы надвига и его структуры (27, 9). Эти образования—явно более древние, чем дациты, так как ими пересекаются. Наконец, юрские сланцы рудного поля Кароби на значительном протяжении превращены в биотитовые роговики<sup>2)</sup>. Полосы этих метаморфизованных пород, согласно наблюдениям Г. И. Харашвили (28, 76), протягиваются согласно с общим направлением надвига, т. е. перпендикулярно простиранию даек альбитофиров и тела дацита. Нам кажется, что метаморфизм юрских сланцев обусловлен значительных размеров интрузивным телом, простирающимся вдоль тектонического шва, а тела альбитофира и дацита следует рассматривать как дополнительную инъекцию остаточных богатых летучими магм, которые иногда прорывались до поверхности и с деятельностью которых в районе связана вся рудная минерализация. Из небольшого материала, имеющегося в нашем распоряжении, явствует, что дополнительная инъекция возникла не один раз и следовательно со времен надвига до конца рудной минерализации происходили в зоне надвига неоднократные подвижки, сопровождающиеся вулканической деятельностью.

<sup>1)</sup> Г. И. Харашвили отмечает „четвертичные лавы андезита на хр. Домба и Кароби (28, 80).

<sup>2)</sup> Заметен метаморфизм и в разбитых древних гранитах (28).

### 3. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В РАЙОНЕ В. РАЧИ.

На исследованной территории известны месторождения молибдена, вольфрама, киновари и сурьмы. Рудные поля всех этих м-ний приурочены к нижней пачке лейаса—глинистым сланцам, но нельзя думать, что известковые сланцы являются запрещенными для минерализации, так как известное Лухумское м-ние реальгароаурипигментовых руд, располагается в известково глинистых сланцах, которые относились И. Кузнецовым к верхам юры или нижнему мелу (9а, 170). Таким образом, общую приуроченность в нашем районе рудной минерализации к сравнительно узкой полосе однородных пород следует связывать причинно и пространственно с зоной надвига, имеющей, кстати сказать, те же элементы залегания. Вблизи этой зоны смятия разыгрались все последующие события, приведшие к образованию рудных м-ний, в частности с ней пространственно и по времени связаны вулканические явления, в результате которых возникли тела юных интрузий Кавказа, считающихся виновниками вообще всей рудной минерализации (5, 11, 18 и др.).

Внутри полосы глинистых сланцев расположение рудных тел можно лишь только в общих чертах считать эшеланообразным, так как м-ния явно не следуют какой-то одной линии разрыва, а располагаются по ряду зон разломов, возникавших в различных участках этой полосы и неодновременно. В результате можно наблюдать в одном рудном поле (Мамиссонский перевал) две грубо параллельных полосы минерализации, из которых одна представлена рудами киновари, а другая—ферберита. Таким образом, можно думать, что в пределах полосы глинистых сланцев лейаса имеется сложная зона нарушений типа чешуйчатого взброса. Наиболее резко нарушение естественно проявляется на границе гранитов и сланцев и слабо заметно среди сланцевой толщи, где лишь брекчированные и минерализованные участки выдают его глазам наблюдателя. Подвижки в этой слабой и неустойчивой зоне происходили неоднократно и, судя по явлениям грубой брекчированности сланцев (и гранитов), а также малой ширине отдельных зон смятия (31), разрешались на небольшой глубине, вблизи поверхности.

Основные черты состава руд выделенных типов кратко могут быть охарактеризованы в следующем виде. В каждом отдельном месторождении преобладающий комплекс минералов имеет резко выраженный специфический характер, но в качестве примесей, иногда довольно значительных, можно ожидать встретить всю гамму минералов, характеризующую в целом рудную минерализацию района. Так, в Каробском месторождении кварцево-молибденитовых руд отмечаются в небольшом количестве пирит, арсенопирит, халькопирит, энаргит и антимонит. Г. И. Х а р а ш в и л и подчеркивает, что за небольшим исключением эти минералы получились в результате позднейшей минерализации и представлены особой фазой минерализации (28, 83—87). В пределах рудной зоны антимонитовых руд м-ния Зопхито встречается ферберит. В киноварных рудах Талахианского м-ния ртути А. Е. Б е н д е л и а н и (3,24) обнаружил ферберит, пирит, халькопирит и антимонит. Почти во всех рудах ферберитовых м-ний встречается антимонит и другие сульфиды. В пределах отдельных рудных жил зональность в минерализации не наблюдалась и можно думать, что она отсутствует, так как такие же специфические черты характерны и для арсенопиритового Ценского м-ния (Сванетия), где обнажается значительный по величине массив юной интрузии и где все же в арсенопиритовых жилах обнаружены вольфрамит, разнообразные сульфиды и даже аурипигмент и реальгар (3а).

Некоторые закономерности в пространственном расположении различ-

ных месторождений можно наблюдать, исходя из пространственной ассоциации их с магматическими породами различной фации. Так, в рудном поле м-ния Кароби, где развиты дополнительные инъекции дайковой и штоковой фаций и где, повидимому, к поверхности близко подходит материнский интрузив, наблюдается наиболее высокотемпературная кварцевомолибденовая минерализация<sup>1)</sup>. Оруденелые дациты окружаются м-ниями сульфидных руд, созданных более поздней минерализацией, в результате которой образовались „арсенопиритовые и преимущественно полиметаллические жилы“ (28,87). Нужно отметить, что в Кароби мы имеем местную, слабо выраженную горизонтальную зональность. В районах же восточнее (Мамиссонский перевал) и западнее (Зопхито, Сагеби), где вулканические породы представлены поверхностными фациями или совсем отсутствуют мы имеем сочетание полос ферберитовых руд с параллельными полосами киновари (Мамиссонский перевал) или пространственное совпадение ферберитовой и сурьмяной минерализации с переходом руд одного состава в другие (Сагеби, Зопхито).

Таким образом, пространственное сочетание высоко- и низкотемпературных минералов и минерализованных полос заставляет думать, что в целом минерализация происходила в условиях быстрой смены температур, допуская пространственное наложение различных стадий минерализации. Такому наложению очень способствовала и узкая полоса, на которой разрешались время от времени внутриминерализационные подвижки, разделявшие различные стадии минерализации, а иногда (случай Мамиссонских м-ний) приводившие и к пространственному разделению различных минеральных ассоциаций. В районе же Кароби, где прогрев боковых пород был сильнее, где ближе к поверхности минерализации подходил массив материнской интрузии и мощнее были тела дополнительных инъекций, мы можем наблюдать в той или иной мере выраженную горизонтальную зональность, в принципиальных чертах напоминающую зональность рудного поля Тырнауз (19,785—786), где при значительной величине материнского плутона она проявляется резче и обширнее. В нашем районе эта горизонтальная зональность, судя по рудному полю Кароби, сильно затуманена явлениями резких наложений. Нужно полагать, что в районе В. Рачи минерализация происходила вблизи поверхности, до которой достигали термы и дополнительные инъекции, уходившие часто на значительное расстояние от материнского интрузивного тела, во всяком случае за пределы пород его контактового ореола<sup>2)</sup>. В этом случае местная зональность могла причинно связываться и пространственно тяготеть лишь к телам дополнительных инъекций, которые, несомненно, создавали в равной степени прогретые участки и по ним до самой поверхности доходили также в разной степени нагретые рудоносные растворы, сохранившие материал и способность отлагать те или иные минералы. Естественно, что путями движения терм могли являться прежде всего тела самих дополнительных инъекций, как это характерно для Кароби, где растворы сохранили высокую температуру и создали соответствующую минерализацию.

Рассмотрим теперь основные черты форм рудных тел и распределения в них рудного материала. В пределах, примыкающих к зоне надвига лейкасовых сланцев рассеянная минерализация очень распространена. Особенно часто встречаются пиритизированные и окремненные сланцы и песчаники.<sup>3)</sup> М-ния ртутных руд представлены, как и в Дагестане (13 и 14) по-

<sup>1)</sup> А. Е. Ферсман (26, 290) считает молибденит первым минералом в парагенетическом ряду халькофилов и ставит его раньше вольфрамита и даже касситерита.

<sup>2)</sup> Л. А. Варданьянц (6, 473) в районе Тепли и Казбека измеряет 1—1,5 км ширину биотитизированных сланцев около молодых интрузивов.

<sup>3)</sup> В Ноцаре имеются ферберитовые рассеянные руды (2, 16—17).

лосами вкрапленной минерализации в отдельных пластах или возможно зонах раздроблений в породах лейаса, очень развито окремнение. В районе рр. Моцанцара и Буба киноварь наблюдалась в кварцах, слагающих серии рудных тел, неопределенной, часто жилообразной, формы. Подобные черты характерны и для м-ний ферберита и антимонита, где нельзя говорить об определенной и в частности жилообразной, форме рудных тел. Разведка обыкновенно имеет дело с полосой разбитых окремненных пород, в различных участках в разной степени минерализованных. Богатое оруденение может быстро сменяться бедным и даже почти не минерализованной брекчией. Таким образом, в пределах иногда обширных по простиранию зон минерализации наблюдаются гнезда и столбы богатых руд. Особенно это характерно для м-ний ферберита и антимонита. Последний встречается гнездами даже внутри полос ферберитовой минерализации. Несмотря на проведенную крупномасштабную съемку данных для увязки структурных элементов вмещающих пород с развитием общей минерализации и столбового обогащения не имеется. Можно только предполагать, что окремненные зоны раздробленных сланцев связываются с участками возмущения элементов залегания (сланцеватости) юрских пород, а более обильные руды ферберита с участками раздробления в уже окремненных породах. Т. е. в последнем случае, согласно данным Hulin'a, мы также можем ожидать, что изменение в простирании окремненной зоны при следующей предминерализационной подвижке оказывалось тем местом, где происходило раздробление и формировался обогащенный участок (33, 38—39). Такой же механизм, как мы увидим ниже, можно ожидать у процесса образования гнезд антимонита в зонах ферберитовых руд. Вообще для м-ний В. Рачи крайне характерны резко выраженные и многочисленные стадии минерализации, разделенные во времени внутриминерализационными подвижками. Пространственное наложение этих стадий в обстановке возникновения локальных участков резко разбитых пород приводит к развитию многочисленных и часто очень богатых гнезд и столбов типа бананц. Изучение ферберитовых руд вполне оправдывает высказанные положения.

