

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 96. СЕРИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (№ 11). 1949

Т. Н. ШАДЛУН

МИНЕРАЛОГИЯ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ БОЛЧЕДАННОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЛЯВА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Т. Н. ШАДЛУН**МИНЕРАЛОГИЯ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ
КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЛЯВА
НА ЮЖНОМ УРАЛЕ****ПРЕДИСЛОВИЕ**

Задачей настоящей работы является минералогическое описание своеобразной и крайне характерной зоны окисления одного из крупнейших колчеданных месторождений Урала.

Материал, собранный автором на месторождении в 1940 г. и частично еще в 1938 г., характеризует главным образом нижние горизонты зоны окисления, в меньшей степени верхние горизонты ее — собственно «железную шляпу» и отчасти подвергшиеся окислению богатые сульфатами верхние горизонты сульфидных руд.

В настоящее время зона окисления уже не служит предметом эксплуатации, так как нижние горизонты ее уже полностью выработаны, а верхние, так называемая «железная шляпа», непромышленны в отношении благородных металлов.

Сбор материала производился на действовавших в указанные годы выработках и в разрезе, образовавшемся на месте зоны обрушения и вскрывшем южную часть железной шляпы. Наряду с этим значительная часть материала отобрана из коллекций рудника, представлявших образцы, собранные геологами в течение ряда лет при картировании отработывавшихся горизонтов и кернов скважин, пересекавших отдельные участки зоны окисления.

Автор пользуется случаем выразить благодарность геологам Блявинского рудника В. А. Бечиной и В. К. Шведко, оказавшим большую помощь при сборе материала.

Почти все приведенные в работе химические анализы выполнены научным сотрудником Центральной химической лаборатории ИГН — Ю. С. Нестеровой, несколько анализов — Р. Е. Арест-Якубович. Используются также данные анализов, производившихся Блявинской химической лабораторией. Термограммы выполнены Г. В. Шмаковой. Большое количество спектральных анализов исполнено под руководством профессора С. А. Боровик научным сотрудником Л. Н. Индиченко в Спект-

ральной лаборатории ИГН. Необходимо указать на исключительно важное значение этого метода, оказавшего огромную помощь при исследовании столь трудного для обработки материала. Особенно ценно применение методов анализа, требующих ничтожно малых количеств материала. Всем указанным лицам автор выражает искреннюю благодарность.

Считаю также своим долгом выразить глубокую признательность члену-корреспонденту Академии Наук СССР А. Г. Бетехтину, способствовавшему завершению настоящей работы и давшему ряд ценных советов и указаний.

ВВЕДЕНИЕ

Зона окисления Блявинского месторождения представляет чрезвычайно интересный объект для исследования, с одной стороны, благодаря своей исключительно отчетливо проявленной вертикальной зональности и наличию нескольких резко отличных минералогических зон, содержащих ряд минералов, ранее здесь не обнаруженных, с другой стороны, потому что это, пожалуй, единственная зона окисления на Урале, возраст которой с достаточной достоверностью определяется как раннемезозойский (доюрский).

Обильное развитие красных железняков и ярозита в самых верхних горизонтах зоны окисления, в так называемой «железной шляпе», и сульфатов железа и меди в зоне вторичного обогащения с самого начала обратило на себя внимание геологов. Еще в период разведки месторождения В. М. Крейтер и Г. Б. Роговер (1935) отмечали своеобразие состава зоны окисления Блявы и условий ее формирования и указывали на преимущественное развитие гематитового типа железняков.

Благодаря тому, что автору пришлось быть на месторождении и в период его разведки¹ и в начальной стадии эксплуатации, ему удалось собрать материал, относящийся к определенным участкам зоны окисления на различных горизонтах, и таким образом проследить характер изменения ее с глубиной, по простиранию и вкрест простирания.

Изучение материала было связано со значительными трудностями, так как в большей своей части он представлен рыхлыми (сыпучими), часто тонкодисперсными образованиями и различными тонкими смесями, а не индивидуализированными минералами.

Последнее обусловило необходимость применения совокупности различных методов — начиная с исследований с помощью бинокулярной лупы и микроскопа (в проходящем и отраженном свете), включая иммерсионный метод, и кончая спектральным, микрохимическим и химическим, а также частично рентгеновским, термическим, гониометрическим и люминесцентным анализами.

Поскольку в первую очередь изучение минералогии позволяет судить об условиях образования зоны окисления, о роли тех или иных физико-химических и физико-географических факторов, а также о поведении в зоне выветривания тех или иных элементов (об условиях миграции и пересотложения их), присутствующих в первичных рудах, — главное внимание в работе уделено описанию отдельных минералов, их взаимоотношений и характеристике отдельных минералогических зон.

¹ В 1934—1935 гг. автор производил съемку масштаба 1 : 1000 и участвовал в камеральной обработке материалов разведки.

Значительное место уделено сульфатным минералам из зоны вторичного обогащения вследствие того, что они характеризуют как бы начальные стадии выветривания месторождения, являются показателями состава растворов, циркулировавших в верхних зонах месторождения, являясь одновременно индикаторами той исключительно кислой среды, в которой происходило преобразование первичных руд. В то же время они представляют интерес чисто минералогический, поскольку ряд минералов среди них описывается впервые для колчеданных месторождений страны и в частности Урала.

Описание геологического строения района и участка месторождения, а также характеристика самого месторождения и в частности сульфидных руд даются в очень сжатом виде, так как имеются опубликованные достаточно полные работы ряда исследователей, изучавших этот район и само месторождение.

I. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЙОНА И УЧАСТКА БЛЯВИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Как показали геологические исследования Южного Урала, западный склон Уральского хребта, к которому приурочено и Блявинское месторождение, в южной своей части обладает чертами геологического строения, общими с восточным склоном.

По данным геологической съемки масштаба 1 : 100 000 группы Н. К. Разумовского (1934—1940) район месторождения сложен мощной толщей эффузивов, туфов, частью кремнистых сланцев, входящих в состав так называемой сакмарской зоны, представленной сложным комплексом нижнепалеозойских песчаников, сланцевых и эффузивных толщ, прорванных интрузиями ультраосновных пород.

Развитые в районе Блявы эффузивные толщи, содержащие прослой кремнистых сланцев с фауной граптолитов, в стратиграфическом разрезе принадлежат к верхнесилурийским образованиям. Преобладающими являются эффузивы спилитового ряда, причем максимальное проявление основных эффузивов падает, по видимому, на ландоверийское и нижнелудловское время. Чередование эффузивов с граптолитовыми сланцами и наличие потоков шаровых лав позволяют относить их в основном к подводным излияниям.

Нижние части эффузивной толщи сложены спилито-диабазами долеритовой структуры. На границе с прослоями кремнистых сланцев более обычны мелкозернистые вариолиты. В верхней части толщи нередко диабазовые порфириды, мандельштейны и их туфы. В кровле спилитов встречаются непостоянные прослой красных яшмовидных пород и туфов кислого состава.

В районе Блявы основные эффузивы покрываются и частично прорываются кислыми эффузивами — кератофирами и кварцевыми кератофирами.

В общей схеме геологической истории района намечаются: нижнепалеозойский этап, представленный нормальными морскими отложениями и накоплением больших масс обломочно-вулканического материала кислого состава; среднепалеозойский, отмеченный мощными излияниями спилитовых лав, местами затухающих и сменяющихся отложениями морских кремнистых осадков, — с этим этапом вулканической деятельности связано, вероятно, формирование Блявинского месторождения, и верхнепалеозойский, характеризующийся размывом эффузивных толщ

и проявлением горообразовательных процессов. Главным периодом складчатости явился, повидимому, конец верхнего палеозоя, так что уже в начале мезозоя, главным образом в течение триаса, образовавшиеся горные хребты подверглись интенсивной денепленизации и с начала юры горная страна превратилась почти в равнину.

Юрские и меловые осадки в пределах Южного Урала залегают почти горизонтально на складчатых палеозойских породах. На Бляве, в частности, пятна меловых отложений, представленных морскими осадками, почти горизонтально лежат на эффузивах и размытой поверхности железной шляпы. Таким образом устанавливается выход на поверхность и образование зоны окисления месторождения в юрское, а может быть еще и в доюрское время.

Непосредственно на меловых отложениях залегает морской палеоген и еще выше неоген.

Тесно связаны с геологической историей района особенности его рельефа. Основными элементами рельефа Блявинского района являются древние равнины и денепленизированные плато, прорезанные многочисленными оврагами, ручьями и реками. Еще исследованиями Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и позднее А. В. Хабакова (1935, 1941) были отмечены характерные черты истории развития рельефа Южного Урала. Ими указывалось, что район Губерлинских гор, равно как и другие южные части Южного Урала, представлены горами размыва, эрозионными горами, образовавшимися в высоких плоскогорьях в результате размыва реками.

Современные реки обнажили из-под мезо-кайнозойского покрова древний складчатый скалистый остов палеозойского плоскогорья. Древний рельеф представляет собой неровную поверхность, уже значительно сглаженную, оставшуюся от разрушения первоначального древнего рельефа к началу отложения юры. Современный эрозионный рельеф возник независимо от древнего рельефа, но затем в процессе размыва, благодаря «выкапыванию» из-под мезозоя древних форм, начинал приспособляться к ним.

Следует отметить некоторые палеогеографические черты истории Южного Урала, охватывающей период от палеозоя до палеогена, так как формирование блявинской зоны окисления относится именно к этому времени.

А. В. Хабаков (1935) так рисует эту историю. В эпоху верхнего карбона и нижней перми Южный Урал представлял собой высокогорную страну альпийского типа, разрезанную поперечными и отчасти продольными речными руслами. Но уже к концу палеозоя денудация высокогорных хребтов зашла так далеко, что уровень эрозионного среза немногим отличался от современной его складчатой поверхности. В течение континентального периода, продолжавшегося до среднеюрской эпохи в обстановке жаркого (аридного) климата триасового времени, сменившегося затем более умеренным и влажным, закончилась денепленизация горных цепей. Коренные породы палеозоя подверглись глубокому разрушению в условиях субтропического выветривания (близкого к латеритовому); образовались обширные площади древней коры выветривания, сопровождаемые площадями делювиальных наносов. Во второй половине юрского периода западные и юго-западные окраины Южного Урала начали испытывать крупные опускания, и с конца средней юры этот район был захвачен морем, существовавшим здесь до конца нижнего мела.

В течение меловой эпохи возвышенности снова подверглись размыву и нивелированию, и страна приобрела облик предельно сглаженной

почти равнины. В верхнем мелу выравненная поверхность погрузилась под уровень моря, оставшегося здесь до конца палеоцена.

Характер флоры верхнего мела и палеоцена свидетельствует о влажном и теплом средиземноморском субтропическом климате того времени. По мере отступления палеоценового моря начались процессы континентального размыва подстилающих пород и отложения песчано-глинистых и конгломератово-песчаных толщ.

Раннетретичное время характеризуется развитием процессов окремнения, источником которого явились кремнистые породы суши и осадки морского дна. В участках, не покрытых морем, развивались процессы латеритного выветривания.

В настоящее время окрестности месторождения Блява представляют почти степное пространство с глубоко врезанными долинами рек и оврагов. С востока располагается сравнительно ровное плато со слабо выраженной холмистостью, а с запада — долины, глубоко врезанные в массив эффузивов, иногда напоминающие каньоны.

Относительное превышение участка месторождения, представляющего одну из нивелированных возвышенностей над окружающими его долинами рр. Ракитянки, Херсонки и Новоземского оврага, достигает 80—100 м.

Климат резко континентальный, со средней годовой температурой $+3.5^{\circ}$ и наибольшим количеством осадков в летние и осенние месяцы.

Подземные воды приурочены как к палеозойским породам, так и к мезозойским, третичным и четвертичным отложениям. Мезозойские и третичные породы наиболее водоносны, однако условия залегания их таковы, что водоносные горизонты усиленно дренируются речными долинами и оврагами. Практически надо считать наиболее водоносными четвертичные аллювиальные отложения древних долин.

Современный уровень грунтовых вод на месторождении находится, по видимому, на глубине около 35 м.

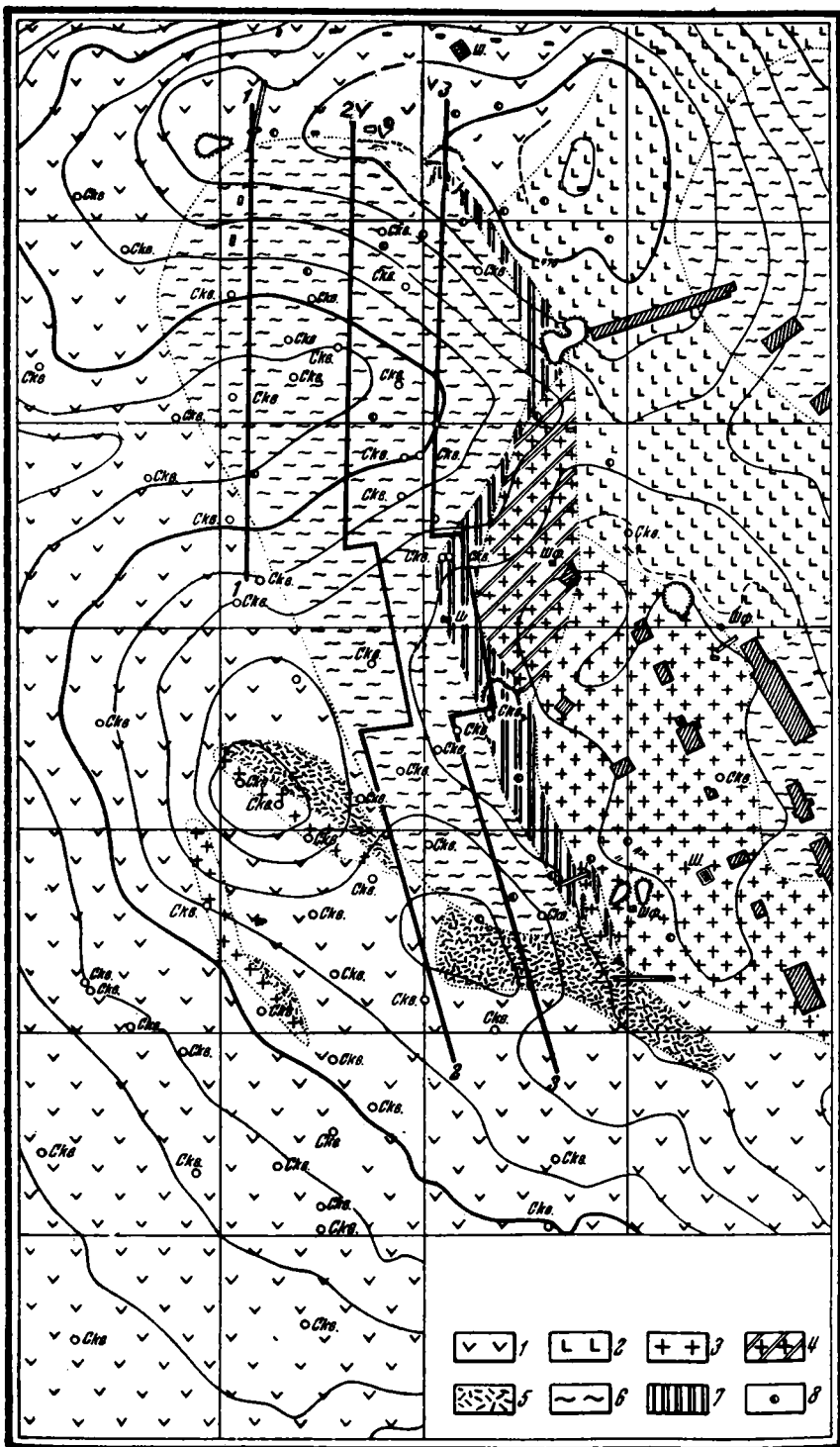
Особое место занимают рудничные воды, в основном совершенно не связанные с обычными грунтовыми водами участка месторождения.