#### 4. ФЕРБЕРИТОВЫЕ РУДЫ М-НИЙ В. РАЧИ.

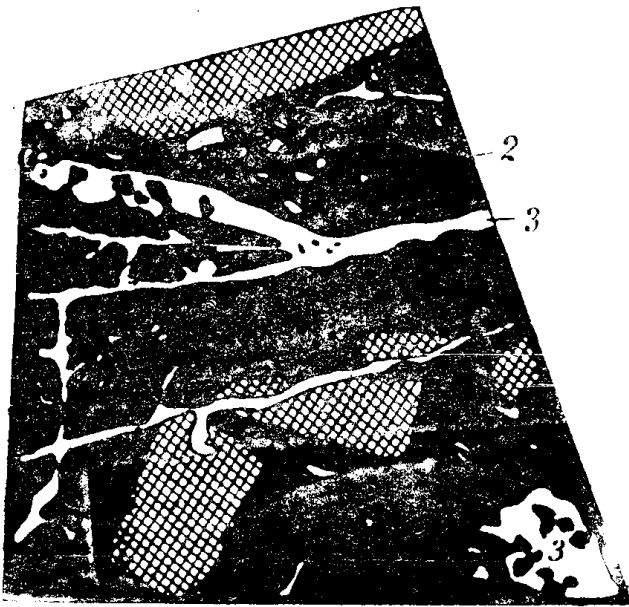
##### ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ.

Для настоящей главы мною исследованы ферберитовые руды с м-ний: Ноцара, Мамиссонского, Сагеби и Хврелиэто. Полученный материал не дает исчерпывающего представления о возможном минералогическом составе этих руд, так как с одной стороны я имел в своем распоряжении ограниченное число образцов (около двадцати), а с другой—все они были взяты из зоны окисления и сульфиды в них, как правило, подверглись значительному изменению и уничтожению. Данный материал позволил установить лишь основные принципиальные черты минералогического состава руд, а также определить порядок событий и обстановку процесса минералообразования, что и ставил автор себе в задачу.

##### ТЕКСТУРА РУД.

В пределах исследованного материала мы не наблюдали типичных поясовых или массивных текстур. В богатых рудах распространены друзовые и брекчиевидные текстуры. Друзовые пустоты обыкновенно заполнены прекрасными кристаллами ферберита, на которых часто нарастают кристаллы кварца. В свалах Ноцарского м-ния находили крупные кристаллы шеелита с хорошо выраженными гранями. В друзовых пустотах руд Мамиссонского м-ния на кристаллах кварца, часто нарастающих на

ферберит, наблюдались яркие железистые охры, образовавшиеся, повидимому, при окислении пирита. В этих же рудах наблюдались друзовые полости, выполненные серебристым слюдыстым минералом—серицитом.

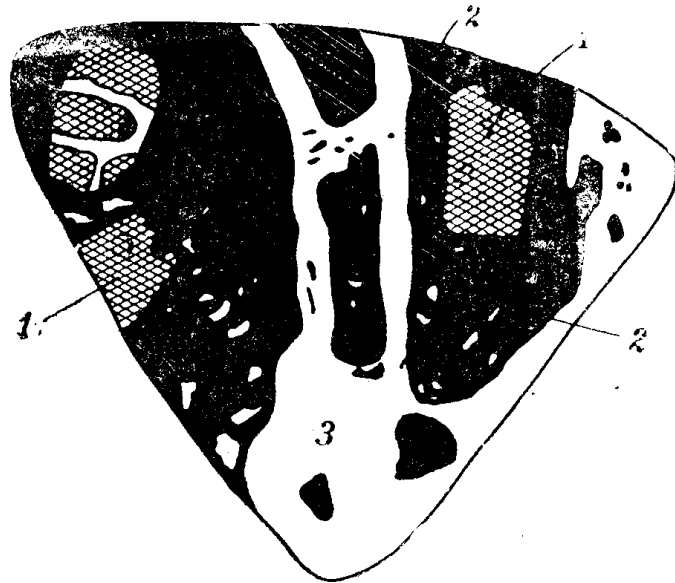


Ф. 2. Руда брекчиевидной текстуры. 1-Обломки кремнистого сланца; 2-ферберит; 3-жилки кварца с обломками ферберита Увел. 2, Мамиссонское м-ние

Создается впечатление, что в данном случае серицит появляется как метасоматический, отложенный термами минерал (а не как продукт разложения полевых шпатов, или преобразования глинистой массы породы) и этот процесс имеет место в стадию развития сульфидов, особенно после пирита (см. описание пиритизации в юрских сланцах). Наконец, пустоты иногда заняты антимонитом, в моих образцах обыкновенно превращенном в окислы сурьмы. Наблюдения над характером выполнения друзовых полостей позволяет лишь грубо определить порядок минерализации, выражающийся рядом ферберит, кварц, антимонит и др. сульфиды.

Бóльшие детали вскрывает анализ брекчиевидных текстур. Они, повидимому, являются более распространенными, чем это представляется в поле. Полировка образцов ферберитовых руд (ф. 2, 3, 4) позволила в образцах всех м-ний выявить брекчиевидные текстуры.

На ф. 2 и 3 видно, что брекчия представлена обломками различного состава и даже возраста. В участках массивных ферберитовых руд из Мамиссонского м-ния и Хврелиэто обломки представлены угловатыми кусками кремнистого сланца и ферберита. Ясно также видно, что обломки окварцованной породы были цементированы ферберитом, а последний был разбит перед внедрением сетки, иногда грубой (ф. 3), кварцевых жилок с часто развитой друзовой текстурой. В одном из обломков заметны (ф. 3) жилки кварца, срезающиеся ферберитовым цементом. Можно сделать три предположения: 1) жилки кварца возникли раньше, чем кремнистая порода была превращена в брекчию и последняя замещена ферберитом; 2) жилки кварца возникли в одну стадию с ферберитовой рудой по трещинам в обломках и 3) жилки кварца при последующей деформации ферберитовой руды избирательно поразили



Ф. 3. Руда брекчиевидной текстуры. 1-обломки кремнистого сланца; 2-ферберит; Нат. вел. Хврелиэто.

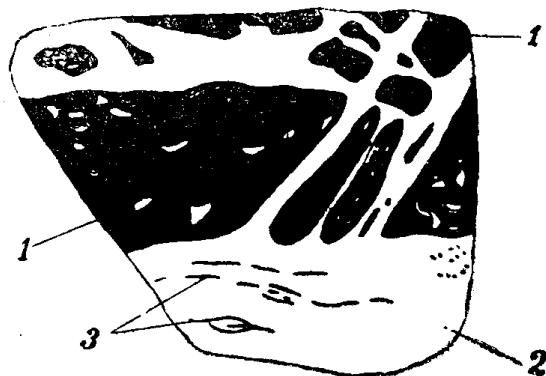


оставшиеся доступными для замещения трещинами разбитые обломки. Нужно сказать, что из узора текстуры нельзя сделать выводов для выбора высказанных предположений. Но обращаясь к наблюдениям над текстурой пустых или слабо пораженных ферберитовой минерализацией окремненных пород мы видим, что они в большинстве случаев как бы разбиты и пронизаны жилками кварца. Последние обладают неправильной ветвящейся формой, часто внезапно тупо кончатся или развиваются в пятно-линзу. Создается впечатление, что эти жилки развиваются в пятно в участках, где порода была особенно тонко размельчена и где циркуляция растворов и замещение происходили особенно интенсивно. Таким образом наиболее вероятно первое предположение, что неопределенной формы жилки кварца возникали одновременно с общим окремнением разбитого сланца или песчаника в особо раздробленных участках, доступных для циркуляции.

Несомненно окремненные и пронизанные жилками кварца брекчированные сланцы были снова разбиты перед появлением терм, отложивших ферберит. Минерализация происходила также в условиях образования путем выщелачивания из брекчий материала с образованием пустот, в которых росли прекрасные кристаллы ферберита. Особенно замечательно развиты друзы ферберита в рудах Ноцары, где, кстати сказать, окремнение выражено гораздо слабее, чем в м-ниях Мамиссонском и Хврелиэто. Повидимому, выщелачивание идет успешнее из брекчий слабо минерализованных пород, чем превращенных в кварциты.

Итак, появлению ферберита предшествовало раздробление уже окремненных пород, но, рассматривая текстуры брекчиевидных руд, мы наблюдали (ф. 3 и 4) обломки агрегатов ферберита, заключенных в жильном кварце. Эти пересечения развиты необычно ярко.