Геологическое строение участка, непосредственно вмещающего месторождение, отражено на карте (фиг. 1). Породы, слагающие этот участок, являются частью спилито-кератофирового покрова, распространяющегося за пределами карты на значительное расстояние, главным образом к югу и к западу.

Как указывалось ранее, породы эти входят в состав мощной эффузивной толщи верхнесилурийского возраста, перекрытой местами, в частности к югу от месторождения, вблизи урочища Яман-касы, породами, относящимися к нижнему девону.

Спилиты и диабазы слагают всю западную часть участка, обнажаясь в восточной части лишь в самом юго-восточном углу планшета, в пониженных частях рельефа. Вся восточная часть сложена кератофирами, образующими в северо-западной части планшета лишь небольшие пятна — «нашлепки» — на спилитах и диабазлах.

В центральной части планшета в лежащем и чаще в висячем боку рудного тела залегают кварцевые кератофиры, имеющие форму даек и относимые по структурным особенностям к гипабиссальным разностям. В юго-восточном углу планшета аналогичные по составу, но значительно меньшие по мощности, дайки кератофира секут спилиты, представляя, по видимому, «корни» излияний кислых эффузивов.



Фиг. 1. Геологическая карта Блявинского месторождения.

1 — сланцы и диориты; 2 — эффузивные кератофиры; 3 — гипабиссальные кварцевые кератофиры; 4 — измененные ожелезненные кварцевые кератофиры; 5 — туфобрекчия; 6 — мезозойские и палеогеновые отложения; 7 — железная шапка; 8 — дунды

Туфы спилитов и кератофигов не выделены в самостоятельную группу пород, но присутствие их отмечается в некоторых участках как на поверхности, так и по буровым скважинам; с ними тесно связаны прослои или линзы яшмовидных (кремнисто-гематитовых) пород в южной части планшета.

Отмечавшиеся в буровых скважинах и в горных выработках прослои брекчий, по представлениям одних авторов (Роговер, 1939), относятся к тектоническим брекчиям, в то время как другие авторы (А. Н. Заварицкий, 1936) высказывают предположение о возможности вулканического их происхождения. На прилагаемой геологической карте и разрезах они фигурируют под названием туфобрекчий или брекчий. Несомненно лишь, что эти породы имели существенное значение при процессах рудоотложения как наиболее благоприятные для циркуляции растворов и метасоматического замещения.

Следует отметить, что данные буровых скважин показали, что спилито-диабазовая толща представляет собой довольно причудливое законономерное чередование отдельных разновидностей основных эффузивов, связанных часто неуловимыми переходами.

Среди пород эффузивной толщи, вмещающих рудные тела или расположенных в ближайших к месторождению участках, выделяются: спилиты, вариолиты и спилитовые диабазы, диабазы, альбитовые порфириты, кератофиры, кварцсодержащие кератофиры, кварцевые кератофиры, туфы кварцевых кератофигов и спилитов, амигдалоидные разновидности спилитов и кератофигов.

Не останавливаясь на детальной петрографической характеристике указанных пород, достаточно подробно описанных в соответствующих работах (В. А. Заварицкий, 1935), приведем лишь имеющиеся для них химические анализы.

Таблица 1

Химический состав пород, вмещающих рудные залежи (в %)

	I	II	III	IV	V	VI
SiO ₂	48.98	55.70	55.44	76.72	68.94	77.20
Al ₂ O ₃	15.14	16.01	18.21	12.68	13.35	12.64
Fe ₂ O ₃	4.12	2.49	9.45	1.25	3.17	1.92
FeO	7.57	3.90	1.44	0.43	1.73	0.28
MgO	6.64	5.65	1.67	0.49	1.47	0.04
CaO	8.36	6.85	3.60	0.32	1.41	0.12
Na ₂ O	1.88	4.44	6.62	6.58	5.64	5.81
K ₂ O	0.22	0.47	0.25	0.26	1.19	1.00
H ₂ O	5.00	3.92	2.53	1.19	2.71	—
TiO ₂	1.82	0.29	0.95	0.26	0.45	0.22
MnO	0.23	0.08	0.16	0.02	0.06	—

I — диабаз; по данным А. Н. Заварицкого (1936); *II* — вариолит; по данным В. А. Заварицкого (1935); *III* — спилитовый порфирит; по данным В. А. Заварицкого (1935); *IV* — кератофир с фельзитовой структурой; по данным В. А. Заварицкого (1935); *V* — кварцсодержащий кератофир; по данным А. Н. Заварицкого (1936); *VI* — кварцевый кератофир; по данным Г. Б. Роговера (1939).

Химический состав пород, вмещающих рудные залежи, представляет особый интерес с точки зрения роли их в процессе образования зоны окисления.

Следует упомянуть и об осадочных образованиях, расположенных в виде отдельных участков до нескольких сот квадратных метров на поверхности аффузивов в северо-восточной части планшета и вдоль узкой полосы выхода железной шляпы почти на всем ее протяжении. Эти образования относятся к мезозойским и третичным отложениям и представлены морскими осадками верхнего мела и палеогена и отчасти неогеном.

Они выполняют чашеобразные или корытообразные впадины, образовавшиеся в результате разрушения и оседания железной шляпы, или углубления в покровах кератофиров.

Разрез этой толщи, по данным А. В. Хабакова, следующий (снизу вверх):

Верхний мел, нижний сенон, кампанский ярус: крупные гальки, главным образом кератофира; глауконитовый песок с фосфоритами, с фауной *Ventriculites*, *Dilatata*, *Ostrea* sp., *Belemnitella mucronata*; мощность 1.2 м.

Сенон, маастрихтский ярус: меловой мергель, иногда глауконитовый мел, с фауной *Belemnitella lanceolata*, *Pecten*, *Nucula* и др.

Палеоген, палеоцен, сызранский ярус: глины и опоки, желтоватые трепеловидные породы; мощность 3—4 м. Листоватые серые глины без фауны; мощность 6—8 м. Белые опоки с фауной *Nodosaria*, *Pectunculus*, *Wrochocytas*; мощность 3—4 м.

Неоген: пески и галечники. Меловые и юрские отложения в районе месторождения, равно как и в других районах южной части Южного Урала, характерны тем, что они выполняют отрицательные элементы древнего доюрского рельефа.

Образовавшиеся в триасовое время каньоны, долины, впадины между возвышенностями, сложенными более устойчивыми породами, выравнивались в юрское, меловое и третичное время континентальной эрозией, последующей морской абразией и седиментацией. Этим объясняется наличие в толще не только типичных морских осадков, но и мелкообломочного материала, отвечающего по составу окружающим породам. Указанные осадочные породы вскрываются в поверхностных горных выработках и в естественном разрезе на месте зоны обрушения на железной шляпе. Они пересечены также буровыми скважинами, и нижняя граница их местами подсекается подземными горными выработками.

В связи с неровностями поверхности размытой зоны окисления на месторождении наблюдается налегание осадочных пород в одних участках на железняках, в других — на ярозитах, в третьих — непосредственно на кремнисто-гипсовой сыпучке. В последнем случае отличить указанные осадочные образования от образований нижележащей зоны окисления чрезвычайно трудно, поскольку в их составе уже принимают значительное участие минералы подстилающих участков кремнисто-гипсовой сыпучки. Практически отличить их удастся лишь по значительному количеству галек или полуокатанных обломков различного состава и присутствию минералов, совершенно не свойственных зоне окисления месторождения.

II. ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

1. ЗОНА СУЛЬФИДНЫХ РУД

Главным рудным телом месторождения является Северная линза. Буровыми скважинами разведано и оконтурено еще одно небольшое рудное тело жиллообразной формы на продолжении главной залежи к югу, называвшееся вначале Средней линзой, а затем переименованное

в Южную линзу. Кроме того, при проведении полевого штрека на горизонте штольни в лежащем боку было подсечено и затем разведано одно небольшое рудное тело, названное Малой линзой. Последнее является слепой залежью, выклинивающейся на значительной глубине от поверхности.

Поскольку Южная и Малая линзы не представляют особого интереса в части их зоны окисления и существенно ничем не отличаются от Северной линзы, все описание в дальнейшем будет касаться лишь главного рудного тела — Северной линзы, ее зоны окисления и ее первичных особенностей.

Правда, Малая линза могла бы иметь некоторое значение для суждения о характере первичных, не подвергшихся вторичному обогащению руд Северной линзы, поскольку она представлена рудами, не затронутыми супергенными процессами. Однако наличие единичных случайных образцов, имевшихся в распоряжении автора, не дает оснований для каких-либо выводов.

Рудное тело Северной линзы в общем представляет собой залежь довольно неправильной формы, залегающую более или менее согласно с вмещающими ее породами эффузивной толщи с простиранием на северо-северо-запад и падением на запад. Висячий бок ее представлен толщей спилитов и отдельными прослоями брекчий, лежащий бок — гипабиссальными кварцевыми кератофирами. В непосредственно примыкающих к рудному телу участках боковые породы на протяжении не более 10—25 м обычно нацело изменены вторичными, в основном супергенными процессами. Вторичные изменения, связанные с рудным метаморфизмом, проявлены лишь в лежащем боку в виде интенсивного окварцевания кварцевых кератофинов. В висячем боку они либо отсутствуют, либо проявлены очень слабо и замаскированы последующим наложением супергенных изменений.

Форма рудного тела (фиг. 2, 3, 4), имеющего значительную длину по простиранию, в северной его части почти штокообразная, с большой горизонтальной мощностью и небольшим протяжением на глубину; в южной части она приближается к линзообразной, значительно меньшей по мощности, уходящей на значительно большую глубину.

Вещественный состав, структуры и текстуры сульфидных руд описаны весьма детально в работе Г. Б. Роговера (1939). Их наиболее характерными особенностями в этом отношении являются следующие:

1. Отсутствие истинно первичных руд, совершенно не подвергшихся вторичному обогащению. Лишь в одном из самых глубоких участков в южной части месторождения в последнее время установлены руды, весьма близкие к первичным.

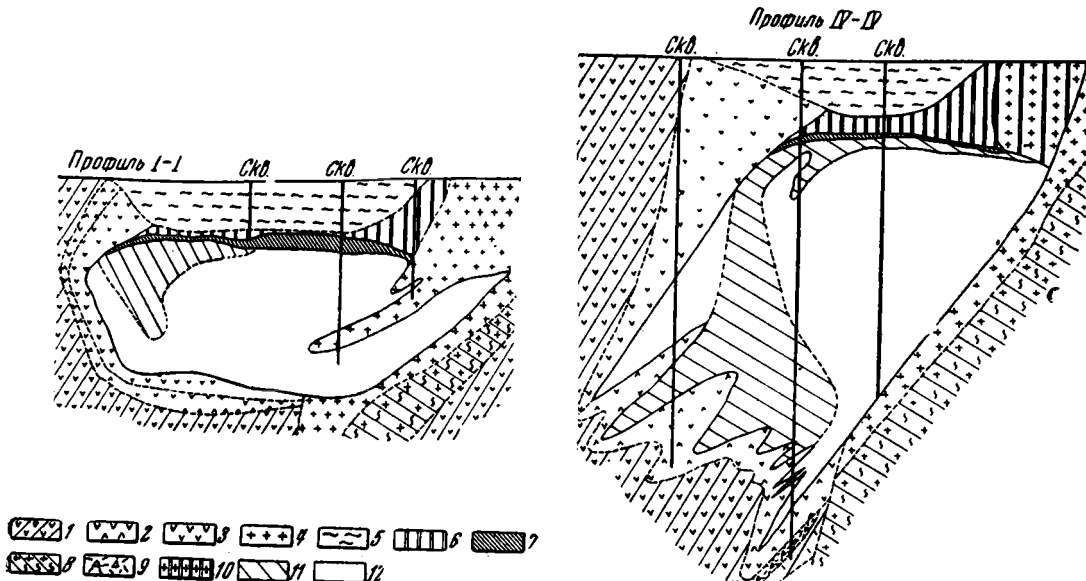
2. Выделение серного колчедана в виде пирита, марказита и мельниковита.

3. Наличие колломорфных структур в совместных выделениях сульфидов.

4. Полное отсутствие плосчатых текстур.

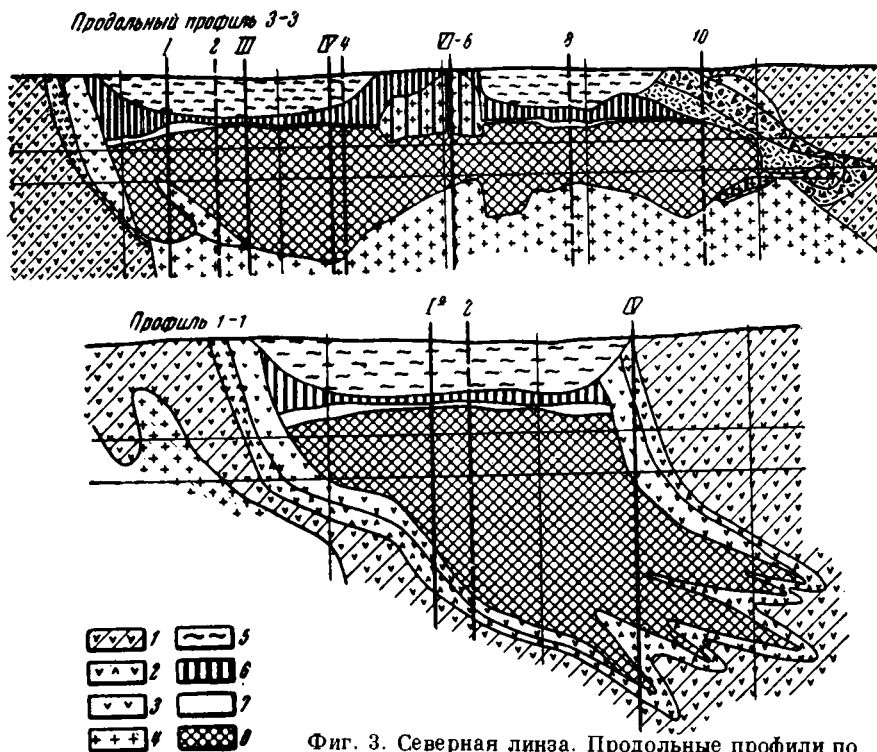
5. Несомненно первичный характер как указанных разновидностей дисульфида железа, так и колломорфных структур, устанавливающийся по взаимоотношениям их с первичными жильными минералами и по текстурным признакам.

Основным первичным минералом, слагающим рудную массу, является пирит; марказит, мельниковит и халькопирит присутствуют постоянно, но имеют подчиненное значение; энаргит в очень небольших количествах встречается сравнительно часто; сфалерит и вюрцит в заметном коли-



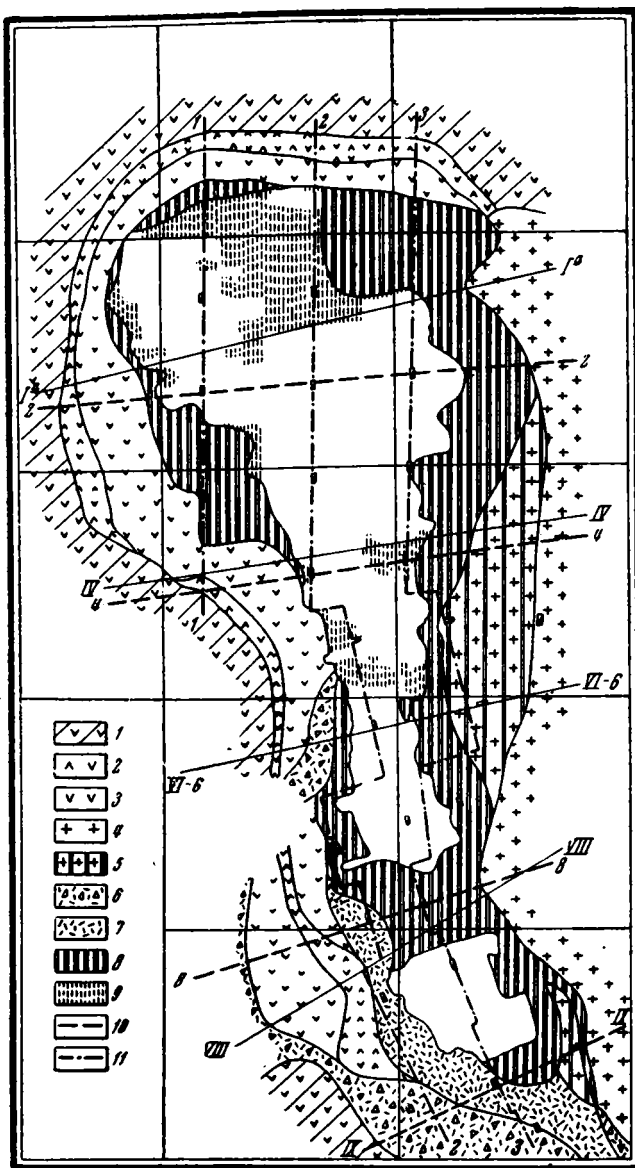
Фиг. 2. Геологические профили по линиям I—I, IV—IV

1 — спилиты, порфириды, диабазы; 2 — рааложенные спилиты, диабазы; 3 — опало-ярозитовые породы на месте спилитов и диабазов; 4 — кварцитизированные кварцевые кератофиры; 5 — мезозойские и палеогеновые отложения; 6 — железная шляпа; 7 — кремнисто-гипсовая сыпучка; 8 — измененные каолинизированные и хлоритизированные кварцевые кератофиры; 9 — туфобрекчии (спилитов, диабазов); 10 — пропитанный окислами железа и ирозитом кварцевый кератофир; 11 — серная руда; 12 — медная руда.



Фиг. 3. Северная линза. Продольные профили по линиям I—I и 3—3.

1 — спилиты; 2 — разложившийся огнисованный спилит; 3 — опало-ярозитовые породы на месте спилитов; 4 — кварцевый кератофир; 5 — мезоой и палеоген; 6 — железная шляпа; 7 — кремнисто-гипсовая сыпучка; 8 — колчеданная руда.



Фиг. 4. План горизонта в зоне окисленных руд.

1 — спилиты; 2 — разложившийся огипсованный спилит; 3 — опало-ярозитовые породы на месте спилитов; 4 — кварцитизированные кварцевые кератофиры; 5 — ожелезненный и ярозитизированный кварцевый кератофир; 6 — брекчии; 7 — опало-ярозитовые породы на месте брекчий; 8 — железная шляпа; 9 — кремнисто-гипсовая сыпучка; 10 — линии поперечных профилей; 11 — линии продольных профилей.

чество присутствуют лишь в одном участке; блеклая руда и галенит относятся к исключительно редким минералам. Из вторичных минералов развиты в значительных количествах ковеллин и халькозин, а также различные сульфаты, главным образом железа и меди. Жильные — кварц и барит, встречаются в различных, подчас значительных количествах.

Среди встречающихся в руде супергенных сульфатов установлены: гипс, пизанит, халькантит, мелантерит, ссомольнокит, ремерит, галотрихит, англезит и калиевые квасцы.

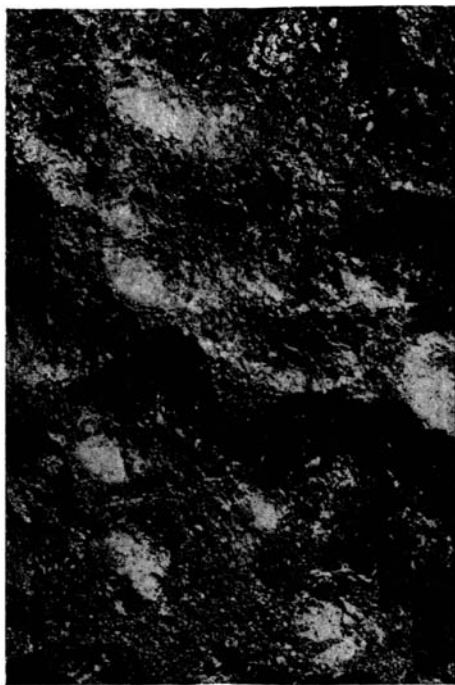
Достаточно тщательное и детальное микроскопическое исследование руд показало, таким образом, присутствие весьма ограниченного числа первичных минералов. Вполне вероятно однако, что в этом определенную роль сыграли вторичные процессы, благодаря которым присутствовавшие в первичных рудах, быть может в значительных количествах, сфалерит, вюрцит и галенит могли быть полностью замещены ковеллином. Как указывает А. Г. Бетехтин (1940), из первичных сульфидов сфалерит и галенит как раз легче всего замещаются ковеллином; образующийся при этом легкорастворимый сульфат цинка выносится, а на месте сфалерита возникают сажистые и пористые массы ковеллина. Это хорошо согласуется с наличием среди блявинских сульфидных руд участков сажистых руд, богатых ковеллином, а также с уже отмеченным выше фактом появления на глубине руд, обогащенных сфалеритом и вюрцитом.

Благодаря обилию сульфатов, наряду с вторичными сульфидами, вся сульфидная зона была в свое время названа зоной сульфатно-сульфидного обогащения. Основанием для этого послужили данные, согласно которым в рудах из различных участков месторождения — 27% всей меди связано с сульфатами, 66% — с вторичными сульфидами, 7% — с первичными сульфидами. В то же время в руде, не содержащей вторичных минералов меди, общее содержание меди, повидимому, полностью связано с первичными сульфидами.

По структурным и минералогическим особенностям Г. Б. Роговер выделяет три типа руд: руды всячего бока, руды средней части и руды лежащего бока. Основные различия их — в количественном соотношении отдельных минералов, в частности в относительно большем развитии кварца, халькопирита, ковеллина в лежащем боку и барита, марказита, энаргита в всячем боку, а также в преобладании колломорфной и раздробленной структур в рудах всячего бока, раздробленной и тонкозернистой — в средней части и тонкозернистой однородной или порфирированной — в лежащем боку.

Характер руд, их структурные и текстурные особенности (см. фиг. 5—8) — наличие тесной связи пирита, марказита и мельниковита в колломорфных образованиях, большая неоднородность по структуре даже в пределах небольших участков, наличие одновременно одних и тех же минералов и в колломорфных и в эвгедральных зернистых агрегатах и др. — говорят о несомненном присутствии и большой роли коллоидов в процессе рудоотложения. Имевшая место раскристаллизация гелей и последующая, обусловленная в основном фактором времени, частичная перекристаллизация не позволяют устанавливать определенной последовательности выделения минералов. Процесс рудообразования происходил в условиях несколько иных, чем типичные гидротермальные, поэтому и отложение отдельных минералов не могло быть подчинено полностью законам кристаллизации, существующим в нормальных электролитных растворах; вероятно этим объясняется появление эвгедральных выделений пирита и марказита в одних участках — как более ранних (как бы цементирующихся колломорфными агрегатами тех же минералов), а в других участках — как более поздних по отношению к колломорфным мельниковиту, пириту, марказиту.

С несомненностью устанавливается однако наличие какого-то более позднего, чем кристаллизация основной массы, этапа окварцевания, захватившего лежащий бок рудного тела и подстилающий его кварцевый



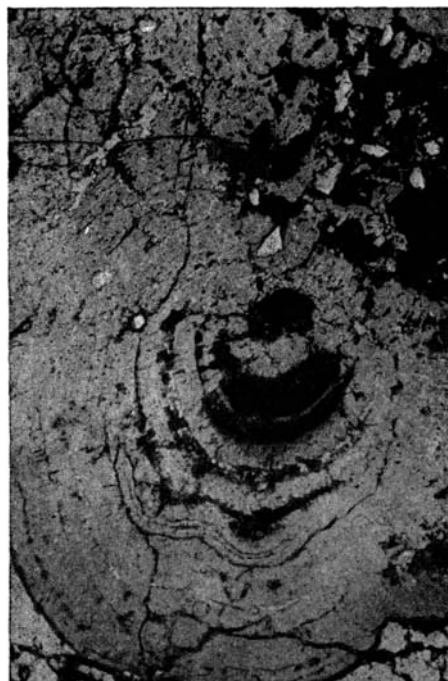
Фиг. 5. Натечная поверхность в колчеданной руде. Штуф, ув. 4.



Фиг. 6. Почковидный агрегат вюрцит-халькопирита. Полир. шлиф, ув. 590.



Фиг. 7. Зонально-полосчатый агрегат мельниковита-пирита-марказита. Полир. шлиф, ув. 46.



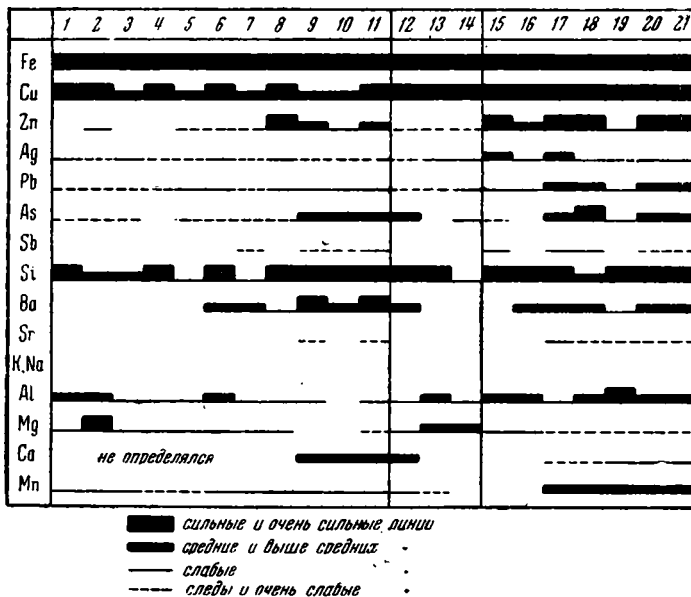
Фиг. 8. Концентрически-зональный почковидный агрегат сфалерита среди пирита-марказита. Полир. шлиф, ув. 130.

кератофир. К одной из последних стадий минералообразования относится вероятно и барит.

В настоящее время известные и изучавшиеся автором руды месторождения Яман-касы, расположенного всего лишь в 7 км от Блявы в аналогичных геологических условиях, могут служить прообразом первичных руд Блявы.

Руды Яман-касы отличаются отсутствием вторичных сульфидов и довольно обильным развитием наряду с пиритом и марказитом — халькопирита, вуртцита и сфалерита, частью галенита, и присутствием (в ничтожных количествах) теллуридов и самородного золота.

Если принять во внимание, что руды эти характеризуются, кроме всего сказанного, исключительной тонкозернистостью и содержат также землистый мельниковит и мельниковит-пирит и что этими особенностями несомненно обладали и первичные руды Блявы, то станет понятным, что в совокупности с другими факторами все это сыграло определенную



Фиг. 9. Диаграмма состава сульфидных руд (по данным спектральных анализов).

1—11 — руды зоны вторичного обогащения Северной линзы; 12—14 — руды Малой линзы; 15—21 — руды Яман-касы.

роль в столь интенсивном и глубоком преобразовании руд Блявы вторичными процессами.

Представление о среднем химическом составе руд зоны сульфатно-сульфидного обогащения Блявы дают приводимые ниже данные химических анализов (табл. 2).

Данные спектральных анализов представлены графиком (фиг. 9), который наглядно показывает, какие элементы являются главными, какие второстепенными или имеющими совершенно ничтожное значение. По трем наиболее характерным пробам можно видеть относительное количественное значение присутствующих элементов (табл. 3).

Сопоставление данных химических и спектральных анализов руд Северной линзы с данными по Малой линзе и Яман-касы показывает

Химический состав сульфидных руд (в %)
(по данным Блявинской химической лаборатории) *

№ п.п.	Выработки	S	Fe	SiO ₂	MgO	CaO	MnO	Al ₂ O ₃
	Горизонт главной шахты							
1	Восстающий	—	42.90	2.20	0.05	0.14	—	—
2	»	—	42.92	3.91	0.15	0.19	Сл.	0.09
3	»	48.65	43.63	5.66	Сл.	0.70	0.021	—
4	»	44.05	37.05	10.64	0.07	0.43	—	2.23
5	»	42.58	—	6.85	0.07	0.16	Сл.	3.39
6	»	50.01	45.89	1.95	Сл.	0.72	Нет	—
7	»	45.21	42.21	2.91	0.25	—	Нет	—
8	»	42.40	45.12	0.80	0.05	0.68	Нет	—
9	Промежуточн. орт . . .	47.80	41.87	3.52	0.72	2.64	—	—
10	»	38.02	—	—	Сл.	2.13	—	—
11	Сев. колецв.	45.64	40.65	1.87	0.84	2.58	—	—
12	То же	47.25	42.17	2.17	0.54	2.43	—	—
13	»	44.35	—	—	0.45	Сл.	Сл.	—
14	Сев. штрек лежач. бока	—	41.47	3.69	—	—	—	—
15	То же	45.56	—	—	0.39	Сл.	Сл.	1.59
16	Рудн. штрек	47.00	46.68	0.73	1.24	2.55	—	—
17	Штрек висяч. бока . . .	43.63	39.58	10.23	—	—	—	—
18	То же	—	43.29	9.61	0.22	—	—	—
19	Развед. штрек из дина- митн. склада	39.37	34.16	16.00	0.10	0.33	—	—
20	Рудн. штрек	47.09	—	—	Сл.	Сл.	—	4.69
21	То же	51.09	44.53	0.96	0.04	0.35	—	—
22	»	44.10	39.92	6.60	0.14	0.48	Нет	2.85
23	»	41.92	37.67	9.58	Сл.	Сл.	—	—
24	»	47.76	45.07	1.33	0.15	0.64	Сл.	3.8
	Горизонт штольни							
25	Штрек лежач. бока . . .	49.76	44.20	3.50	0.84	2.47	—	—
26	То же	40.15	36.70	—	—	—	—	1.62
27	Орт.	42.05	34.26	10.47	0.05	0.54	—	1.17
28	»	—	35.76	13.40	0.17	Нет	Сл.	—
29	»	47.33	21.25	3.33	—	—	—	—
30	Штрек висяч. бока . . .	47.94	41.38	8.31	0.06	0.55	—	0.36
	Глубокие горизонты							
31	Скважина 91.	45.89	39.44	2.61	0.22	1.57	0.03	1.50
32	То же	40.98	35.62	5.96	0.20	1.50	0.04	3.94

* Анализами установлено присутствие Cu, Au, Ag, в большинстве проб также As, Sb, Mo, Se, в некоторых пробах следы Pb, Zn, Te. В пробах из скважины повышенное содержание Zn.

Соотношение главных компонентов в сульфидной руде

Интенсивность линий	I гор. шахты	II гор. штольни	III средн. проба
Сильные	Cu, Si, Fe	Fe	Cu, Si, Fe
Средние	Al, Ti	Cu	Al, Ba
Слабые	Pb, Ag, Mg, Mn, Sn	Pb, Mg, Sn, Al, Si	Pb, Ag, Mg, Mn
Следы	As, Ga	Ag, Zn, As, Mn	Zn, As, Co, Sn

повышенное содержание в последних Pb, Zn, Ag, As, Bi, Mn, Co, что быть может свидетельствует о частичном выносе ряда элементов из руд Северной линзы в процессе вторичного обогащения.

Сказанное выше о составе и структурах сульфидных руд дает понятие о характере вещества, подвергавшегося процессам окисления и давшего довольно сложный комплекс образований зоны окисления. Как уже отмечалось, сульфидные руды месторождения не являются в полном смысле первичными, ибо они уже в какой-то мере затронуты процессами глубоко проникшего гипергенеза. Однако главная масса этих руд все же сложена первичными минералами, и образования зоны окисления являются продуктами изменения и превращения именно этих минералов.