Сами кварцевые жилы, пересекающие агрегаты ферберита обладают друзовой текстурой. В друзовых полостях ничего кроме гребенчатого кварца наблюдать не пришлось, возможно по ограниченности материала. В образцах из Сагеби и Хврелиэто удалось четко установить ассоциацию сульфидов и особенно антимонита именно с этой стадией минерализации. Поэтому есть все основания считать, что кристаллы кварца, агрегаты антимонита, сульфиды и серицит, выполняющие друзовые пустоты в рудах и обыкновенно нарастающие на кристаллах ферберита, развивались в особую от ферберитовой стадии минерализации и отделены от последней резким деформационным несогласием. Это подтверждается тем фактом, что в антимонитовых рудах из Ноцары наблюдались следующие соотношения кварца и антимонита. Обломки белесоватой, разбитой, серицитизированной и выбеленной в зоне окисления породы отделяются от рудных скоплений пленкой кварца, примерно, около 3 мм толщины. Кварц тонкозернистый, но все же даже невооруженным

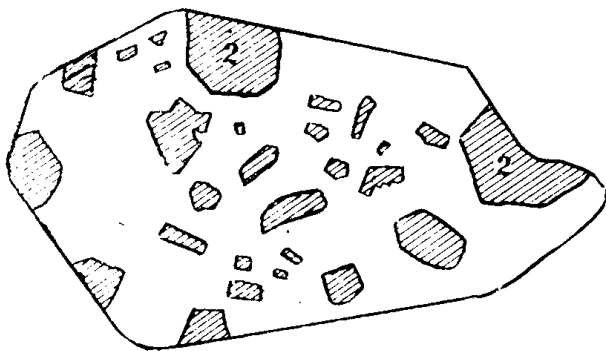


*Ф. 4 Руды брекчиевидной текстуры. 1-ферберит; 2-кварц; 3-вкрапления сульфидов. Нат. велич. Сагеби.*

глазом видно, что тонкие игольчатые кристаллики его располагаются перпендикулярно к поверхности обломка, являвшейся, видимо, и поверх-

ностью охлаждения. В некоторых случаях создавалось впечатление, что крупные скопления антимонита, кое-где встречавшиеся в Ноцарских рудных зонах, представляют собою выполненные антимонитом значительной величины полости среди грубо разбитых пород, так как пленка кварца по всему штуфу разделяет антимонит от вмещающей его породы.

Кроме описанных брекчий сложного состава наблюдаются и брекчии более простые. Так мне в Сагеби удалось наблюдать (ф. 5) брекчию, которая состояла из обломков почти неизменного юрского сланца, сцементированного кварцем, среди агрегатов которого кое-где наблюдался антимонит. В обломках сланца заметна тонкая сыпь сульфидов, чаще арсенипирита. В этой брекчии явно проявляется лишь одна стадия минерализации, обильная антимонитом. Совершенно очевидно, что после деформаций, отделявших одну стадию минерализации от другой, не всегда происходило пространственное наложение минерализованных зон. Мы должны учесть, что для наших м-ний наложение различных стадий минерализации в пространстве является частым, но не необходимым явлением. Частота пространственного совпадения различных по вре-



*Ф. 5 Руда брекчиевидной текстуры  
1-кварц с антимонитом; 2 обломки  
юрских сланцев с включением арсени-  
пирита; нат вел. Хвезлицто*

мени минеральных ассоциаций явно зависит от частоты повторных подвижек по старым трещинам в области полосы пород, ослабленных основным разрывом, приведшим к надвигу древних гранитов на юрские сланцы. Далеко не все подвижки сопровождались минерализацией. В ряде случаев в рудах заметны поверхности скольжения и пояса раздробления, отмеченные лишь супергенной минерализацией. Эти движения отмечаются не только среди ферберитовых руд, но и среди руд сурьмы и ртути. Их следует считать послерудными: возможно, часть их связана с оползневыми явлениями и они, таким образом, генетически, возможно, неоднородны.

Если рассмотрение друзовых текстур позволило наметить грубо порядок минерализации, то анализ брекчиевидных текстур дал возможность определить стадии минерализации, разделенные деформационным несогласием. Совершенно четко можно наметить следующие стадии минерализации.

1. Образование основных разрывов и окремнение разбитых пород; стадия самая ранняя и не везде одинаково интенсивно проявляющаяся. Окремнение происходило пятнами—участками часто значительными. 2. Кварцево-ферберитовая стадия минерализации. Главная и обильная для вольфрамовых м-ний района. Также проявляется особо обильно лишь в отдельных участках—банангах или столбах среди обширных слабоминерализованных зон. 3. Кварцево-антимонитовая стадия минерализации. Часто налагается на предыдущие, но может развиваться, и пространственно обособленно, что подтверждается наличием рудных полей (например, Зопхито), где эта стадия минерализации является главной и почти единственной. Интересно отметить, что устанавливаемые стадии являются четко одинаковыми для всех ферберитовых м-ний В. Рачи. Повидимому, их возникновение связано с явлениями общими для всего района. Надо полагать, все они возникли

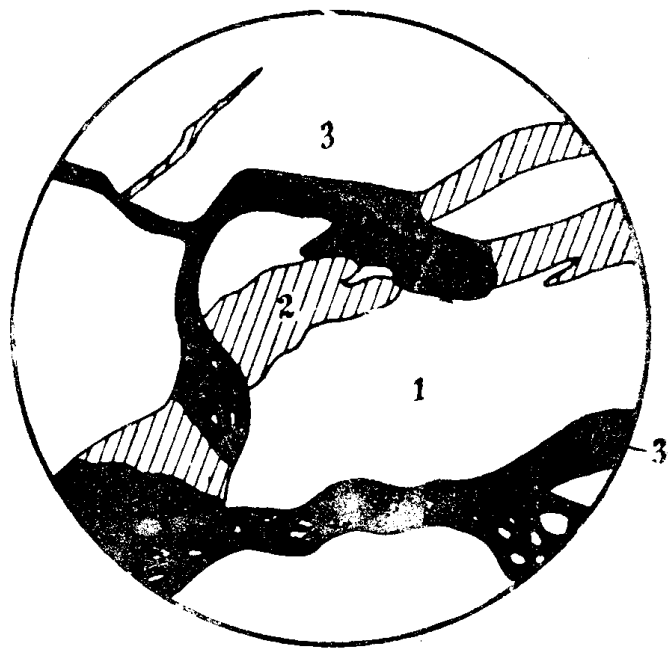
в одно время и причинно связаны с развитием одного вулканического процесса, так как однообразный порядок смены минеральных ассоциаций во всем районе трудно связать с разными не связанными генетически вулканическими явлениями. Эти последние возникали или сменяли друг друга в одно время во всем районе, причем эта смена везде предварялась вновь возникающими подвижками. Таким образом, тектонические явления, вулканизм и его стадия—рудная минерализация в данном районе очень тесно связаны причинно.

В заключение необходимо отметить, что как число намеченных стадий минерализации, так и участников в них—минералов в действительности гораздо больше, чем мы смогли наметить. Так, например, не исключена возможность наложения на все предыдущие стадии таких минеральных ассоциаций, как кварц-киноварь или реальгар-аурипигмент. Но к сожалению, нам не удалось со всею четкостью наблюдать эти минералы в исследованных рудах и высказанное суждение является пока теоретически-возможным. Зато уточнить состав и наметить некоторое расширение минеральных ассоциаций несколько в другом направлении нам удалось при оптическом исследовании. В следующем разделе мы попытаемся изложить этот материал.

#### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СОСТАВА ФЕРБЕРИТОВЫХ РУД.

Главными минералами, определяющими общий облик и генетические черты ферберитовых руд являются кварц, ферберит, антимонит. Редко и в небольшом количестве наблюдались: пирит, арсенопирит, шеелит. Гораздо чаще приходится отмечать продукты разложения этих минералов, особенно лимонит. Это заставляет думать, что в первичных рудах, незахваченных процессами окисления, сульфиды выражены обильнее и вероятно представлены более сложным комплексом. Из продуктов разложения необходимо отметить слюдоподобный минерал—серицит (?), возможно в верхних зонах частично переходящий в каолин. Как реликтовый минерал следует отметить графит, часто наблюдаемый в юрских сланцах.

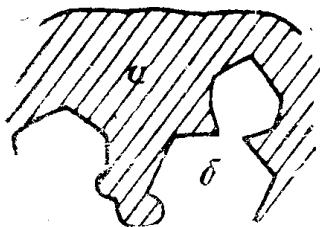
Кварц проявляется очень разнообразно и в различных генерациях. Четко устанавливаются три генерации: а) окремнение, предшествовавшее появлению ферберита; б) кварц ферберитовой стадии минерализации и в) кварц антимонитовой стадии. Выделение кварца разных генераций в отдельные стадии минерализации легко проводится, если



Ф. 6. 1-ферберит; 2-шеелит; 3-кварц.  
Аншлиф, 90X, Сагеби

сопоставлять данные, полученные при анализе текстур руд с характером узоров структурных сростаний, наблюдаемых при оптических исследованиях. Первая генерация кварца устанавливается резко при разборе брекчиевидных текстур. Окремненные обломки глинистых сланцев часто содержат

и мелкие кварцевые жилки (ф. 3). Рассмотрение тонких шлифов таких кремнистых пород показывает, что кремнению предшествовало раздробление, так как угловатые обломки глинистого сланца, почти нацело замещенного тонкой мозаикой метасоматического кварца (величина зерна изменяется от 0,01 мм до 0,1 и редко до 0,23 мм), плавают среди более крупнозернистого кварца, одновременно возникшего на месте более тонко раздробленного материала. Этот кварц обладает склонностью к идиоморфизму и содержит очень много включений. Несомненно частично он образуется на стенках пустот, получавшихся за счет выщелачивания термами мелко раздробленного материала. Кварцу этой генерации явно предшествовала

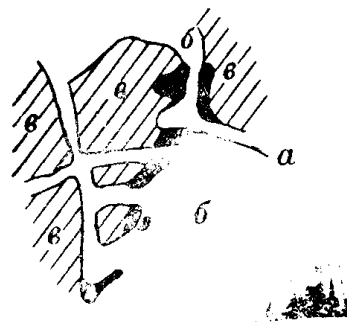


а-ферберит  
б-кварц

Фиг. 7.