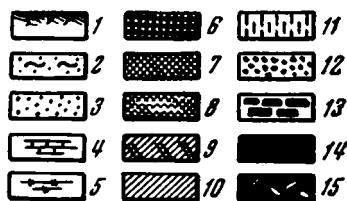
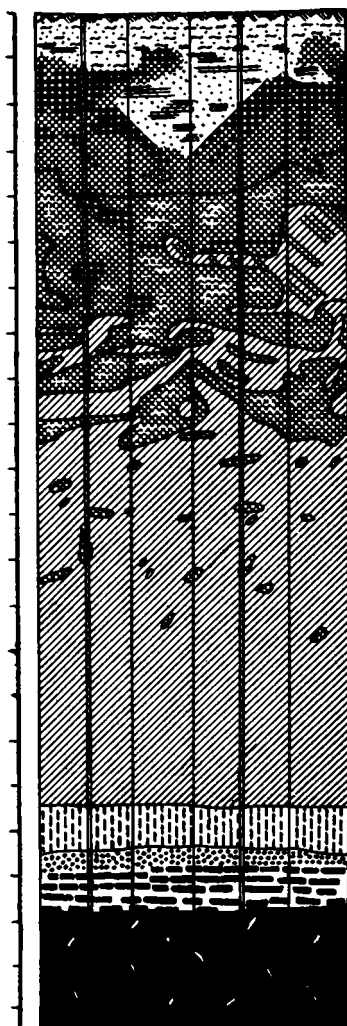
2. ЗОНА ОКИСЛЕННЫХ РУД

Если судить о нижней границе зоны окисления по глубине распространения и обилию супергенных кислородных соединений, то в месторождении Блява зона окисления частично как бы совмещена с зоной вторичного обогащения и фактически почти достигает глубины выкливания месторождения. Здесь можно было бы выделить зону полного окисления, не содержащую сульфидного материала, и зону частично окисленных руд, представленную сульфидной рудой с большим или меньшим количеством сульфатов железа и меди. В последней соответственно нужно было бы выделить верхнюю часть, в которой сульфаты составляют не менее 20—30% и которая протягивается на $\frac{1}{5}$ всей глубины, и нижнюю часть, где количество сульфатов постепенно уменьшается с глубиной.

Под зоной окисления мы будем подразумевать только зону полностью окисленных руд; частично окисленные или в той или в иной мере насыщенные сульфатами сульфидные руды не описываются, поскольку они детально охарактеризованы в работе Г. Б. Роговера (1939) как руды зоны вторичного сульфатно-сульфидного обогащения. Автором дается лишь описание установленных в этих рудах супергенных кислородных соединений, т. е. разнообразных сульфатов, подробно не описывавшихся ранее.

Выход месторождения на поверхность к началу мезозоя и в связи с этим длительная обработка его поверхностными агентами выветривания создали исключительно резко выраженную вертикальную зональность и обусловили наличие мощной зоны окисления.

Вертикальная зональность намечается и в пределах самой зоны окисления, выражаясь в образовании трех отчетливо проявленных подзон: 1) подзоны окислов и гидроокислов железа, 2) подзоны сплошного ярозита и 3) подзоны кремнисто-гипсовой сынучки.



Фиг. 10. Зарисовка стенок шахты.

1 — почвенный слой; 2 — суглинок; 3 — глауконитовый песок; 4 — глауконитовый песчаник; 5 — опока с галечником; 6 — бурый железняк; 7 — красный железняк; 8 — красный железняк темный; 9 — ярозит с окислами железа; 10 — ярозит; 11 — кремнисто-гипсовая сыпучка; 12 — колчеданная сыпучка; 13 — выщелоченная колчеданная руда; 14 — массивный относительно крепкий колчедан; 15 — плотная колчеданная руда с прожилками сульфатов.

Согласно существующей идеальной схеме (Смирнов, 1936), первые две подзоны относятся к поверхностному слою и подзоне окисленных руд, или собственно железной шляпе, третья — к подзоне окисленных и выщелоченных руд. Полностью отсутствует на Бляве подзона богатых медью окисленных руд.

Как уже отмечалось, ниже располагаются: маломощная зона выщелоченных неокисленных руд, представленная колчеданной сыпучкой или рыхлой колчеданной рудой, и зона вторичного обогащения, состоящая из более плотных колчеданных руд с вторичными сульфатами и сульфидами.

Горизонтальная мощность зоны окисления, в целом соответствующей по форме рудному телу, с севера на юг уменьшается почти в шесть раз. Глубина ее заметно колеблется на всем протяжении. В среднем она составляет около одной десятой всей глубины распространения сульфидных руд.

Нижняя граница зоны окисления представляет довольно неровную поверхность (см. фиг. 2, 3, 4), характеризующуюся выпуклой центральной частью и опущенными вдоль контактов с боковыми породами краями; таким образом вкост простирания наименьшие глубины совпадают со средней частью ее и максимальные — с периферическими участками рудной залежи.

На поверхности зона окисления прослеживается в лежачем боку залежи почти на всем протяжении в виде узкой полосы; большая часть ее в западной части, т. е. со стороны висячего бока, размыта и покрыта осадочными породами мезозоя и палеогеновыми отложениями (см. фиг. 1).

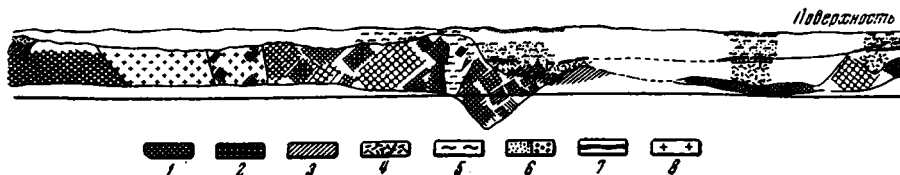
Наиболее полное представление о характере зоны окисления и о взаимоотношениях отдельных подзон дают: шахта в средней части месторождения (фиг. 10), естественный разрез по зоне обрушения в южной части месторождения (фиг. 11) и отдельные поверхностные горные выработки на всей площади.

Интересно наличие в самой верхней части железной шляпы кремнистых образований, покрывающих почти непрерывным «слоем» непостоянной мощности

нижележащие сплошные железняки. Этот слой представлен либо слабо ожелезненными рыхлыми или плотными опаловыми породами, либо выщелоченными пористыми халцедоно-кварцевыми или кварцевыми породами различной структуры, в различной степени ожелезненными, иногда ярозитизированными. В одном из участков наблюдалась своеобразная выщелоченная порода, состоящая из очень мелких беспорядочно сросшихся кристалликов кварца с железистым цементом. В других участках белые мягкие каолиноподобные скопления в действительности оказываются состоящими из почти чистого опала.

В южной части шляпы характерно наличие прослоя гипса мощностью до 10—20 см, как бы отделяющего осадочные породы мезозоя от кремнистых образований.

Местами осадочные породы типа слоистых опок как бы вклиниваются в подзону окислов и гидроокислов железа, выполняя, повидимому, полости, образовавшиеся в результате оседания шляпы.



Фиг. 11. Схематическая зарисовка восточного борта разреза по железной шляпе.

1 — красные железняки; 2 — бурые железняки; 3 — ярозит; 4 — кремнистые образования; 5 — осадочные породы; 6 — пески, галечники; 7 — гипс; 8 — кварцевый кератофир.

В средней части в зону железной шляпы со стороны лежащего бока попадает довольно мощный блок кварцевого кератофира. Очень сильно измененный, почти нацело ожелезненный, но сохранивший реликты первичной структуры, этот кварцевый кератофир залегает среди сплошных массивных железняков (см. фиг. 3, профиль 3—3, и фиг. 11).

а. Подзона окислов и гидроокислов железа

Подзона окислов и гидроокислов железа представляет собой верхнюю часть железной шляпы.

Сплошные массы железняков с примесью ярозита, составляющие главную часть этой подзоны, лежат либо под осадочными породами, либо под «слоем» кремнистых образований.

Верхняя граница подзоны неровная благодаря частичному размыву и позднейшему заполнению углублений осадочным материалом.

Нижняя граница точно зафиксирована только в участке шахты. Поведение ее на всем протяжении зоны не выяснено, однако по аналогии с участком шахты можно предполагать, что она весьма неправильная, со своеобразными «заливами» железняков в ярозитах. Глубина ее колеблется, повидимому, в небольших пределах, в отдельных участках увеличиваясь почти в три раза. В среднем вертикальная мощность ее составляет около $\frac{1}{3}$ всей зоны окисления. Железняки большей частью неоднородны по цвету и текстурным особенностям, с преобладанием красных железняков типа гематитовых разностей, с отдельными пятнами макроскопически типичных бурых железняков и охристых землистых образований, с незаметными переходами к сплошным ярозитам.

Макроскопически среди железняков различаются: 1) рыхлые, разрушенные сыпучие разности темно- или яркокрасного цвета; 2) крепкие поздреватые или ячеистые железняки, красные, различных оттенков,

иногда с тонкими пленками сизо-черного цвета с натечной структурой; 3) полосчатые или слоистые, представляющие чередование полосок темно-красных окислов железа и ярозита; 4) рыхлые и более плотные ячеистые, иногда с реликтовой как бы скорлуповатой структурой, буро-го цвета; 5) плотные («сливные») красные железняки на месте ярозитов; 6) железняки на месте боковых пород, иногда с реликтовой структурой последних (на месте кварцевых кератофилов с сохранившимися вкрапленниками кварца), и, наконец, 7) сильно или нацело ожелезненные кремнистые породы различной структуры.

По макро- и микроскопическим данным намечаются как будто две основные разности, имеющие наибольшее распространение: 1) переотложенные, но образовавшиеся, возможно, непосредственно из сульфидов; совершенно не содержащие ярозита, ячеистые, иногда скорлуповатые, представляющие тесную смесь гематита с гетитом (или гидрогематитом); под микроскопом землистые или тонкокристаллические, колломорфной структуры, содержащие очень редкие и мелкие остаточные зерна сульфидов (главным образом пирита); 2) переотложенные, но образовавшиеся на месте ярозитов; чаще плотные массивные, ближе к поверхности пористые, ноздреватые, содержащие значительные количества ярозита или следы его, обнаруживаемые лишь под микроскопом. Микроскопически это также очень тонкокристаллические смеси двух или трех компонентов, но очень редко они обнаруживают неясно выраженную колломорфную структуру.

Обычно широко распространенный в железняках ярозит образует неправильные, не имеющие резких границ участки или крупные желвакоподобные скопления, а также мелкие скопления, пленки и корочки в пустотах и трещинках.

В одном участке в контакте железняков с опокovidной породой ярозит образует очень своеобразные самостоятельные натечные образования вдоль трещин мощностью около 10 см.

В то же время нередки участки, макроскопически имеющие облик массивных железняков, а под микроскопом оказывающиеся сложными почти исключительно ярозитом с подчиненной примесью окислов железа.

Интересно отметить, что во втором типе железняков под микроскопом наблюдаются небольшие участки со своеобразной ящичной структурой, образовавшейся как будто на месте выщелоченных сульфидов или сульфатов.

Сульфиды — пирит и халькопирит — обнаружены были микроскопически в виде единичных зернышек в массе окислов железа или внутри остаточных зерен кварца, заключенных в ярозите.

Для преобладающей массы железняков характерно исключительно малое количество примеси нерудных минералов, в основном производных кремнекислоты — опала, халцедона, кварца и реже гипса.

Среди железняков был также встречен в очень малом количестве основной сульфат железа — фиброферрит, определенный значительно позже, после того как аналогичный минерал был обнаружен в подземной выработке в контакте шляпы с колчеданной рудой.

Отмечавшиеся в свое время, при проходке первых выработок по шляпе, корочки и примазки карбонатов меди (малахита и азурита), а также налеты окислов марганца (псиломелана и вада) нами нигде встречены не были, повидимому количество их было совершенно ничтожно.

Не исключена возможность, что медные соединения были не карбонатными, а относились к силикатам или фосфатам. Фосфаты меди были обнаружены нами в ничтожных количествах в лежащих над шляпой

ожелезненных осадочных породах (галечниках) в южном конце шляпы в зоне обрушения.

Помимо названных минералов, В. М. Крейтер и Г. Б. Роговер (1935) упоминают о присутствии в железной шляпе алунита, ангидрита, каолина, аллофана, нонтронита, хризоколлы.

Пересчет на минералогический состав химических анализов макро-скопически различных по типу, но чистых железняков, взятых вблизи поверхности, показывает присутствие окислов и гидроокислов железа в количестве 90—98.5%, кварца 1—4%, ярозита 2—4.5% и гипса 0—2%. Красные железняки из северной части шляпы с глубины 9—14 м дают содержание окислов и гидроокислов железа 77—83%, кварца 7—10% (до 18%), ярозита 6—10%, гипса 3—4%.

Устанавливаемое химически (табл. 4) высокое содержание Fe_2O_3 и сравнительно небольшой процент H_2O , даже в железняке, макроскопически отнесенном по типу к бурому, показывает, что в составе смеси преобладает часть гематитовая (или гидрогематитовая).

Таблица 4
Химические анализы железняков, взятых вблизи поверхности

	1			2			3			4			5		
	Вес. %	Мол. кол.	$\frac{Fe_2O_3}{H_2O}$ *	Вес. %	Мол. кол.	$\frac{Fe_2O_3}{H_2O}$	Вес. %	Мол. кол.	$\frac{Fe_2O_3}{H_2O}$	Вес. %	Мол. кол.	$\frac{Fe_2O_3}{H_2O}$	Вес. %	Мол. кол.	$\frac{Fe_2O_3}{H_2O}$
Fe_2O_3 . . .	92.27	580		89.22	560		80.24	500		90.92	570		88.03	550	
SO_3	0.68	008		1.23	015		1.44	018		—	—		—	—	
			$\frac{1}{0.40}$			$\frac{1}{0.57}$			$\frac{1}{1.00}$			$\frac{1}{0.50}$			$\frac{1}{0.87}$
H_2O	4.35	240		6.20	340		11.30	630		5.88	330		8.65	480	
SiO_2 . . .	1.20	—		1.96	—		3.84	—		0.96	—		1.01	—	
CaO . . .	0.00	—		0.00	—		0.56	010		—	—		—	—	
MgO . . .	0.00	—		0.00	—		0.79	—		—	—		—	—	
Сумма . . .	98.50	—		98.61	—		98.17	—		89.5	—		97.69	—	

Примечание. * — отношение $Fe_2O_3 : H_2O$ определено с учетом H_2O в ярозите и гипсе, присутствие которых устанавливается по наличию SO_3 и CaO .

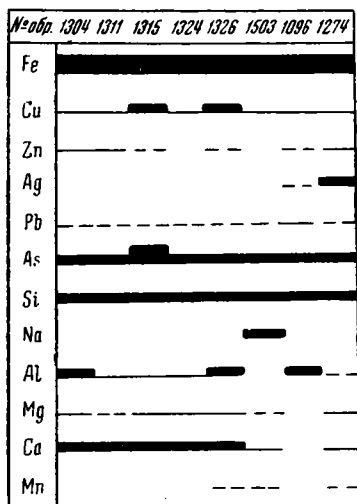
1 — железняк с преобладанием гематита; 2 — железняк с преобладанием гидрогематита; 3 — макроскопически типичный бурый железняк, по данным Г. Б. Роговера (1939); CO_2 , MnO , Pb , Va , Zn , Au , Ag , K_2O , Na_2O не обнаружены, есть следы As ; 4 — обр. 1091, гематитовый железняк с примесью гидрогематита, гетита и ярозита; 5 — обр. 1092, гематит с гетитом; аналитик научн. сотр. ИГН Р. Е. Арест-Икубович; поскольку SO_3 и CaO не определялись, нельзя установить точно соотношение Fe_2O_3 и H_2O в железняке.

Ничтожное количество меди, обнаруживаемое как химически, так и спектрально, частью может быть связано со следами остаточного халькопирита, частью может быть адсорбировано тонкодисперсными гидроокислами железа или опалами. В одном из образцов микроскопически совершенно чистого порошковатого опала спектрально установлены очень слабые линии меди. Важную роль высокодисперсных веществ в зоне окисления в части фиксации в ней меди отмечает С. С. Смирнов (1936).

Золото и серебро содержатся в железной шляпе в ничтожных количествах или отсутствуют вовсе. Спектрально очень слабые и средние линии серебра установлены в нескольких образцах плотных красных

железняков и в порошковатом опале. Возможно, что эти элементы, подобно меди, также адсорбируются тонкодисперсными окислами железа и кремнезема.