и частично сопутствовала обильная серицитизация. Серицитизация обломков породы наблюдается тем больше, чем больше кремнение. Можно было бы думать, что появление кварца вызывает превращение глинистого и полевошпатового материала в серицит, но уменьшение серицита в количестве по мере превращения породы в кварцит заставляет думать о замене серицита кварцем. Повидимому, в этой стадии кремнения серицитизация породы была более ранним явлением, чем замещение ее кварцем. Кое-где развивается хлорит.

Вместе с ферберитом мы наблюдаем кварц разного типа. Около кремнистых обломков глинистого сланца видны венчики кварца и нарастающего на нем ферберита. В шлифах видно как идиоморфные кристаллы кварца (ф. 7) обрастал ферберитом. На рисунке заштрихованный участок относится к одному кристаллу ферберита. Итак, кварц, часто друзовой текстуры, развивался на обломках кремнистой породы и раньше ферберита, но часто также можно наблюдать кварц, развивающийся почти одновременно с ферберитом и несколько позже его. На ф. 8 изображена схема пространственного расположения обломков кремнистого сланца (в), ферберита (а) и кварца (б) второй генерации. Ферберит избирательно жметя к станкам обломков и часто его обрастает кварц. Можно думать, что мы имеем дело с двумя видами кварца второй генерации; этот минерал отлагался до и после ферберита. Не исключена возможность, что кварц в этой стадии отлагался непрерывно, т. е. он кристаллизовался и одновременно с ферберитом.



а - ферберит  
б - кварц  
в - обломки кремнистого сланца.

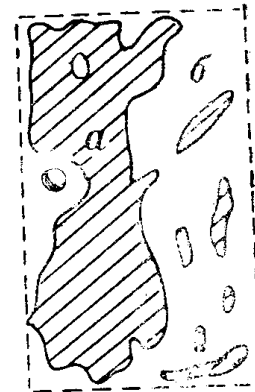
Фиг. 8.

Наиболее ярко выражена III генерация кварца. Сюда относится жильный кварц, вмещающий сульфиды и секущий ферберитовые руды, и жилки шеелита (ф. 6), а также короткостолбчатый кварц, нарастающий на кристаллы ферберита в друзовых пустотах. Рассмотрим структурные соотношения кварца этой генерации в полированных шлифах.

Исследование кварца из жилок, явно секущих руды ферберита, показывает, что и в данном случае мы имеем дело с неравномернозернистой мозаикой зернистого кварца, в более крупных зернах склонного к идиоморфизму и всегда мутного от большого количества тонких включений. Включения в общем случае распределены равномерно, но часто можно наблюдать исчезновения включений на значительных участках, имеющих

форму жилообразных полос, секущих агрегаты мутного кварца. В скрещенных николях в пределах этих жилок—полос кварц явно резко деформирован, а иногда нацело перекристаллизован. Интересно отметить, что включения в кварце исчезают и вблизи сульфидов. Можно думать, что отложение кварца началось до образования сульфидов.

Ранний кварц этой стадии минерализации резко разъедает ферберит. Явления этого разъедания видны очень хорошо в полированных шлифах и не заметны в тонких, где эти, delicate по тонкости структуры, участки, повидимому, выкрашиваются. В шлифах наблюдаются скелетные зерна ферберита (ф. 9). В скрещенных николях на всем участке, обведенном пунктиром (ф. 9), кварц кажется черным, тогда как за пределами его он обладает хорошо освещающим его поверхность ярким внутренним рефлексом. Мелкие и крупные островки ферберита среди кварца погасают одновременно. Ясно, что мы имеем дело с одним кристаллом ферберита, неглубоко разъеденным кварцем. Рассмотрение шлифов из друзовых полостей показывает также резкое разъедание ферберита кварцем (ф. 10) и отложение на кварце антимонита. Кроме того, мы наблюдаем кварц, нарастающий на арсенипирите (ф. 11) и пирите (венчики кварца) и поэтому имеем полное основание думать, что кварц отлагался по всей антимонитовой стадии, но возможно с некоторыми перерывами, о чем нам свидетельствует наличие полос деформации с развитием перекристаллизованного кварца.

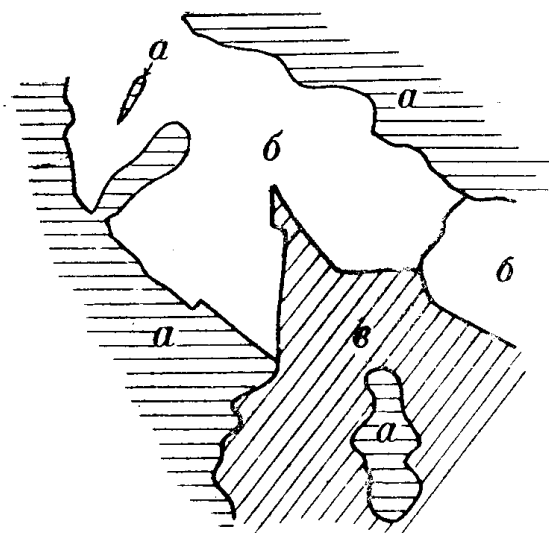


а - ферберит  
б - кварц

Фиг. 9.

Ферберит является главным рудным минералом. Необычайно своеобразны его внешние морфологические черты. В друзовых пустотах часто можно наблюдать прекрасно образованные кристаллы; особенно хорошо развитые кристаллы были мне доставлены из Ноцарского м-ния. Гониометрические исследования их, произведенные доцентом Томского государственного университета, В. К. Моничем в кратком изложении дали следующие результаты <sup>1)</sup>.

Кристаллы ферберита из Ноцарского месторождения сравнительно невелики, имея средний размер в более крупных кристаллах 6—8 мм по длине, 3—6 мм по двум другим измерениям. Облик кристаллов толстотаблитчатый или призмобразный, приближающийся к изометрическому, так как исключительным развитием пользуются грани призматической, зоны и крупная грань 3-го пинакоида. „Пирамидальные“ грани, хотя и встре-



а - ферберит  
б - кварц  
в - антимонит

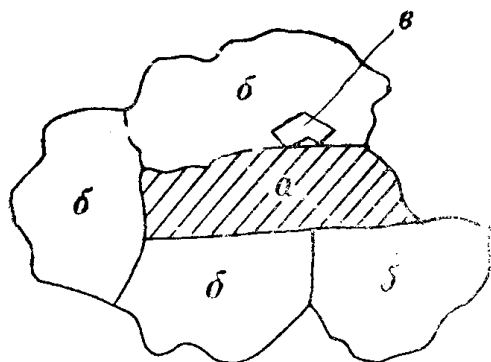
Фиг. 10.

чаются, но только лишь в виде мельчайших площадок, правда, очень хорошо образованных. Облик кристаллов ферберита из Ноцары является необычным для минералов группы вольфрамит, так как короткопризматиче-

<sup>1)</sup> Описание дается по рукописям В. К. Монича с некоторыми сокращениями.

ские кристаллы ферберита напоминают кристаллы тетрагональной или ромбической систем. В особо хорошо образованных кристаллах отчетливо намечается сплюснутость по оси „х“ и притупление ребер (001) гранями призм 1-го и 4-го рядов. Такие кристаллы несколько напоминают обычный доскообразный тип кристаллов вольфрамита.

В четырех измеренных кристаллах и среди нескольких десятков, рассмотренных под лупой, были обнаружены следующие (в порядке распро-



*а* - ферберит ;  
*б* - кварц ;  
*в* - арсенопирит

Фиг. 11.

страненности) формы: а) крупные габитусные грани—с (001), *б* (010), *м* (110), *н* (310); б) рядовые габитусные грани—а (100), *м* (110), *л* (210) и (121); в) подчиненные мелкие грани—*ф* (011), *к* (211), *w* (111) и (553) (?). Кроме того, на некоторых кристаллах изредка обнаруживаются и другие слабо выраженные и трудно измеримые грани: в зоне *н* (310)—а (100), возможно (810), в зоне *к* (211) и *б* (010) и в зоне а (100)—с (001). Наиболее обычная комбинация граней, встречающаяся у больших кристаллов, такова: с (001), *б* (010), а (100)—слабо выражены, *н* (310), *к* (211) и слабо выраженные, иногда отсутствующие грани—*м* (110), *л* (210). Подобный кристалл изображен на ф. 12. Мелкие, более хорошо образованные кристаллы содержат весь комплекс форм, причем грань

*а* вытесняется хорошо развитыми призмами *л* и *н*, отчетливо выделяется прекрасно образованная грань *м* (110) и среди подчиненных граней большое значение имеют грани *ф* и *к* (ф. 13). По морфологическим чертам кристаллы ферберита совершенно не походят на известные описанные в литературе формы этого минерала. Несколько напоминают по развитию третьего пинакоида и тупых призм они кристаллы мегабазита из Шлагенвальда<sup>1)</sup>, теперь относимого к гюбнериту.