Во всех анализированных спектральным методом железняках обнаружено повышенное содержание мышьяка в виде средних и сильных линий. В связи с тем, что в зоне кремнисто-гипсовой сыпучки на контакте с ярозитом обнаружен был скородитоподобный минерал, не исключено наличие очень небольших количеств лимонитизированного скородита среди железняков шляпы. С. С. Смирнов (1936) отмечает как характерное явление для зон окисления мышьяковых месторождений, богатых пиритом, — превращение скородита в лимонит. В нашем случае количества мышьяка в первичных рудах в общем совершенно ничтожны, но, учитывая огромные массы руд, подвергшихся окислению, можно допустить местные локализации этого элемента в форме скородита и последующее превращение его под действием H_2SO_4 и $Fe_2(SO_4)_3$ в лимонит, содержащий небольшие количества мышьяка.



■ — сильные линии
 ■ — средние и выше средних
 — — — слабые
 - - - - слабые и очень слабые

Фиг. 12. Диаграмма состава железняков (по данным спектральных анализов).

Из других элементов, обнаруженных спектральным анализом (фиг. 12), можно отметить постоянно присутствующий в виде слабых и средних линий алюминий, в виде следов — свинец, цинк и магний, в ряде случаев кобальт и висмут. Характерно почти полное отсутствие марганца, обнаруженного в виде следов всего в трех образцах и ни в одной из проб не установленного химически.

Заканчивая характеристику подзоны окислов и гидроокислов железа и переходя к описанию нижележащей подзоны сплошного ярозита, следует указать, что переход от железняков к сплошным ярозитам, как можно судить по участку шахты и наиболее глубоким частям зоны обрушения, постепенный, выражающийся в увеличении количества пятен ярозита на протяжении нескольких метров и затем резко сменяющийся чистым ярозитом.

Заканчивая характеристику подзоны окислов и гидроокислов железа и переходя к описанию нижележащей подзоны сплошного ярозита, следует указать, что переход от железняков к сплошным ярозитам, как можно судить по участку шахты и наиболее глубоким частям зоны обрушения, постепенный, выражающийся в увеличении количества пятен ярозита на протяжении нескольких метров и затем резко сменяющийся чистым ярозитом.

б. Подзона ярозита

Подзона сплошного ярозита, залегающая, как уже отмечалось, между подзоной окислов и гидроокислов железа и подзоной кремнисто-гипсовой сыпучки, может быть отнесена также к железной шляпе как нижняя часть ее. Так как образование это чрезвычайно своеобразно и в тех масштабах, которое оно имеет на Бляве, пожалуй не проявлено ни в одном из других месторождений, его можно выделить в самостоятельную минералогическую зону и дать его самостоятельное описание.

Верхняя граница этой зоны не прослежена достаточно детально и, как указывалось выше, связана постепенными переходами с вышележащей зоной железняков. Мощность переходной зоны колеблется в значительных пределах, будучи максимальной в северной части и минимальной — в южной.

Нижняя граница зоны сплошного ярозита неровная, волнистая, с углублениями и «заливами» прослежена по простиранию и вкрест простирания подземными горными выработками и достаточно хорошо отражена на графике (фиг. 13). Глубина ее достаточно постоянна и лишь по контактам с боковыми породами опускается значительно ниже, достигая максимальной величины в самом южном конце. Вертикальная мощность сплошного ярозита, не содержащего окислов железа, колеблется от одной шестой до половины мощности всей зоны окисления, в среднем составляя около одной трети ее.

По минералогическому составу описываемая подзона представлена в основном натроярозитом, частью ярозитом (калиевым) с подчиненным количеством гипса и опала или кварца. В отдельных участках имеется ничтожная примесь барита, очень редко отдельных зерен или скоплений пирита.

Ярозитовая подзона состоит из порошковатых рыхлых, частью уплотненных масс тонкокристаллического строения охристо-желтого цвета различных оттенков. Обычно ярозиты нижних горизонтов более тонкокристаллически и имеют более светлую желтую окраску, чем ярозиты шляпы. Вблизи границы с нижележащей кремнисто-гипсовой сыпучкой более светлая окраска их обусловлена присутствием большего количества гипса, опала и кварца. Применяемое на руднике обозначение этой породы как «опало-ярозитовой» не всегда соответствует действительности, так как эта порода чаще состоит из чистого ярозита, а обнаруживаемый химически кремнезем появляется за счет кремнистых обломков

Количество примесей колеблется в широких пределах от 0,5—5% до 25—45%. Гипс и кварц выделяются в виде микроскопических зерен и скоплений или в виде скоплений до нескольких сантиметров или десятков их. В последнем случае они носят характер либо обломков, когда они сложены преимущественно кремнеземом в форме кварца, халцедона и опала, либо неправильных и линзовидных образований, когда они сложены крупнокристаллическим гипсом, окрашенным окислами железа в желтоватый цвет. В рудничной практике приконтактные участки ярозита называют в этом случае огипсованными или опализованными. Характерным фактом является приуроченность ярозита с большим количеством кремнистых обломков к приконтактным участкам, в частности в одном из блоков к висячему боку залежи. Повидимому, весьма редко в значительном количестве среди ярозита встречается новый скородитоподобный фосфорсодержащий минерал, названный нами «фосфоскородит». Он был обнаружен среди ярозита лишь в одном месте—в форме очень тонких прослоев и скоплений.

В отношении текстурных особенностей можно лишь отметить, что в некоторых участках уплотненные массы ярозита обнаруживают некоторую слоистость. Эти случаи однако сравнительно редки, так как массы ярозита большей частью рыхлые.

Химический состав зоны ярозита может быть охарактеризован рядом химических анализов (табл. 5), произведенных как из весьма чистых разностей, так и из содержащих большое количество примесей. Отметим, что анализы, равно как и общая характеристика, данная выше, охватывают лишь нижнюю часть всей зоны, примерно $\frac{1}{5}$ ее мощности, считая от нижней границы ее. Последнее обусловлено тем, что горными выработками эта зона выше не прослежена. Многочисленные анализы Блявинской лаборатории таким образом не характеризуют зону ярозита в целом, а лишь самые нижние ее части.

По данным этих анализов получается, как правило, резко повышенное содержание SiO_2 и CaO . В отдельных участках содержание SiO_2 30—33%, CaO 12—16% (или гипса 40—50%). Средние забойные пробы ярозита (по 80 пробам) дают до 3—4% CaO (10—13% гипса), до 33% SiO_2 (кварца или опала) и 26% Fe_2O_3 (53% ярозита). Из других элементов присутствуют: Al_2O_3 0.76—0.93%, а также Cu , Pb и As . Селен и теллур этими анализами не обнаружены.

Таблица 5

Полные химические анализы
ярозита

	I	II
	Вес. %	Вес. %
Fe_2O_3	24.00	46.90
FeO	1.13	—
Al_2O_3	0.03	0.36
MgO	0.21	0.00
K_2O	1.37	7.83
Na_2O	1.75	0.28
SO_3	30.00	31.33
CaO	15.70	0.47
SiO_2	14.50	0.24
Fe	1.58	—
Mn	Сл.	—
PbO	0.016	1.45
Zn	Нет	—
TiO_2	—	Сл.
S	1.760	—
H_2O	—	10.78
Сумма	92.046	99.64

I — средняя проба по блоку; анализ лабор. Гинцветмета (по данным В. К. Шведко, 1939), обнаружены также ничтожные количества Sn , Mo , As , Sb , Au и Ag ; II — тонкокристаллический яркожелтый ярозит, обр. 55; аналитик Р. Е. Арест-Якубович, Химич. лабор. ИГН, 1940.

что преобладающим в подзоне ярозита является натроярозит. По имеющимся 17 спектральным анализам — 12 образцов представлены натроярозитом и 5 — собственно ярозитом (анализу подвергались образцы из всех блоков).

Характерна приуроченность калиевого ярозита к определенному участку. Это, повидимому, не случайно и связано с тем, что в данном районе в пределы зоны окисления попадает блок кварцевого кератофира, о котором упоминалось при описании железняков шляпы. Неизменные кварцевые кератофиры, наряду с натрием, содержат значительное количество калия (в 3—4 раза больше, чем спилиты), который несомненно выносился в процессе окисления при замещении полевых шпатов окислами железа. Таким образом, несмотря на преобладание в растворах зоны окисления натрия, в этом участке очевидно имела место повышенная концентрация калия.

Остается упомянуть еще о золоте и серебре, присутствие которых постоянно устанавливается химическими анализами. Количество этих элементов в зоне ярозита незначительно, но выше, чем в зоне железня-

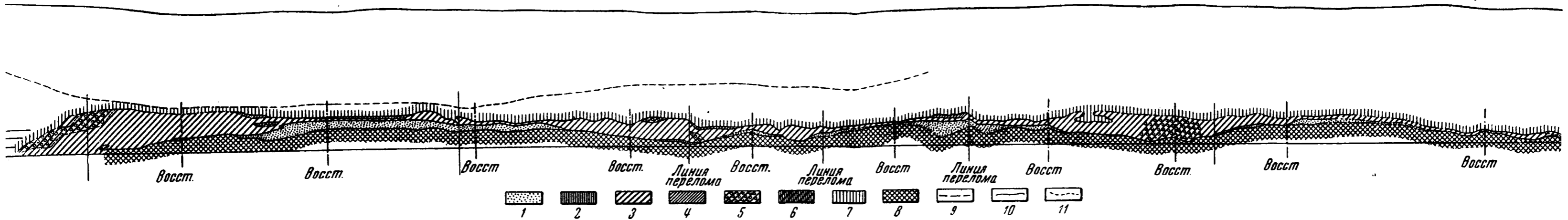
Средняя проба ярозита содержит при пересчете на минералогический состав около 40% ярозита, свыше 45% гипса, около 15% кварца и около 3% пирита (табл. 5, анал. I), в то время как штучные пробы содержат гипса, кварца и барита в сумме не более 0.5—1% (табл. 5, анал. II, а также табл. 21, анал. 5).

Содержащийся Al_2O_3 может быть за счет глинистых примесей или изоморфен с Fe_2O_3 (?), Pb возможно изоморфен с K , As возможно связан с упомянутым выше скородитоподобным минералом.

Интересно, что Pb почти отсутствует в натроярозитах, в то время как во всех калиевых ярозитах он дает повышенное содержание.

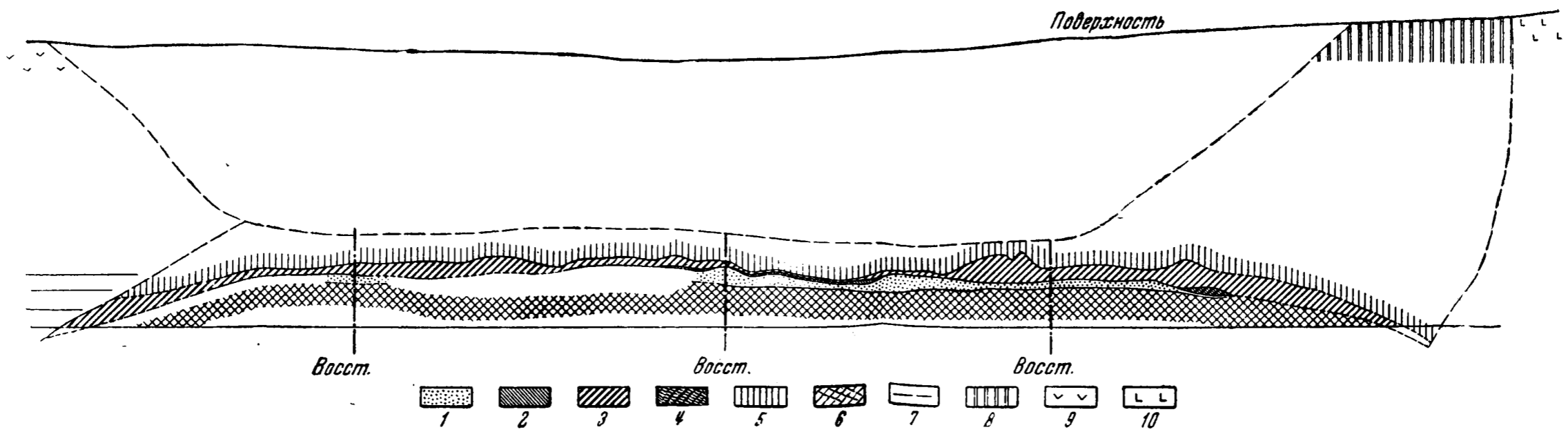
Спектральные анализы несколько дополняют общую картину, обнаруживая помимо элементов, установленных химически, постоянное присутствие ничтожных количеств Ba , Sr , Cu , Bi .

В отношении состава самого ярозита имеющиеся данные показывают,



Фиг. 13. Северная линза. Продольный профиль зоны окисления по линии 2—2—3—3.

1—колчеданная сыпучка; 2—ковелтин; 3—кремнисто-гипсовая сыпучка; 4—кремнисто-гипсовая сыпучка огневая; 5—кремнисто-гипсовая сыпучка с кремнистыми обломками; 6—кремнисто-гипсовая сыпучка с ковелтином; 7—ирозит; 8—колчеданная руда; 9—граница отложений мезозоя и палеогена; 10—контур установленный; 11—контур предполагаемый



Фиг. 14. Северная линза. Поперечный профиль зоны окисления по линии 2—2.

1—колчеданная сыпучка; 2—самородная сера; 3—кремнисто-гипсовая сыпучка; 4—самородная сера с кремнисто-гипсовой сыпучкой; 5—ирозит; 6—колчеданная руда; 7—граница отложений мезозоя и палеогена; 8—железная шпата (поверхностный слой); 9—циптиты; 10—вератофиры.

ков. Замечается повышение содержания их на границе с кремнисто-гипсовой сыпучкой. причем, чем богаче этими элементами последняя, тем богаче и лежащий на ней ярозит. В нижних горизонтах содержание золота и серебра обычно возрастает по сравнению с верхними горизонтами в десятки и сотни раз. Распределение золота и серебра как по простиранию, так и вкрест простирания зоны чрезвычайно неравномерное. Единственная закономерность — это быстрое возрастание их содержания книзу.

Минералы золота и серебра в ярозитовой подзоне обнаружены не были. Наиболее вероятно нахождение золота в форме самородного, в тонкодисперсном состоянии, а серебра — отчасти быть может в виде изоморфной примеси в самом ярозите.

в. Подзона кремнисто-гипсовой сыпучки

Подзона кремнисто-гипсовой сыпучки, отнесенная нами к подзоне окисленных и выщелоченных руд, залегает непосредственно под сплошными массами ярозита на нижележащей выщелоченной колчеданной руде или колчеданной сыпучке. Участками она отделена от последних очень тонкими прослоями самородной серы или ковеллина.

Образование это, с одной стороны, интересно тем, что в нем концентрируются благородные металлы, с другой стороны — тем, что по своему характеру оно не имеет полных аналогов в других колчеданных месторождениях Урала.

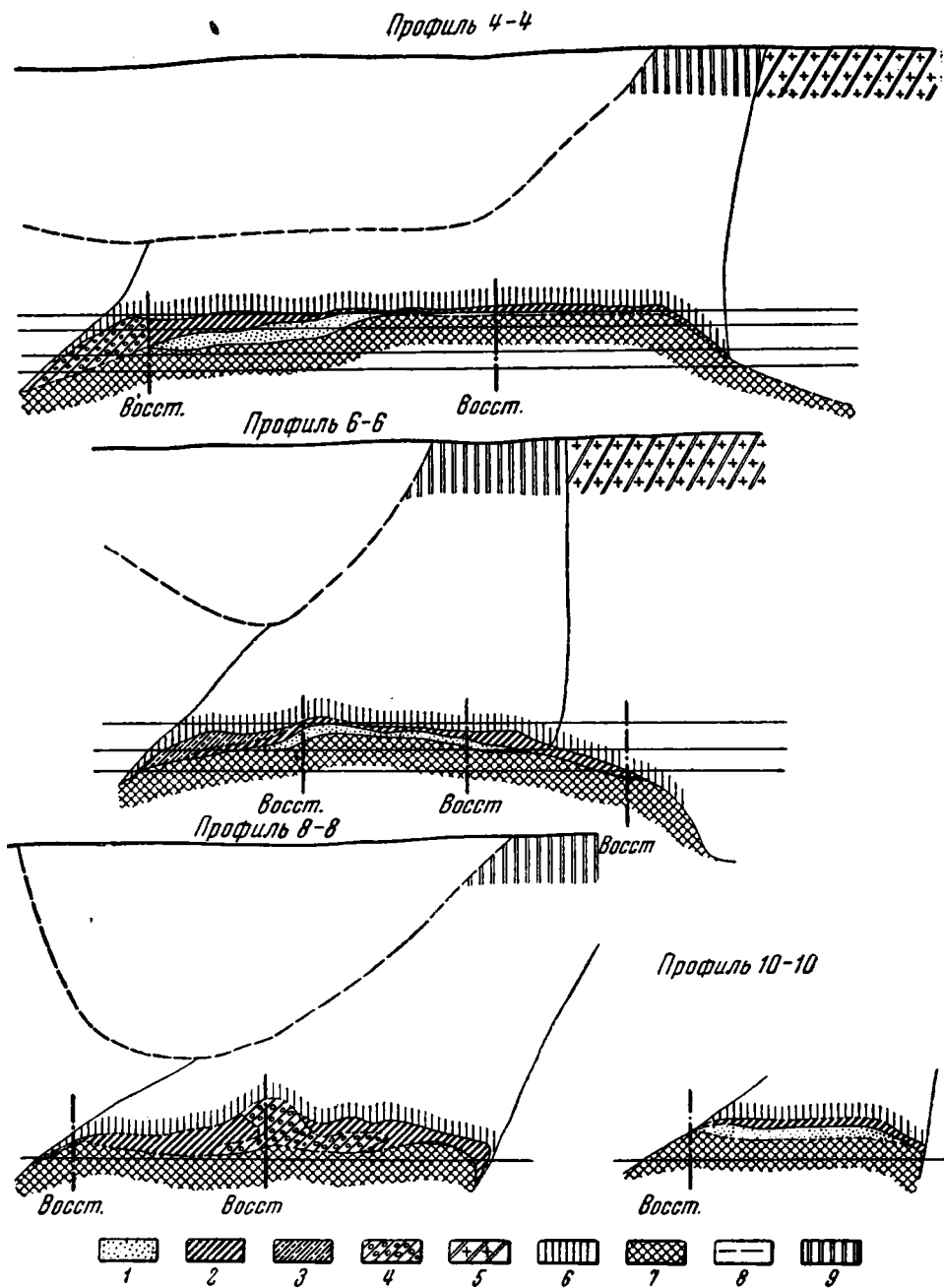
Встречающиеся в ряде месторождений баритовые и кварцево-баритовые или кварцевые «пески» или сыпучки отличаются как по составу, так и по своему происхождению. Насколько можно судить по литературным данным, исключительно большое сходство эта зона имеет с «землистым слоем, обогащенным золотом и серебром», подстилающим железняки в колчеданном месторождении Рио-Тинто в Испании (Williams, 1934).

Подзона кремнисто-гипсовой сыпучки Бляинского месторождения представляет собой тонкий горизонтально лежащий слой весьма непостоянной мощности с очень неровной волнистой верхней и нижней границей, повторяющей отмеченную выше особенность всей зоны окисления — приподнятость средней части и опущенность приконтактных участков.

Особенности морфологии всего слоя сыпучки видны на прилагаемых профилях (фиг. 14, 15).

Глубина залегания этой зоны отвечает общей глубине зоны окисления, в приконтактных участках она соответственно опускается. Вертикальная мощность ее колеблется в значительных пределах, в отдельных участках она составляет около $\frac{1}{3}$ всей зоны окисления, в среднем же — менее $\frac{1}{10}$. Характерным является тот факт, что мощность описываемого слоя, как правило, в висячем боку и в северном конце значительно больше, чем в лежащем боку и в южном конце залежи. Не исключена возможность того, что отмеченная закономерность стоит в какой-то зависимости от состава боковых пород; в висячем боку и на севере рудное тело соприкасается со спилитами, в лежащем боку — с кварцевыми кераатофитами.

Как правило, кремнисто-гипсовая сыпучка наименьшие мощности имеет в тех участках, где она залегает на колчеданной сыпучке; везде же, где она лежит непосредственно на колчеданной руде, мощность ее значительно больше (проф. 8—8).



Фиг. 15. Поперечные профили зоны окисления по линиям 4—4, 6—6, 8—8, 10—10.

1 — колчеданная сыпучка; 2 — кремнисто-гипсовая сыпучка; 3 — кремнисто-гипсовая сыпучка огипсованная; 4 — кремнисто-гипсовая сыпучка с кремнистыми обломками; 5 — ожеженный кварцевый кератофир; 6 — ярозит; 7 — колчеданная руда; 8 — граница отложений мезозоя и палеогена; 9 — железная шляпа (подзона окислов и гидроокислов железа).

Поскольку наличие колчеданной сыпучки само по себе свидетельствует о максимальной интенсивности процесса выщелачивания, возможно, что образование наименьших мощностей кремнисто-гипсового слоя связано с участками проявления наибольшей активности грунтовых вод, с усиленной циркуляцией их в этих участках в течение всего периода формирования зоны окисления.

Сказанное выше о мощности слоя имеет определенный интерес, так как целый ряд закономерностей в распределении золота, серебра и различных типов сыпучки часто находится в прямой зависимости от мощности слоя сыпучки.

По минералогическому составу подзона кремнисто-гипсовой сыпучки представлена в основном (как можно судить по названию, присвоенному ей В. М. Крейтером) производными кремниеселенита и гипсом. В различных количествах (колеблющихся в широких пределах) в ней содержится, однако, значительное число других минералов, из которых постоянно присутствуют: самородная сера, барит, англезит, ковеллин, пирит. В отдельных участках встречаются ярозит, фосфоскородит, галогениды серебра -- предположительно кераргирит, эмболит и бромирит, окислы и гидроксиды железа, сульфаты железа — мелантерит, пизанит, темные землистые скопления неопределенного состава и в редких случаях, вблизи меловых отложений, покрывающих сыпучку, — шпинель, рутил, апатит (?).

За исключением гипса, кварца, самородной серы, встречающихся в сплошных массах (отдельные участки, прослои, обломки), и отчасти барита, ковеллина, англезита, ярозита, образующих иногда макроскопически различимые зерна или скопления размером до нескольких миллиметров, остальные минералы выделяются в виде мельчайших зерен в десятые, сотые и тысячные доли миллиметра. Вследствие этого кремнисто-гипсовая сыпучка представляет преимущественно землистые массы различных оттенков, не поддающиеся точному определению без специальных исследований.

Попутно следует отметить, что для упомянутого выше аналогичного образования в месторождении Рио-Тинто в Испании в литературе отсутствуют данные о его минералогическом составе. В работах Фогта (Vogt, 1899) и Вильямса (Williams, 1934), описывающих это месторождение и, в частности, его зону окисления, эта своеобразная часть зоны окисления фигурирует лишь под общим определением «землистого слоя, богатого благородными металлами».

Только просмотр значительного количества образцов с помощью бинокулярной лупы и поляризационного микроскопа и детальное исследование с выделением различных фракций, с применением иммерсионного метода, спектрального и химического анализа, позволили установить присутствие в сыпучке всех вышеперечисленных минералов. Тем не менее не исключена возможность обнаружения еще ряда других минералов. Постоянное присутствие глинозема позволяет предполагать наличие аллофана, галлуазита и каолинита. Не поддающиеся точному определению мелкие землистые скопления относятся к тонкодисперсным образованиям, состоящим, по видимому, из опалового вещества, тонкодисперсных сульфидов и быть может сульфатов и окислов металлов.

Большинство минералов находится в массе сыпучки в виде очень мелких кристалликов, сростков кристаллов, иногда неправильных зерен, обломков, мелких комочков тонкокристаллического сложения. В плотных разностях минералы находятся в тесном срастании, причем основная масса состоит из агрегата зерен гипса или кварца, а остальные минералы рас-

полагаются в промежутках, включены в зерна основных минералов или образуют самостоятельные сплошные скопления. В рыхлых разностях зерна или кристаллики отдельных минералов обособлены или нарастают друг на друга. Под лупой можно видеть сростки кристалликов гипса, кварца, барита, англезита или гипса, кварца, ковеллина, пирита; при этом гипс и кварц как бы цементируются тонкозернистым агрегатом ковеллина с пиритом или нарастают на комочках ковеллина.

Очень характерно наличие одних и тех же минералов как в виде совершенно чистых прозрачных кристалликов, так и в виде кристалликов, запыленных другими минералами, например: ковеллина в кварце, в англезите, пирита и ковеллина в гипсе, окислов железа в гипсе, кварце, сере. Часты пленочки тонкодисперсных веществ темного цвета на кристалликах англезита, серы и других минералов. Наблюдались тонкокристаллические корочки фосфоскородита, окрашенного окислами железа, обволакивающие более крупные, почти прозрачные кристаллики того же минерала.

Количественные соотношения отдельных минералов в разных участках зоны и в различных типах сыпучки колеблются в широких пределах, однако в большинстве случаев более 90% составляют кварц, опал и гипс. Судя по имеющимся забойным и средним пробам, количество кварца и опала в среднем 60—70%, гипса около 20—30%, самородной серы около 4—5%. Ярозит по данным пересчета химических анализов составляет в среднем 8—10%, однако и макро- и микроскопически он встречается в сыпучке сравнительно редко и в ничтожных количествах.

Исследования показали, что половина всех образцов содержит такие минералы, как англезит, барит, ковеллин, пирит, всего в количестве 0.1—0.5%. Около $\frac{1}{3}$ всех образцов содержит 10—50% тех же минералов и такое же количество образцов — 1—5% минералов тяжелой фракции, остальные заключают лишь следы их (менее 0.1%).

Состав примесей и их количество в основном определяют цвет той или иной разности сыпучки. Так, примесь сульфидов дает темную окраску (от серой до черной), примесь серы, ярозита, иногда барита, окислов железа — желтоватую, розоватую, иногда красноватую. Сыпучки с ничтожным количеством примесей обычно белого цвета.

Большая неоднородность материала всей зоны как по физическому состоянию, так и по составу и текстурным особенностям делает очень затруднительным выделение отдельных типов. Тем не менее, обобщая собственные наблюдения и данные рудничной практики, можно классифицировать типы сыпучки.

По физическим свойствам и текстурным признакам можно выделить следующие типы:

- 1) рыхлые (сыпучие) массы типа «песков», сравнительно однородные;
- 2) рыхлые или уплотненные с большим количеством плотных, главным образом кремнистых обломков;
- 3) уплотненные, отчетливо слоистые: а) грубослоистые, б) тонкослоистые, в) смятые (плотчатые), г) брекчиевидные;
- 4) плотные, неслоистые.

Среди всех этих разностей различаются по цвету:

- 1) темные, почти черные, 2) серые, 3) желтоватые и 4) белые.

По составу минералов, преобладающих или составляющих значительный процент основной массы, выделяются такие типы:

- 1) богатые кварцем или опалом (70—90% кварца; белые, рыхлые);
- 2) богатые гипсом (65—80% гипса; желтоватые, темные, плотные);
- 3) богатые баритом (15—50% барита; желтоватые, сероватые);

4) богатые англезитом (10—40% англезита; темносерые, пестрые, слоистые);

5) богатые самородной серой (20—30% серы; желтовато-сероватые, слоистые, брекчиевидные);

6) богатые ковеллином и пиритом (30—40% сульфидов; черные, серые, иногда с большим количеством сульфата железа);

7) богатые фосфоскородитом (белые, пестрые, слоистые).

В отношении содержания благородных металлов выделяются два основных типа: богатые золотом и бедные золотом.

В части распределения тех или иных типов сыпучки в пределах всего слоя и их взаимоотношений намечаются некоторые закономерности.

Следует однако упомянуть, что наблюдению автора были доступны, главным образом, периферические части зоны, так как к моменту сбора основного материала большая часть слоя была уже выработана. Благодаря тому, что некоторые типы сыпучки с самого начала в процессе отработки выделялись рудничными геологами при документации, автору удалось, используя архивные материалы, составить сводные зарисовки-разрезы укрупненного масштаба по всей зоне по простиранию ее и вкрест простирания. На разрезах выделены участки сыпучки с обломками, участки огипсованные и участки, обогащенные серой или ковеллином (см. фиг. 13, 14, 15).

Представление о соотношении рыхлых и слоистых, темных и светлых разностей в отдельных участках зоны дают сделанные автором зарисовки некоторых забоев (фиг. 16).

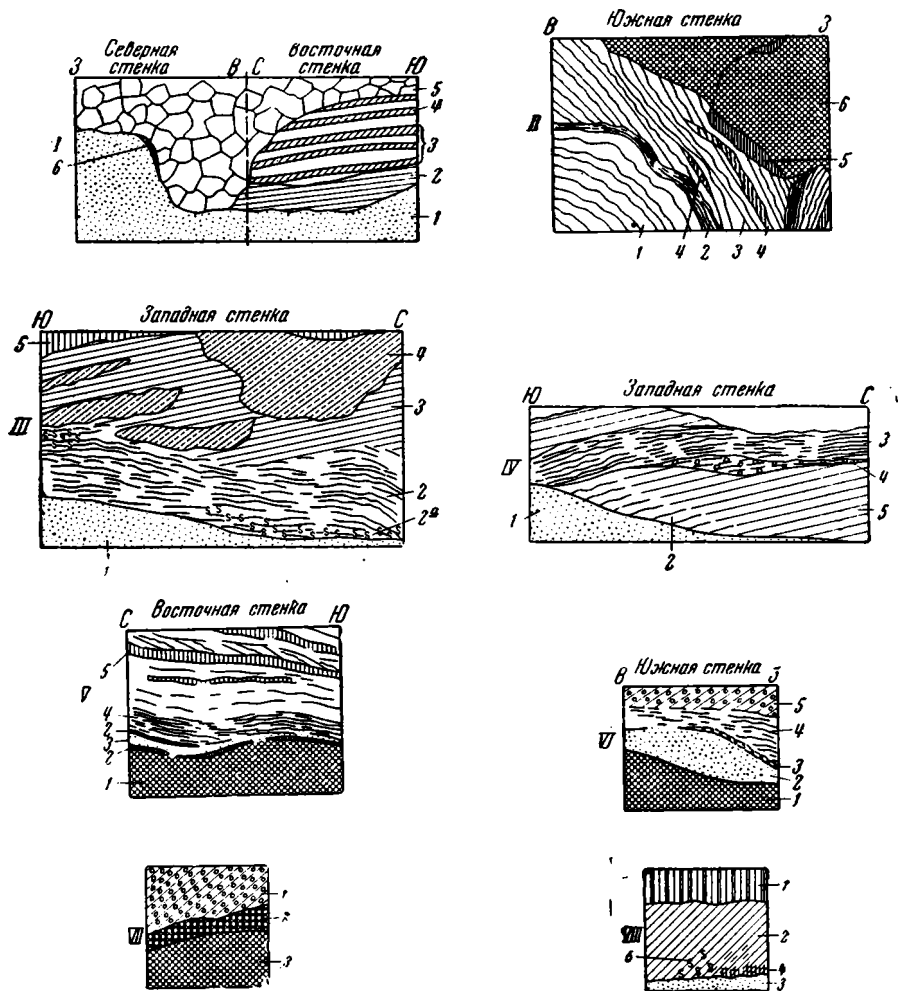
Темные разности сыпучки с повышенным содержанием пирита, ковеллина или серы, иногда сульфатов железа и меди, как правило, приурочены к самым нижним частям слоя, причем наряду с этим они локализируются в участках с малыми мощностями. Среди темных разностей сыпучки встречаются как богатые кварцем, так и богатые гипсом. Характерно, что темная окраска сыпучки появляется и тогда, когда ни пирит, ни ковеллин не выделяются в виде самостоятельных скоплений или зерен. В этих случаях преобладающая масса гипса или кварца и серы оказывается как бы пропитанной тонкой пылью рудного вещества. Разности макроскопически совершенно черные, под микроскопом оказываются состоящими в основном из гипса, загрязненного непрозрачным тонкодисперсным веществом, и сильно загрязненных зерен серы.