Химический анализ, проведенный доц. Томского индустриального института И. П. Онуфриенко, дал следующие соотношения железа и марганца в ферберите.

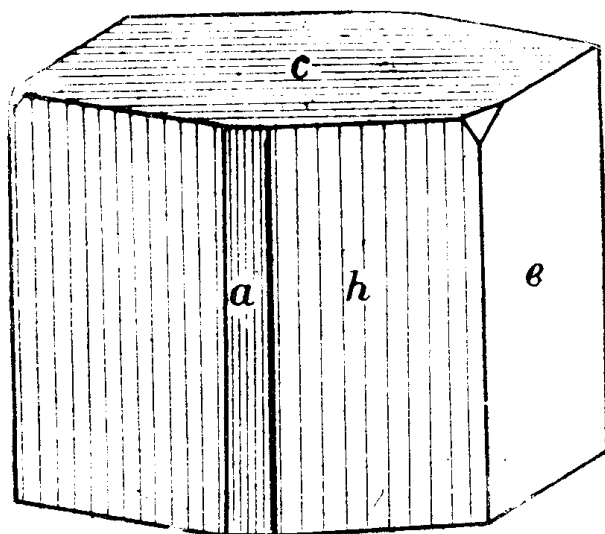
№ № п/п.	Название месторождения	Fe O	Mn O	Примечание
1	Ноцарское м-ние . . . . .	22,66	0,28	} Для анализа отобран чистый материал без примесей.
2	Сагеби . . . . .	22,19	0,90	
3	Хврелиэто . . . . .	20,16	0,93	} В восточном материале для анализа оставались примеси.
4	Мамиссонское м-ние . . .	18,56	2,14	

Данные анализа вполне оправдывают название минерала и очень близки по результатам анализам ферберитов из Хуландойского и Куспартинского месторождений С. Кавказа (21, 349), разведывавшихся на сурьму (первое) и на мышьяк (второе). Сто роженко, отмечая „кубический габитус“ кристаллов ферберита, говорит об отложении этого минерала совместно с антимонитом в одну стадию, которой предшествовало образование „кварцевых и кварцево-карбонатных безрудных жил“ (21,343). Впрочем, для

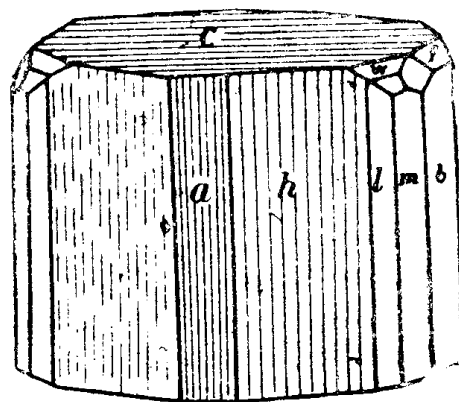
<sup>1)</sup> P. Groth und A. Arzruni. Ueber die Kristallformen und die optische Eigenschaften des Wolframs etc.—Ann. der Ph. und Chem. Herausgegeben von Poggendorf J. C., Bd CXLIX, 1873.

Куспартинского м-ния приводятся данные, свидетельствующие о более сложном процессе, так как там выделяется более поздняя полиметаллическая стадия (21, 344).

Полируется ферберит хуже кварца, но все же легче, чем магнетит. Различно ориентированные кристаллы раз но воспринимают полировку. На хорошо заполированных поверхностях видны треугольные пустоты или прямолинейные трещины спайности. В некоторых случаях они заполнены кварцем, а иногда серым, слабо поляризующим прозрачным неизвестным минералом низкой твердости, возможно продуктами разложения ферберита. Отражательная способность выше, чем у нормальных вольфрамитов, но окраска серая. В сравнении с антимонитом кажется серым с буроватым оттенком, а рядом с лимонитом ферберит кажется бурым и даже розовато-бурым. При наблюдении с сухими объективами дихроизм почти не заметен, но в масле при сравнении двух зерен ясно наблюдается изменение окраски в светложелтых и буроватых тонах; это отличает наш минерал от обычных вольфрамитов (41,606). В скрещенных николях минерал изменяется в окраске в серых тонах с розоватым, голубоватым и зеленоватым



Фиг. 12. увел.  $\sim 10$



Фиг. 13. увел.  $\sim 40\times$

оттенками. Цвета меняются живее и ярче, чем у обыкновенных вольфрамитов. При рассмотрении агрегатов ферберита с высоким увеличением часто фиксировались тончайшие включения похожего на пирит колчедана. Иногда видно ясно, что минерал проникает в ферберит по трещине. Взаимоотношения ферберита с кварцем разобраны выше; из ф. 11 видны взаимоотношения с арсенопиритом и антимонитом. Ферберит в процессе минерализации занимает особое и четкое место; его появление отделено резко проявляющимися деформациями от ранней стадии окварцевания пород и более поздней—развития антимонита. В самом минерале часто наблюдаются деформационные структуры. При выветривании иногда переходит в смесь вольфрамовых охр с лимонитом.

Антимонит встречается среди разбитых кремненных пород в виде самостоятельных гнезд, сложенных грубозернистым агрегатом, или в друзовых пустотах ферберитовых руд. Последний случай наблюдается реже. Часто можно наблюдать брекчированные глинистые сланцы, сцементированные кварцем, содержащим антимонит и др. колчеданы. Кое-где наблюдались на поверхностях выветривания антимонитовых руд красные налеты кермезита. Но чаще выветривание приводит к замещению антимонита светлыми, почти бесцветными землистыми агрегатами окислов сурьмы. В шлифах большей частью удается устанавливать волокнистую структуру поляризующего минерала, возможно валентинита (?), реже

наблюдаются изотропные землистые массы, может быть, сервантита или стибиконита (?). В одном случае удалось наблюдать, что землистые минералы слагают как бы корочку на кристалле, являющемся псевдоморфозой валентинита (?) по антимониту. Вероятно, землистые разности окислов сурьмы появляются позже за счет валентинита (?).

Оптическое исследование антимонита не обнаружило в нем каких-либо аномальных свойств, за исключением частого развития деформационных двойников. Агрегаты антимонита всегда давлены. Соотношения этого минерала с кварцем и ферберитом описаны выше и здесь мы позволим себе остановиться лишь на структурных связях этого минерала с более поздними образованиями.

Нам не приходилось наблюдать кварца, развивающегося позже антимонита. Наоборот, жилки кварца, встречающиеся в значительном количестве в породах вмещающих гнезда антимонита, никогда не наблюдались в штуфах и шлифах из антимонитовых руд. В кварцевых рудах вместе с антимонитом часто приходится наблюдать такие сульфиды как пирит и арсенопирит, после которых кварц явно еще образуется. Кроме того, в одном штуфе из м-ния Сагеби удалось видеть зональное распределение колчеданов в кварцевой жиле. Причем арсенопирит появлялся вблизи зальбанда, а антимонит в центральной части. Только на основании этих соображений мы можем считать антимонит наиболее поздним минералом в его стадии минерализации.

Все же необходимо отметить, что отложение кварца, антимонита и других сульфидов не является, повидимому, концом минерализации. Исследование антимонитовых руд из Ноцарского и Моцанцарского м-ний показывает, что имела место еще одна стадия минерализации, природа которой за скудностью исследованного материала для нас осталась неясной.

В ряде полированных шлифов нам удалось констатировать жилки неизвестного прозрачного минерала, секущего антимонит. Твердость минерала близка антимониту, может быть немного выше. Отражательная способность гораздо выше, чем у кварца и близка к таковой сфалерита. Заметна спайность, большей частью в виде мелких треугольников. Минерал явно анизотропный с слабоокрашенным в желтые тона внутренним рефлексом. Слагает часто призматического облика кристаллы и агрегаты. Кислоты не действуют. Вместе с этим минералом развиваются мелкие круглые тельца-агрегаты мельниковита. Эта стадия минерализации несколько напоминает минеральный комплекс, появляющийся после антимонита в Лухумском м-нии (9а, 193), где, кстати сказать, Демчук считает процесс минерализации непрерывным, с чем вряд ли можно согласиться.

Арсенопирит и пирит наблюдались редко, так как с одной стороны, они вообще присутствуют в рудах в небольших количествах, а с другой, в образцах нашей коллекции эти минералы оказывались в той или иной степени замещенными продуктами разложения, чаще лимонитом. Иногда в тонких шлифах приходилось наблюдать светлозеленоватый скородит, замещаемый в свою очередь лимонитом. Непосредственных наблюдений над структурными соотношениями этих минералов провести не удалось. Можно думать все же, что арсенопирит является более ранним минералом. Так, например, он обычно развивается в зальбандах жил или в обломках глинистых сланцев, сцементированных кварцем, содержащим пирит. Повидимому, большая часть кварца появилась позже пирита и арсенопирита.

В одном из тонких шлифов, приготовленном из руд м-ния Хврелиэто, удалось наблюдать мелкие кристаллики шеелита. В полированном шлифе из этой руды шеелит был обнаружен в виде резких жилок, пересекающих агрегаты ферберита. Жилки шеелита в свою очередь пересекаются жилками кварца (ф. 6). Можно думать, что шеелит появляется в особую стадию

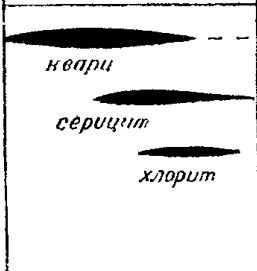
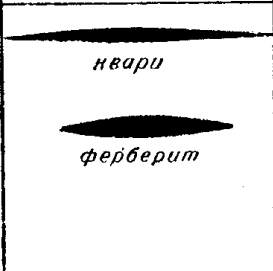


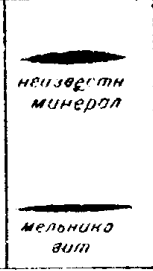


минерализации, предшествующую по времени кварцево-антимонитовой.

Графит наблюдался в шлифах из минерализованных черных юрских сланцев, иногда его можно видеть в брекчиевидной текстуры рудах среди войлока серицита. Является типичным реликтовым минералом, не имеющим прямой генетической связи с процессом термальной минерализации.

#### ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ МИНЕРАЛОВ В РУДАХ.

На основании изложенного материала процесс рудообразования в месторождениях ферберита В. Рачи может быть представлен в виде следующей схемы (ф. 14).

I Стадия окремнения	II Кварцево-ферберитовая стадия	III Стад(?) шеелита	IV Кварцево-антимонитовая стадия	V Мельниково-витовая стад
 <p>кварц серицит хлорит</p>	 <p>кварц ферберит</p>	 <p>? кварц шеелит графит</p>	 <p>кварц антимонит арсенопирит серицит пирит</p>	 <p>неизвестн. минерал графит мельника вит</p>

Фиг. 14.

К данной схеме необходимо сделать следующие замечания. Можно думать, что при более тщательном исследовании число минералов в установленных стадиях должно значительно увеличиться. Особенно это относится к III, IV и V стадиям. Кроме того, можно думать, что IV стадия является сложной. Минералы, помещенные сюда, в рудах представлены слабо и объединены во времени за отсутствием материала, на основании которого можно было бы их разделить. Прерывность минерализации является общей для всех м-ний и, повидимому, как уже мы отмечали выше, обусловлена общими причинами, приводившими к прекращению и возобновлению в данном районе термальной деятельности.

Попытаемся теперь на основе анализа данной схемы составить себе представление о физикохимической обстановке процесса минерализации.

Первая стадия характеризуется образованием серицита и замещением его кварцем. Большая часть серицита образуется здесь из минерального вещества породы. Поведение термальных растворов на протяжении этой стадии четко характеризуется, следовательно, резко выраженными чертами выщелачивания, несколько напоминающего процесс образования высокотемпературных кварцитов типа Клэймакс (40, 794) или белоречитов (30). Шмедеман, разобравший химизм рудных растворов (40), пришел к выводу, что кислые высокотемпературные растворы, обладающие высокой способностью выщелачивания, могут поглощать значительное количество вещества и в частности при интенсивном окремнении; именно так можно понимать свойства и деятельность терм на этом участке. Термы были кислые, высоконагретые, производили интенсивное выщелачивание и отлагали, главным образом, кремнезем. В конце стадии минерализации кислотность терм должна была уменьшаться, они могли делаться нейтральными или даже щелочными. В этот период их деятельности можно было бы ожидать отложения сульфидов. Для минерального комплекса I стадии в наших рудах сульфиды не характерны. Поэтому можно думать, что минерализация оборвалась раньше, чем на данном горизонте минерализация кислых растворов могла перекрыться действием щелочных. Шмедеман совершенно справедливо полагает, что высоконагретые кислые растворы

действуют на небольшом расстоянии от материнского интрузивного тела. Мы должны в связи с этим отметить, что расстояние, на котором термы сохраняют кислую реакцию при прочих равных условиях, должно зависеть от состава боковых пород (их растворимости) и степени их прогрева. Чем менее растворимы, более прогреты и проницаемы (для терм) породы, тем на большее расстояние уйдут от материнского интрузива термы, сохраняя свой первоначальный состав. Для нашего случая мы можем допустить, учитывая проницаемость зон раздробления и слабую растворимость сланцев, а также прорыв дополнительных порций магмы до поверхности, что термы кислого состава могли уходить на некоторое, но сравнительно не очень значительное, расстояние от материнского интрузива. Во всяком случае они повидимому только выходили за пределы пояса роговиков, ширина которого и может дать нам грубое представление об этом расстоянии. Не исключена также возможность, что в некоторых случаях летучие переносились остаточными расплавами—дополнительными инъекциями и, выделяясь из них, термы могли мигрировать лишь на очень ограниченном расстоянии.

Вторая стадия минерализации представлена также таким комплексом минералов, который обыкновенно характеризует деятельность кислых терм (40, 26, 289). Можно было бы утверждать и высокую температуру этих растворов, но особенные специфические черты вольфрамиты, представленного здесь ферберитом, требуют некоторых подтверждающих это положение соображений. Для ферберитовых м-ний Баульдер-Каунти в Колорадо Ловеринг (16, 589) особенно подчеркнул, что температура образования ферберита выше, чем та, которую допускают для минерализации на небольшой глубине. А. Е. Ферсман дает для ферберита более высокий эк, чем для гюбнерита и, следовательно, допускает для первого более высокую температуру образования (26, 298). Для руд Забайкалья М. М. Тетяев считал характерной смену ферберита гюбнеритом с понижением температуры (22), но позднейшие исследования М. Б. Бесовой (4, 60) и О. Д. Левицкого (15, 40) не подтвердили этого правила. Наоборот, О. Д. Левицкий отмечает случаи, когда ферберит с понижением температуры сменяет гюбнерит. Впрочем, изложенный О. Д. Левицким материал показывает, что автор сравнивает минералы различных стадий (41, 136—137), отмечая для жилы Озерной пересечение кварца с гюбнеритом жилкой лучистого халцедонообразного кварца с ферберитом. Данный случай характеризует не столько температуру образования, сколько быстроту охлаждения высоконагретого раствора. Подобные минеральные ассоциации приволяются и для гюбнерита. Недавно Ю. А. Спейт (20, 79), описывая ассоциацию гюбнерита с халцедонообразным кварцем и родохрозитом в рудах Джиды, все же отметил высокую температуру начала минерализации. Между тем Гианелла (32, 339) назвал гюбнерит эпитермальным только потому, что он встречал его в ассоциации с миоценовыми лавами и родохрозитом. Наконец, имеются указания, что вольфрамиты, близкие по составу к фербериту, появляются вместе с топазом и касситеритом в пегматитах (42), а в наших Алтайских типичных м-ниях с высокой температурой минералообразования главных стадий обыкновенно появляется вольфрамит (17, 74). Ассоциаций последнего с особо низко-температурными минералами в литературе почти не отмечают.

И так, литературный материал о температуре образования ферберита противоречив и не дает надежного решения вопроса. Но противоречия становятся понятными, если учесть некоторые данные теоретического порядка. Вероятнее предполагать, что все минералы группы вольфрамиты образуются из высоконагретых кислых растворов. При условиях медленного охлаждения растворов и при сравнительно более высоких температурах возникают и более сложные образования—изоморфные смеси (26, 251),

к каковым относятся вольфрамиты. В условиях стесненной кристаллизации, вблизи поверхности, где термы могут внезапно и быстро охладиться—возникают простые решетки ферберита или гюбнерита<sup>1)</sup>.

При этом можно допустить, что при прочих равных условиях ферберит возникает при более высокой температуре. Таким образом, мы можем думать, что II стадия минерализации была вызвана также кислыми и высоконагретыми растворами в обстановке быстрого охлаждения—вблизи поверхности.

Третья стадия исследована слабо. Можно предполагать, что в ней кроме шеелита участвовал кварц. Здесь, повидимому, растворы были еще кислыми, но уже более низкотемпературными. Можно ожидать, что в условиях более позднего перерыва в минерализации здесь легко могли бы возникнуть щелочные растворы и появиться сульфиды.

IV стадия минерализации характеризуется вначале появлением таких сульфидов, как пирит и арсенопирит, которые особенно характерны для щелочных растворов. Несомненно, на протяжении этой стадии щелочные растворы должны были стать менее щелочными и даже кислыми, чтобы могли из них выделяться соединения сурьмы, столь охотно сохраняющиеся в нормальных щелочных растворах (25, 289). В V стадии гипогенной минерализации мы наблюдаем уже характерный для кислых, но низкотемпературных растворов минерал марказит.

Таким образом, процесс минерализации в рудных полях ферберитовых м-ний протекал в очень беспокойной тектонической обстановке, где прекращались одни стадии минерализации и возникали другие. Каждая новая стадия минерализации характеризуется в общем более низкими температурами минералообразования, но в ряде случаев не исключена возможность, что температура начала последующей (например, II) стадии была выше, чем температура конца предыдущей (например, I) стадии. Поэтому возникает возможность предположения, что при более тщательных исследованиях минеральные ряды описанных стадий могут пополниться.

Особенно пополнение можно ожидать за счет минералов низкотемпературных, так как на основании небольшого имеющегося у нас материала мы не смогли выделить генераций у рудных минералов III, IV и V стадий. Не исключена возможность, что такие минералы, как сульфиды возникали не только в установленные нами стадии, но и раньше. Так как они в ранних стадиях должны были завершать минерализацию и появлялись в небольшом количестве, то для установления им точного места в схеме необходим больший материал, чем был в нашем распоряжении.