Разности, богатые англезитом и баритом, обычно тесно связаны друг с другом, реже обособлены, залегают они чаще в средних частях или ближе к всяческому боку залежи. Наблюдаются они иногда среди огипсованных или обогащенных серой разностей и приурочены к участкам небольшой мощности (фиг. 16, II).

Разность, содержащая фосфоскородит, встречена среди пестрых и желтоватых сыпучек со слоистой текстурой близ контакта с ярозитом (фиг. 16, V).

Огипсованные разности чаще встречаются в участках с малыми мощностями, в верхних слоях ближе к контакту с ярозитом, иногда, однако, наблюдаются и в нижних частях слоя, а изредка встречаются в участках с большими мощностями. Размеры огипсованных участков весьма различны по величине.

Слоистые разности, как правило, наблюдаются в участках с малыми мощностями; характерно, что слоистость всегда параллельна контакту с колчеданной сыпучкой или колчеданной рудой, обычно она горизонтальна, но в одном из участков лежащего бока (фиг. 16, II), где кремнисто-гипсовый слой как бы обтекает блок колчеданной руды, она идет почти



Фиг. 16. Зарисовки забоев по подзоне кремнисто-гипсовой сыпучки.

I. 1 — колчеданная сыпучка; 2 — кремнисто-гипсовая сыпучка темная, неслоистая (обр. 1256); 3 — кремнисто-гипсовая сыпучка грубослоистая, темная и светлая (обр. 1257—1260); 4 — кремнисто-гипсовая сыпучка рыхлая, светлая (обр. 1261); 5 — кремнисто-гипсовая сыпучка светлая, состоящая из кремнистых обломков (обр. 1262, 1265); 6 — ковеллин (обр. 1264).

II. 1 — кремнисто-гипсовая сыпучка пестрая, слоистая; 2 — кремнисто-гипсовая сыпучка красно-вато-серая, слоистая, богатая англезитом (обр. 1226, 1228); 3 — кремнисто-гипсовая сыпучка серая, слоистая, богатая серой (обр. 1229); 4 — кремнисто-гипсовая сыпучка белая, тонкослоистая, богатая серой (обр. 1227, 1230); 5 — ковеллин (обр. 1225); 6 — колчеданная руда.

III. 1 — колчеданная сыпучка (обр. 1231, 1232); 2 — кремнисто-гипсовая сыпучка темная (обр. 1234, 1235, 1236, 1241); слоистая, с преобладанием гипса и серы; 2a — сера с кремнисто-гипсовой сыпучкой (обр. 1242, 1243); 3 — кремнисто-гипсовая сыпучка светлая, рыхлая (обр. 1239); 4 — кремнисто-гипсовая сыпучка светлая, огипсованная (обр. 1238, 1240); 5 — ярозит.

IV. 1 — колчеданная сыпучка; 2 — кремнисто-гипсовая сыпучка светлая, слоистая (обр. 1245, 1246); 3 — кремнисто-гипсовая сыпучка темная, слоистая, с преобладанием гипса и серы (обр. 1247—1250); 4 — кремнисто-гипсовая сыпучка темная, слоистая, брекчиевидная (обр. 1251); 5 — кремнисто-гипсовая сыпучка светлая, рыхлая, с преобладанием кварца (обр. 1252).

V. 1 — колчеданная руда; 2 — ковеллин; 3 — колчеданная сыпучка; 4 — кремнисто-гипсовая сыпучка темная, богатая серой, слоистая (обр. 1220); 5 — кремнисто-гипсовая сыпучка пестрая, слоистая, с прослоями опала (обр. 1221), ярозита (обр. 1222), скородитоподобного минерала (обр. 1223).

VI. 1 — колчеданная руда; 2 — колчеданная сыпучка; 3 — самородная сера (обр. 1214); 4 — кремнисто-гипсовая сыпучка темная, слоистая (обр. 1213, 1215); 5 — кремнисто-гипсовая сыпучка светлая с обломками (обр. 1212).

VII. 1 — кремнисто-гипсовая сыпучка с обломками; 2 — ковеллин с пиритом; 3 — колчеданная руда.
VIII. 1 — опало-ярозит; 2 — кремнисто-гипсовая сыпучка; 3 — колчеданная сыпучка; 4 — огипсованная кремнисто-гипсовая сыпучка с ковеллином; 5 — кремнисто-гипсовая сыпучка с серой.

вертикально. Слоистость обусловлена чередованием светлых и темных полос, т. е. полос разного состава. Мощность отдельных полос или прослоев от нескольких сантиметров до нескольких миллиметров. Очень интересно наличие среди сыпучки со смятой, плейчатой слоистостью отдельных линзовидных прослоев с брекчиевидной текстурой (см. фиг. 16, IV), где обломки плотной сыпучки светлой окраски со слоистой текстурой цементируются темной неслоистой массой (фиг. 17). Иногда тонкослоистая сыпучка переходит вниз или вверх в рыхлую неслоистую.

Рыхлая и более плотная сыпучка с обломками кремнистого состава, иногда со скоплениями гипса, почти всюду встречается висячем боку, главным образом в участках с большими мощностями; вблизи лежачего бока

отдельные небольшие участки рыхлой сыпучки подстилают или покрывают огипсованные участки. По цвету эта разница почти всегда относится к белым или к сероватым. Основной составной частью ее являются кварцы и опал, частью гипс. Кремнистые обломки очень часто имеют различные размеры (от нескольких сантиметров до 10—20 см); они состоят из плотной тонкозернистой породы серого цвета, иногда пористой, нередко с брекчиевидной текстурой, иногда похожи на яшмовидные породы красноватого цвета.

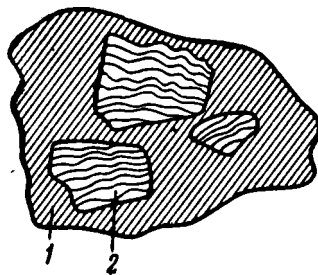
Рыхлые сыпучие разности белого цвета похожи иногда на кварцевые пески; они отличаются почти полным отсутствием примеси других минералов, и кроме кварца и гипса в них можно увидеть лишь очень редкие и очень мелкие трудно определяемые зернышки высокопреломляющих минералов (размеры — тысячные и сотые доли миллиметра), да тонкую глинистую муть. Разлиты они главным образом в северной части.

Рыхлые разности серого, желтоватого или черного цвета по составу часто ничем не отличаются от аналогичных по цвету разностей слоистой или иной текстуры.

Нужно еще упомянуть о наличии в кремнисто-гипсовом слое, в кровле его, в ряде блоков висячего и лежачего боков — породы, по составу и по внешнему облику как будто ничем не отличающейся от белых рыхлых или уплотненных разностей обычной, частью огипсованной, кремнисто-гипсовой сыпучки, но содержащей в некоторых участках мелкие гальки разного состава.

Порода эта либо непосредственно соприкасается с кремнисто-гипсовой сыпучкой, либо отделена от нее небольшим прослоем ярозита. По составу она в некоторых образцах в основном также состоит из кварца и гипса, с очень небольшой примесью минералов тяжелой фракции. Однако среди последних можно встретить, наряду с англезитом, баритом, пиритом, окислами железа, такие минералы, как хром-шпинель и рутил, мелкие кристаллики (или обломки) которых слегка окатаны. Встречаются также отдельные зерна, похожие на роговую обманку, и ряд других минералов, совершенно не обнаруживающихся в обычной кремнисто-гипсовой сыпучке; величина зерен всех этих минералов меньше 0.1 мм, обычно не более 0.03—0.05 мм.

Породы эти названы рудничными геологами породами «корыта», так как это те самые мезозойские осадочные образования, которые покрывают



Фиг. 17. Зарисовка штуфа. Брекчиевая текстура кремнисто-гипсовой сыпучки.

1 — темная сыпучка, богатая серой и гипсом; 2 — светлая сыпучка, смятая.

размытую поверхность зоны окисления, выполняя все впадины и углубления в ней; они ложатся в одних участках на железняки или ярозиты, в других — на самые нижние слои кремнисто-гипсовой сыпучки. В составе самых нижних горизонтов этих отложений принимают участие минералы самой зоны окисления и окружающих вмещающих пород; выше они, вероятно, уже сменяются обычными морскими осадками.

О химическом составе кремнисто-гипсовой сыпучки можно судить по полным химическим анализам отдельных штучных проб, представляющих различные типы сыпучки (табл. 6), а также по частичным и полным химическим анализам средних проб, включающих различные типы сыпучки и представляющих некоторый средний состав по тому или иному блоку.

Таблица 6

Химический состав кремнисто-гипсовой сыпучки Блявинского месторождения

	1		2		3		4	
	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
CaO	27.03	482	15.83	282	21.50	383	1.58	28
SO ₃	39.04	488	31.31	391	28.48	356	3.04	38
H ₂ O ⁺	1.48	82	3.52	832	13.32	739	3.54	196
H ₂ O ⁻	17.02	945	11.47				—	0.25
SiO ₂	4.18	69	2.45	41	28.16	468	71.18	1186
MgO	0.24	6	0.23	6	—	—	—	—
BaO	0.00	—	0.55	3	—	—	0.10	0.7
Na ₂ O	0.05	0.8	1.28	20	0.19	3	0.79	12
K ₂ O	0.00		0.70	7			0.28	3
Al ₂ O ₃	0.15	1	0.79	8	—	—	0.20	2
TiO ₂	0.29	3	1.64	20	—	—	—	—
PbO	0.41	2	18.03	81	Pb 1.81	9	Pb 0.65	3
Ag	0.03	0.3	0.04	0.4	0.65	6	0.03	0.3
CuO	—	—	0.02	0.3	—	—	—	—
Fe	0.43	7	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	—	5.49	34	3.02	19	5.80	36
Cl + Br + J	—	—	—	—	0.72	6	—	—
S элемент	10.40	324	0.66	20	1.28	40	12.66	395
P ₂ O ₅	—	—	0.77	5	—	—	—	—
Сумма	100.75	—	94.78	—	99.13	—	100.10	—

Примечание. 1—4 — аналитик Ю. С. Нестерова, 1940, Химич. лабор. ИГН.

1 — сыпучка, богатая гипсом, черного цвета (обр. 1475); 2 — сыпучка, богатая англезитом, буровато-серого цвета, слоистая, содержит Se (обр. 1385); 3 — сыпучка, обогащенная галогенидами серебра, желтоватого цвета (обр. 1482); 4 — сыпучка, богатая кварцем, желтовато-серого цвета (обр. 1437).

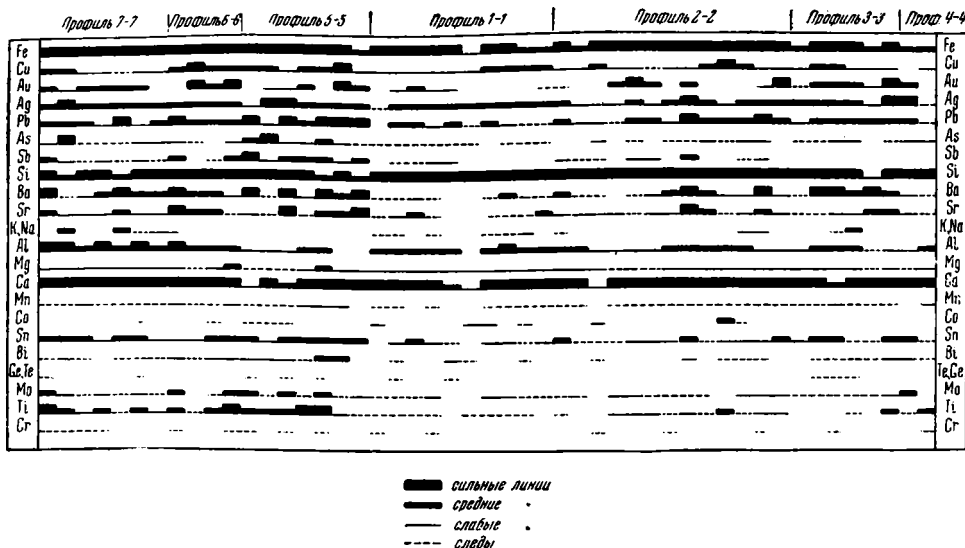
По данным средних проб из отвалов, повагонного опробования и забойных проб сыпучки, содержание основных компонентов колеблется в среднем в следующих пределах (в %):

SiO ₂	40 — 70	K ₂ O, Na ₂ O	0.2 — 2
CaO	4 — 14	Fe	2 — 8
MgO	0.3 — 1.4	Cu	0 — 0.4
Al ₂ O ₃	1 — 2	Pb	сл. — 0.3
TiO ₂	0.3 — 1.6	S	5 — 13

Содержание редких элементов определяется тысячными и сотым долями процента (по данным Гинзолото).

Об относительном содержании тех или иных элементов можно судить также по данным спектральных анализов (фиг. 18).

Содержание основных компонентов, таких как SiO_2 , S общая, S элементарная, для различных типов кремнисто-гипсовой сыпучки (по забой-



Фиг. 18. Диаграмма состава кремнисто-гипсовой сыпучки (по данным спектральных анализов).

ным пробам, анализы Блявинской химлаборатории) показано в табл. 7 (приведенные цифры подсчитаны как среднее арифметическое по 20—30, в некоторых случаях по 7—10 пробам. Отношение Au:Ag в пробах 1—3 равно 1:20, а в пробах 4—7 оно составляет 1:10.

Таблица 7

Содержание главнейших компонентов в различных типах сыпучки

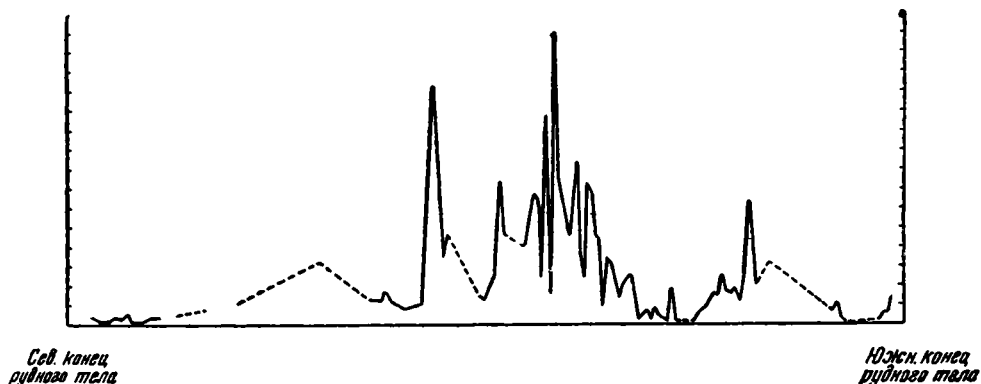
№ пробы	SiO_2 (%)	S общая (%)	S элемент. (%)
1	90	3	1
2	81	5	2
3	68	9.5	7
4	52	8	3
5	38	23	9
6 *	57	—	6
7	33	20.5	16.4

Примечание. * — содержание Si установлено в пределах 0.16—6.74%.