В основном минерализация была обязана кислым высоко- и низкотемпературным растворам. Щелочные растворы принимали очень слабое участие в образовании руд. Они, повидимому, иногда совсем не возникали, что возможно лишь в том случае, если выщелачивающее действие кислых растворов было недостаточным, чтобы переменить кислую реакцию на щелочную. Такое явление возможно лишь при условии, если термы, циркулируя на ограниченном протяжении, успевают быстро охладиться, т. е. в случае, если материнский интрузив залегает недалеко от поверхности и от рудного тела.

## 5. ПОЛОЖЕНИЕ ФЕРБЕРИТОВЫХ РУД В РАЧИ В СИСТЕМАТИКЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.

Из выше рассмотренного материала вытекают следующие характерные черты генезиса ферберитовых месторождений В. Рачи. М-ния рас-

<sup>1)</sup> В случае недостатка в термах Fe или Mn ферберит или гюбнерит являются теоретически возможными минералами и для обстановки высоких выдержанных температур.

<sup>2)</sup> Поскольку Sb долго сохраняется в щелочных растворах выпадение антимонита легче связывать с потерей раствора щелочной реакции.

положены на больших высотах, где эрозия слабо затронула поверхность; кое-где сохраняются вулканические породы покровной фации. Минерализация явно протекала в условиях очень небольших глубин и контролируется тектоническими зонами также поверхностной фации. Минерализации предшествовала инъекция юных по возрасту (альпийских) интрузивных пород—дацитов и андезитов, несущих четко выраженные черты штоковой, по Усову, фации (5). Брекчиевидные и друзовые текстуры руд, множественность стадий минерализации и резкие черты структур разведаний, столь характерные по Ниггли (36,30), для м-ний „вулканической“ фации<sup>1)</sup> являются специфическими чертами и для наших месторождений. Фаціальность общей минерализации района подчеркивается и наличием в нем м-ний аурипигмента и реальгара, образование которых Ниггли считает типичным для вулканического типа м-ний (36,21).

Для разбираемых м-ний чрезвычайно характерным и оригинальным является состав руд, где в роли главных минералов выступают столь различные по температуре образования, как ферберит и антимонит. Последнее обстоятельство вызывает особое затруднение для определения этим м-ниям места в систематике Линдгрена (34). Но наши м-ния так же как и неувязки в систематике Линдгрена нельзя рассматривать как единичное явление. Месторождений с рудами, в которых ярко выражены высоко-и низкотемпературные стадии минерализации в литературе приводится все больше и больше. Подобными свойствами обладают оловорудные м-ния Боливии (38 и 39), кварцевотурмалиновые руды с золотом и серебром в Неваде (37), известные ферберитовые м-ния Баульдер Каунти (35), отнесенные Линдгреном (34, 596—597) к группе мезотермальных м-ний. Позднее Л. Беддингтон отметил противоречивость между установками Линдгрена для его систематики и положением в ней группы ферберитовых руд Баульдер-Каунти и предложил подобные образования, не укладывающиеся в рамки Линдгреновской схемы и возникающие вблизи поверхности, но при высокой температуре, выделять в особую группу ксенотермальных м-ний. Но предложение Беддингтона также не может избежать возражений. Дело не в том, что минерализация происходит при высоких температурах вблизи поверхности, а в том, что минерализация вблизи поверхности протекает и при высокой и при низкой температурах, а поэтому руды таких месторождений необычайно пестры по составу и оригинальны по характеру минеральных ассоциаций. Возможности для такого рода ассоциаций возникают лишь в условиях поверхностного вулканизма, что почти одновременно и независимо друг от друга отметили П. Ниггли и М. А. Усов (23). Впоследствии М. А. Усов, указав, что в природе почти не встречается интрузивных пород абиссальной фации (24,33), обратил особое внимание на расчленение горных пород поверхностной (эффузивной) фации (25), но распространить эти идеи на область систематики м-ний полезных ископаемых ему не удалось, хотя им для этой цели подготовлена значительная теоретическая база. На основании той систематики, которую предложил М. А. Усов (25) для пород эффузивной фации, мы должны были бы м-ния В. Рачи отнести к штоковой фации, принимая во внимание характер материнских пород дацито-андезитового состава.

Следовало бы отметить, что в систематике рудных м-ний М. А. Усов выделял эффузивную фацию только для группы жильных м-ний. Совершенно ясно, что в обстановке поверхностного вулканизма в том теперь уже расширенном смысле, который им предложен, могут возникать лю-

<sup>1)</sup> Ниггли эту черту резко подчеркивает: It contains unmistakable signs of manifolds superimposed processes— e. g., corrosion or metasomatic alterations of early formed minerals\*. В русском переводе эта фраза изложена очень путанно и туманно. П. Ниггли. Генетическая классификация магматических рудных м-ний—Москва, 1933, стр. 36.

бные структурные типы м-ний, а также и любые температурные ассоциации. Так, например, в обстановке штоковой фации могут возникать даже контактовые м-ния типа Тетюхэ или Кампиглия Мариттимо. В частности разбираемые м-ния нельзя по форме и способу образования отнести к жильным м-ниям, хотя элемент выполнения друзовых пустот здесь выражен очень резко. Рудные тела не имеют и формы жил, а процессы выщелачивания и замещения здесь протекали достаточно резко в частности, вероятно, потому, что термы имели преобладающе кислую реакцию. В рудных полях встречаются полосы метасоматических замещений и вкрапленных руд, на что обратил особое внимание впервые А. Е. Бенделиани (2,13).

Очень важным и серьезным для понимания генезиса м-ния всегда является вопрос об источнике терм. Большая заслуга М. А. Усова заключается в следующем: он, выделяя генетическую группу м-ний эффузивной фации, подчеркивал, что лавы покровов не могут быть источником терм и предполагал, что этим источником являются „корни таких покровов эффузивных тел“ (23, 66). В нашем случае совершенно очевидно приходится идти значительно дальше. Мелкие тела штоковой фации андезито-дацитов, являясь возможными корнями бывших эффузий, в то же время как правило не являются источниками терм, а только подчеркивают и отчасти создают обстановку—фацию, в которой происходила минерализация. Термы идут снизу; их источник—скрытый плутон; он является общим источником для пород андезито-дацитовой магмы, а также и терм, вызвавших „автометаморфизм“ в этих породах и создавших обширные поля рудной минерализации. Нам хотелось бы подчеркнуть, что в образовании м-ний В. Рачи скрытый плутон играл известную роль, но это не должно являться препятствием к тому, чтобы фиксировать эффузивную фацию, как обстановку развития процесса минерализации, обусловившую особенные черты м-ний, отличных от образовавшихся на глубине, в условиях интрузивной фации. Только некоторым недопониманием этого положения можно объяснить позицию В. Г. Грушевого, который для Ю. Осетии (9,927) лишь потому не считал возможным связывать оруденение с процессами „эффузивно магматического цикла“ (по Ниггли и Шнейдергену), что автор „склонен видеть активную роль интрузий не всюду, может быть, вскрытых эрозией“. К неправильным представлениям приводит и переоценка роли пород штоковой фации. Так, считая тела „неинтрузий“ источниками эманаций, К. Чичинадзе (29,27) отмечает, что в процессе рудообразования „пегматитовая стадия почти полностью отсутствует, что связано с бедностью неинтрузивной магмы летучими компонентами“. Хотелось бы отметить, что нет оснований считать материнскую магму бедной летучими, а отсутствие ярко выраженной минерализации типа „пневматолита“ обусловлено обстановкой, т. е. тем фактором, который приводит к образованию из остаточной магмы не пегматитов, а аплитов или даже порфиров.

В своей характеристике м-ний эффузивной фации Ниггли и Усов специфической чертой для них считают пестрый комплекс руд. Предполагая источник терм, расположенным почти вблизи поверхности, М. А. Усов не считал возможным разделять эти м-ния по формациям и состав руд м-ний этой группы считал обусловленным составом эманаций. В свете новой систематики пород эффузивной фации, разработанной М. А. Усовым, а также в связи с изложенным выше представлением о возможном источнике терм, это положение требует некоторого пересмотра, пока, к сожалению, только в принципиальном разрезе.

Материнский интрузив залегает в целом относительно недалеко от поверхности, до которой достигают его дополнительные инъекции и эманации. Тем не менее, учитывая значительную неровность кровли плуто-

нов, особенно кислых, мы должны предполагать, что степень удаленности земной поверхности от поверхности плутона может варьировать в различных точках очень значительно. С другой стороны, по мере кристаллизации плутона, расстояние поверхности от жидкой магмы будет меняться значительно во времени. Мы, таким образом, полагаем, что изменение во времени обстановки, в связи с резко прерывистым характером процесса рудообразования, с одной стороны содействует образованию пестрых сложных руд, но с другой—не снимает возможности образования руд специфического дифференцированного состава, поскольку каждая стадия минерализации, даже в обстановке эффузивной фации, характеризуется особым дифференцированным комплексом минеральных компонентов. Разберем в этом разрезе специфические черты м-ния ферберитовых руд В. Рачи.

Рассматривая приведенную в предыдущей главе схему рудообразования, необходимо отметить в ней одну очень своеобразную черту. Во всех м-ниях В. Рачи наиболее обильно выражены стадии минерализации, созданные эмзационными растворами кислой реакции. Деятельность щелочных растворов, выражающаяся в развитии нормального комплекса сульфидов, выражена очень слабо. Термальные растворы, сменяя друг друга в условиях данной обстановки настойчиво сохраняли кислую реакцию и в результате среди многочисленных стадий минерализации, показывающих постепенное уменьшение начальной температуры приходящих на данные горизонты терм, минеральных комплексов, вызванных щелочными растворами, мы почти не обнаруживаем. Следует прежде всего отметить, что в наших м-ниях имеет место дифференциация рудного материала и выражена она очень резко. С другой стороны, по нашему мнению, исходя из представления о процессе развития термальных растворов, мы должны считать такую дифференциацию естественным явлением для обстановки, где охлаждение термальных растворов происходит быстро, а следовательно и быстро понижается растворяющая их способность. В ряде случаев термы не смогли поглощать из боковых пород такого количества материала, которое могло бы быстро вызвать перемену кислой реакции на щелочную. Поэтому при высоких температурах так длительны и резко выражены стадии деятельности кислых растворов. С другой стороны перемена кислой реакции на щелочную происходила в растворах уже вблизи поверхности и естественно на краткий срок, так как влияние кислородной среды поверхностной обстановки быстро вызывало перемену щелочной среды на кислую в уже остывающих растворах. Поэтому мы в рудах имеем резко выраженную низкотемпературную стадию отложения сурьмяных руд. Возникает вопрос: возможно ли и где ожидать появления сульфидных колчеданных руд высоко-или низкотемпературных стадий. На Кавказе в целом и в частности в Закавказьи м-ния цветных металлов, генетически связанных с альпийским вулканизмом, давно известны и поэтому первая часть вопроса решается положительно. На вторую половину вопроса можно ответить следующим образом. Если наши представления о процессе развития термальных растворов правильны, то сульфидные м-ния могут особенно часто возникать в тех случаях, когда материнский интрузив залегает на значительном расстоянии от той поверхности, до которой достигали дополнительные инъекции, или—если вмещающие породы легко растворимы и быстро смогут менять кислую реакцию высокотемпературных растворов на щелочную<sup>1)</sup>. Совершенно естественно, что в этих случаях высокотемпера-

<sup>1)</sup> Наконец, сульфидные м-ния могут возникать в обстановке интрузивной фации, т. е. в условиях, когда влияние на поверхность не имело места. Само собой разумеется, что рассмотрение таких м-ний выходит из круга затронутого нами вопроса.

турные сульфиды типа арсенопиритовых руд будут находиться в участках, прилегающих к материнским интрузивным телам, а свинцово-цинковые будут обнаруживаться в связи с эффузивами дайковой или даже покровной фации. Таким образом, в этом случае мы вынуждены допустить и некоторую вертикальную зональность.

Заканчивая настоящую главу, мы должны отметить следующее. В современных систематиках нет точного места для м-ний типа В. Рачи. Нам кажется рациональным и правильным отнести его к группе м-ний эффузивно штоковой фации, по М. А. Усову, указав, что существенно м-ния этого типа представлены полосами метасоматических, часто штокверковых руд и вкраплений. Более детальное расчленение м-ний эффузивной фации совершенно необходимо. Если построить это расчленение на тех же принципах, которые предложил М. А. Усов для м-ний интрузивной фации, то мы должны м-ния В. Рачи отнести к группе метасоматических м-ний и вкрапленников вольфрамитовой формации.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

1. Л. Беддингтон.—Ассоциации высокотемпературных минералов на малых и средних глубинах.—Тр. треста Золоторазведки и Ин-та „Нигризолото“, 1936, вып. 3.
2. А. Е. Бенделиани.—Проявление редкометального оруденения в горах Верхней Рачи.—Разв. Недр, 4—5, 1938.
3. Егo же.—Талахианское м-ние ртути в Верхней Раче.—Разв. Недр, 3, 1939.
- 3а. Егo же.—Ценское (Цурунгальское) месторождение мышьяка в Верхней Сванетии.—Разв. Недр, 2, 1937.
4. М. Б. Бесова.—Геология и минералогия Джидинского вольфрамового месторождения.—Местор. редк. и малых металлов СССР, т. I, 1939.
5. Л. А. Варданьянц.—О месторождениях цветных металлов в Дагестанской АССР.—„Природные ресурсы Дагестанской АССР“, изд. Акад. Наук СССР, 1935.
6. Егo же.—Материалы по неинтрузии Горной Осетии. Горные массивы Тепли, Казбек и Алай-хox.—Пробл. Сов. Геол., 5—6, 1937.
7. Егo же.—Интрузивы Северной Кахетии.—Пр. Сов. Геол. 4, 1938.
8. Егo же.—Неинтрузии, их оруденение и связь с тектоникой в Главном Кавказе.—Изв. Акад. Наук, серия геол. 2, 1939.
9. В. Г. Грушевой.—Краткий очерк металлогении Закавказья.—Пробл. Сов. Геол., 10, 1935.
- 9а. А. Демчук.—Геологический очерк Лухумского реальгаро-аурипигментового месторождения в В. Раче в Зап. Грузии.—Зап. Всер. Минерал. Об-ва ч. 1, 1935.
10. А. Д. Ершов.—О структуре Цурунгальского (Ценского) рудного поля.—Пробл. Сов. Геол., 4, 1938.
11. Егo же.—О нахождении олова на Ценском мышьяковом м-нии (Верхняя Сванетия).—Сов. Геол., 12, 1938.
12. Н. С. Зайцев.—О геологоразведочных работах на редкие металлы в Закавказье.—Цветн. мет. 8, 1938.
13. С. Константинов.—Николаевское м-ние киновари в Дагестане.—Пов. и Недра, 2—3, 1917.
14. А. Ш. Курбанов.—Киноварь в Дагестанской АССР.—„Природные ресурсы Дагестанской АССР“, изд. Акад. Наук СССР, 1935.
15. О. Д. Левицкий.—Вольфрамовые месторождения Забайкалья.—Месторожд. редк. и малых металлов СССР, т. II, 1939.
16. Т. Ловеринг.—Месторождения вольфрама.—Геология рудных мест. Зап. штатов США\*, 1937.
17. Г. В. Пинус.—Минеральные ассоциации руд и околожильные изменения рудоносных кварцевых жил Белорецкого вольфрамового месторождения на Алтае.—Вестник Зап. Сиб. Геол. Управл., 5, 1938.
18. П. С. Саакян.—Пути освоения рудных недр Центрального Кавказа.—Сов. Геол., 5, 1938.
19. С. П. Соловьев.—Зональное распределение металлов в районе Тырны-ауз.—Пр. Сов. Геол. 9, 1937.
20. Ю. А. Спейт.—Геологическое строение Джидинского вольфрамового м-ния.—Вестн. Зап. Сиб. Геол. Треста, 4, 1937.
21. И. Д. Стороженко.—Геолого-минералогическая характеристика вольфрамовых м-ний на Северном Кавказе.—Зап. Всерос. Мин. Об-ва, ч. 68, вып. 2, сер. 2, 1939.
22. М. М. Тетяев.—Вольфрамовые и оловянные месторождения Онон-Берзинского района Забайк. обл.—Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 32, 1918.

23. М. А. Усов.—Краткий курс рудных месторождений.—Томск, 1928 и 1933.
24. Е го же.—Геология рудных месторождений Зап. Сибирского Края.—Томск, изд. Зап. Сиб. ГГГТ, 1935.
25. Е го же.—Фации и фазы пород эффузивного облика.—Пробл. сов. геол., 9, 1935.
26. А. Е. Ферсман.—Геохимия, т. III.—Ленинград, 1937.
27. Г. И. Харашвили.—Каробское месторождение в Грузии.—Разв. Недр, 11, 1936.
28. Е го же.—Геолого-петрографический очерк Каробского м-ния и условия его формирования.—Изв. Акад. Наук СССР, 5, 1939.
29. К. Чичинадзе.—Предварительные данные о металлогении Южного склона Кавказа.—Цветн. металлы, 10, 1938.
30. Ф. Н. Шахов.—Генезис белоречитов Алтая.—Тр. научн. конф. по изуч. и освоению произв. сил Сибири, Томск, 1940.
31. Е го же.—Основные черты металлогении Алтая.—Там же, 1940.
32. V. Gianella.—Epitermal Hübnerite from the Monitor District, Alpine County, California—Econ. Geol., 3, 1938.
33. C. D. Hulin.—Structural control of Ore Deposition.—Econ. Geol., 24, 1929.
34. W. Lindgren.—Mineral Deposits.—New-York, 1933.
35. Fr. Loomis.—The Ore Wolfram of Boulder County, Colorado.—Econ. Geol., 1937.
36. P. Niggli.—Ore Deposits of Magmatic Origin their Genesis and Natural Classification London, 1929.
37. R. Piltz und M. Donath.—Betrachtungen über die Entstehung der Eruptivgesteine und Erzlagerstätten des Andinen Bolivien-Zeitschr. f. Pr. Geol., 1929.
38. V. Samoyloff.—The Llallagua Unica Tin Deposits.—Econ. Geol. 5, 1934.
39. D. F. Campbell.—Geology of the Bonanza King Mine Humboldt Range, Pershing Counti, Nevada.—Econ. Geol., 1, 1939.
40. O. C. Schmedeman.—Notes on the Chemistry of Ore Solutions.—Econ. Geol., 8, 1939.
41. F. Wernicke und E. O. Teuscher. Die neue vogtländische Wolframit lagerstätte von Pechtelsgrun bei Legenfeld—Zs. deutsch. geol. Gesel 1936.
42. H. Schneiderhöhn und P. Ramdohr. Lehrbuch der Erzmikroskopie, Bd.II.—Berlin, 1931.