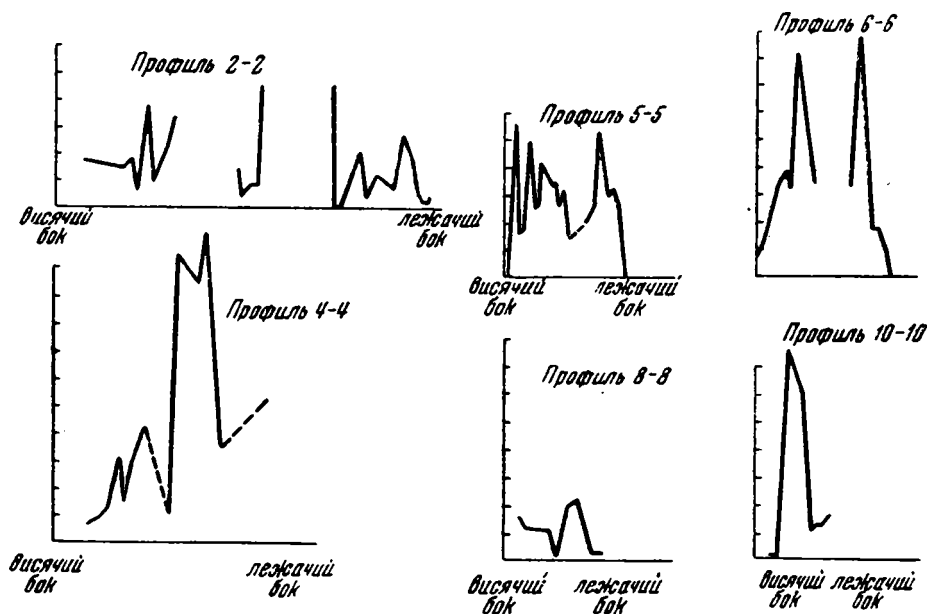
1 — сыпучка рыхлая, белого цвета, богатая кварцем; 2 — сыпучка с обломками главным образом кремнистого состава; 3 — сыпучка рыхлая или плотная, слоистая, серого цвета; 4 — сыпучка огипсованная, бедная Au; 5 — сыпучка огипсованная, богатая Au; 6 — сыпучка черная, богатая ковеллином; 7 — сыпучка, богатая самородной серой.

Как было показано, SiO_2 входит в сыпучку в виде кварца и опала, S общая входит в состав гипса, ярозита и других сульфатов, а также сульфидов, S элементарная в виде самородной серы. Присутствие Cu в основном связано с ковеллином, в незначительной степени с сульфатом, Pb — с англезитом, Se — с самородной серой; Fe входит в пирит, ярозит, тонкодисперсные окислы и гидроокислы, Ca — исключительно за счет гипса, K и Na — за счет ярозита.

Для редких элементов — Sn, W, Mo, Bi и др. (за исключением части As, которая входит в состав фосфоскородита) — минералогические формы не установлены, и все данные говорят о том, что они находятся в рассеянном состоянии и в виде тонкодисперсных веществ входят в состав различных минералов или неопределимых землистых скоплений. В состоя-



Фиг. 19. График изменения содержания золота в подзоне кремнисто-гипсовой сыпучки (по линии продольного профиля 2—2 и 3—3).



Фиг. 20. График изменения содержания золота в подзоне кремнисто-гипсовой сыпучки (по линии профилей 2—2, 4—4, 5—5, 6—6, 8—8 и 10—10 вкrest простираения).

нии рассеяния находятся также Mn, V, Cr (последний частью связан с хромовой шпинелью, в контакте с меловыми отложениями).

Не установлено, с чем связаны Al_2O_3 и MgO, содержащиеся в заметных количествах в сравнении с другими элементами. То же можно сказать и про TiO_2 , очень небольшая часть которого связана в рутилом, привнесенным подобно шпинели из вышележащих пород.

Золото, находясь в тонкодисперсном состоянии, связано в основном с гипсом, ковеллином, серой, отчасти с англезитом, галлоидными соединениями серебра, опалом, темными землистыми скоплениями и налетами. Серебро в основном выделяется в виде галлоидных соединений, в качестве незначительной примеси, может быть в виде тонкодисперсного аргентита, оно содержится почти во всех минералах.

Несмотря на то, что содержание золота и серебра в сыпучке колеблется в очень широких пределах, характерно постоянство количественных соотношений, которое выражается в среднем отношении $Au : Ag = 1 : 10$ и $1 : 20$. Как правило, в богатых Au разностях сыпучки выдерживается отношение $1 : 10$, а в более бедных $1 : 15$, $1 : 20$. Интересно, что в таких же соотношениях эти элементы находятся и в сульфидных рудах.

Изменение содержания Au и Ag по простиранию и вкост простирания зоны весьма неравномерное, что можно видеть на графиках изменения содержания Au по отдельным профилям (фиг. 19, 20).

Зависимость содержания Au от мощности зоны сыпучки изображена на фиг. 21. Как правило, содержание золота в сыпучке тем выше, чем меньше ее мощность.

г. Колчеданная сыпучка

В схеме вторичной вертикальной зональности колчеданная сыпучка отмечает собой нижнюю границу зоны выщелачивания. В данном случае она отмечает одновременно нижнюю границу зоны окисленных руд, залегающая на контакте кремнисто-гипсовой сыпучки с зоной сульфидов. По существу колчеданная сыпучка должна быть отнесена, наряду с выщелоченными колчеданными рудами, к зоне сульфидных руд, поэтому здесь мы ограничимся очень краткой ее характеристикой.

Колчеданная сыпучка образует чаще всего отдельные карманы, реже более или менее выдержанные прослои небольшой мощности (см. фиг. 13), соприкасаясь сверху с кремнисто-гипсовой сыпучкой, внизу подстилаясь обычно сильно разрушенной выщелоченной колчеданной рудой с сульфатами железа.

Представлена она рыхлыми (сыпучими) массами, состоящими почти исключительно из мелких зерен, скоплений или мелких обломков пирита. В очень небольшом количестве в ней встречаются кварц, иногда ковеллин и довольно часто сульфаты — пизанит, мелантерит.

Химический состав колчеданной сыпучки, насколько можно судить по имеющимся частичным химическим анализам, характеризуется высоким содержанием S и Fe, очень низким содержанием Cu и других компонентов.



Фиг. 21. Зависимость содержания золота от мощности слоя сыпучки.

Целый ряд проб из различных участков показывает содержание S от 48.23 до 51.40%. Большинство анализов указывает на незначительное содержание меди; содержание золота и серебра то же, что и в колчеданной руде.

Данные спектрального анализа можно видеть в табл. 8.

Таблица 8

Состав колчеданной сыпучки (по данным спектральных анализов)

Интенсивность линий	I	II	III
Сильные	Fe, Cu, Si	Fe	Fe, Cu
Средние	Au	Si	Si, Pb, Ag, Mn
Слабые	Ag, Pb, As	Cu, As, Mg	As, Sn
Очень слабые	Al, Ca, Sn	Ca, Ag, Pb	—
Следы	Ba, Mn, Sr	Mn, Sn, Al, Mo	Zn, Al, Mg

I — колчеданная сыпучка с ковеллином и серой; *II* — колчеданная сыпучка из контакта с кремнисто-гипсовой сыпучкой; *III* — то же.

Описание прослоев самородной серы и ковеллина, подобно колчеданной сыпучке отмечающих нижнюю границу зоны окисления, поскольку они являются почти мономинеральными образованиями, будет дано ниже, при описании минералов зоны окисления.

3. РУДНИЧНЫЕ ВОДЫ

Описывая зону окисления Блявы, нельзя не остановиться несколько подробнее на характеристике рудничных вод месторождения. Воды эти часто значительно отличаются от обычных рудничных вод, характеризуя растворы, пропитывающие массу колчеданных руд, не вскрытых горными выработками и, повидимому, близки по составу к растворам, циркулировавшим в начальные стадии образования зоны окисления.

Как отмечает Н. И. Хитаров (1935), воды, просачивающиеся по стенкам выработок в сплошной колчеданной руде в свежевскрытых участках, являются как бы «погребенными», ибо по условиям залегания они изолированы от обычных поверхностных или грунтовых вод. В незначительной степени они могут быть связаны лишь с просачивающимися атмосферными осадками. Характерно, что, будучи расположено на водоразделе, с превышением около 100 м над окружающими долинами рек, месторождение не дает выходов вод, поступающих в эти долины.

Кислые воды вскрывались скважинами в период разведки месторождения на различных глубинах, но преимущественно на глубине, отвечающей нижней границе зоны окисления, главным образом на контакте железной шляпы с колчеданной рудой, или в контакте с висячим боком залежи. В редких случаях они встречались среди спилитов или опало-ярозитовых пород висячего бока или при прохождении самой железной шляпы. Эти воды в данном случае являются также кислыми водами, близкими по составу обычным рудничным водам.

Приведенные в табл. 9 анализы *I—IV* характеризуют воды, просачивающиеся по стенкам выработок, анализ *V* — воду из водосборника, прошедшую небольшой путь от места выхода, анализы *VI—VIII* — воды, собранные на поверхности из буровых скважин, встретивших кислые воды в колчеданной руде или у контакта с боковыми породами, и анализ *IX* — из водослива шахты, пересекшей кислотные воды в зоне железной шляпы.

Химический состав рудничных вод (в г/л)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Al	3.745	0.271	8.65	4.36	3.016	Не обн.	0.169	Не обн.	0.022	0.027	0.029
Fe'''	0.530	3.08	0.25	3.40	0.095	Не обн.	0.005	0.005	0.009	0.025	0.006
Fe''	46.60	26.92	42.0	43.1	39.05	12.18	1.927	2.122	0.118	0.003	Сл.
Mn	0.042	—	—	—	0.038	0.024	0.009	0.005	0.001	0.0002	—
Zn	0.230	—	—	—	0.144	0.076	0.008	0.006	0.003	—	0.217
Cu	6.667	8.04	6.42	6.40	5.806	0.031	0.007	0.009	0.007	—	0.156
Ca	9.328	—	—	—	0.230	0.220	0.180	0.191	0.096	0.086	0.172
Mg	0.772	—	—	—	0.655	0.239	0.104	0.049	0.051	0.027	0.083
Na	0.179	—	—	—	0.225	0.128	0.096	0.039	0.099	0.094	0.017
K	—	—	—	—	—	—	0.008	—	0.005	—	—
H	0.358	—	—	—	0.148	Не обн.	0.001	0.0002	0.005	—	—
SO ₄	116.7	258.0	153.5	154.0	96.96	22.88	5.268	4.074	1.096	0.0629	1.607
H ₂ SO ₄	17.06	88.2	25.0	20.8	7.06	Не обн.	0.093	0.010	0.236	—	—
Cl	0.099	0.567	0.22	0.25	0.082	0.022	0.038	0.262	0.045	0.238	0.003
H ₃ PO ₄	0.247	—	—	—	0.130	Нет	Нет	Нет	Нет	—	—
H ₃ AsO ₄	0.212	—	—	—	0.142	0.00001	0.0004	0.00001	Нет	—	—
SiO ₂	0.074	—	0.04	0.06	0.078	0.065	0.047	0.028	0.055	0.051	0.031
Сульф. сухой остаток	218.4	336.5	227.6	221.8	183.8	46.43	9.610	8.832	1.831	1.301	2.539
pH	0.45	—	—	—	0.8	4.1	2.8	3.6	2.2	—	—

I, II, III, IV, V — Блява, в горных выработках основного горизонта — «погребенные» воды; по В. К. Шведко (1940) и по Н. И. Хитарову (1935, 1937); VI, VII, VIII — Блява, по скважинам на различных глубинах — разбавленные воды; по В. К. Шведко (1940) и по Н. И. Хитарову (1935, 1937); IX — Блява, шахта — воды воны окисления (в ярозите); по Н. И. Хитарову; X — Майкаин, участок «С»; по Ф. В. Чухрову; XI — Белоусовка, по Ф. В. Чухрову.

Для первой группы вод характерны: исключительно высокая минерализация — сухой остаток составляет 218—336 г/л, высокая концентрация свободной H_2SO_4 (малая величина pH), резкое преобладание солей закисного железа при ничтожном содержании окисного железа, высокое содержание Cu 6—8 г/л и сравнительно высокое содержание сернокислого Al . Второй тип вод отличается немногим, в основном значительно меньшим количеством свободной H_2SO_4 , почти полным отсутствием окисного железа, немного меньшим содержанием Cu . Третья группа проб дает уже разбавленные воды. Сильно минерализованные рудничные воды смешаны с промывными водами при бурении. Однако, несмотря на то, что минерализация их в 10—30 раз ниже, концентрация свободной H_2SO_4 небольшая, pH значительно выше, содержание Cu низкое; все же, по степени насыщения тяжелыми металлами, воды эти значительно сильнее минерализованы, чем обычные рудничные воды. Характеристика кислых рудничных вод, приведенная у С. С. Смирнова (1936) по данным Е. Ходжа, показывает, что средняя минерализованность их выражается в 2.96 г/л, а в разбавленных водах Блявы она составляет 9.46 г/л.

Вода из зоны железной шляпы отличается наиболее низкой минерализованностью, относительно повышенным (в сравнении с другими элементами) содержанием Ca , Mg , Na и почти равным соотношением закисного и окисного железа (количество последнего несколько выше) при относительно высоком содержании свободной H_2SO_4 . Эта проба характеризует водный горизонт, встреченный в зоне ярозита при проходке шахты и обусловивший наличие в этом участке так называемого ярозитового «плывуна», сильно осложнившего в свое время проходку шахты.

Имеющиеся данные Ф. В. Чухрова (1940) о составе рудничных вод ряда месторождений Алтая и Казахстана показывают, что рудничные воды Майкаина и Белоусовского месторождения наиболее близки по составу к разбавленным рудничным водам Блявы (2-я и 3-я группы проб). В табл. 9 нами приведены две пробы воды упомянутых месторождений.

Разбавленные рудничные воды Блявы отличаются от воды Майкаина более низким содержанием Cl (за исключением одной пробы, где оно совпадает), высоким содержанием Fe и SO_4 (в десятки и сотни раз выше).

Вода Белоусовского месторождения характеризуется более высоким содержанием Ca , Mg , низким содержанием Na , ничтожным количеством Cl , Mn , Fe , относительно высоким содержанием Cu и Zn .

Для всех проб Блявы типично относительно низкое содержание таких элементов, как Mn , Zn (в первой группе проб также Ca , Mg , Na), и очень небольшое количество H_3PO_4 , H_3AsO_4 , SiO_2 и Cl .

Характерно, что количество SiO_2 довольно постоянно во всех анализах, количество Cl в отдельных анализах повышенное.

В рудничных водах Блявы подтверждается отмечаемая Линдгреном (Lindgren, 1928) закономерность, выражающаяся в обогащении вод при повышении свободной H_2SO_4 — Al , Fe , но в то же время на примере Блявы видно, что обилие H_2SO_4 и Al может иметь место и значительно ниже уровня грунтовых вод и что высокая кислотность и низкое pH растворов может быть на значительной глубине.

Приведенные данные о рудничных водах Блявинского месторождения свидетельствуют о высокой кислотности их и насыщенности сульфатами — $FeSO_4$, $CuSO_4$, $Al_2(SO_4)_3$, обуславливающими устойчивость и обилие растворимых нормальных сульфатов, главным образом железа (мелантерита, пизанита, галотрихита) в зоне сульфидных руд и обилие основного сульфата Fe (ярозита) в зоне железной шляпы.

III. ОПИСАНИЕ МИНЕРАЛОВ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ

Ниже дается подробное описание тех минералов Блявинского месторождения, которые встречаются в зоне окисления, отчасти в зоне вторичного обогащения и относятся в основном к кислородным, частично самородным, сернистым и галоидным соединениям. Из сульфидов в число описываемых минералов включены лишь те, которые являются новообразованиями в зоне окисления.

Сульфиды, слагающие зону колчеданных руд, в частности зону вторичного обогащения, в описании опущены, поскольку они достаточно детально охарактеризованы в ряде опубликованных работ. Не описываются также силикаты, входящие в состав вторично измененных боковых пород, и минералы, указываемые для зоны окисления по данным В. М. Крейтера, но не обнаруженные автором.

Приводим список минералов, установленных в зоне окисления Блявинского месторождения.

С а м о р о д н ы е э л е м е н т ы

Золото	Au
Сера	S

С у л ь ф и д ы

Ковеллин	Cu ₂ S
Аргентит (?)	Ag ₂ S
Дисульфиды железа	FeS ₂

Г а л о и д н ы е с о е д и н е н и я

Галогениды серебра	AgCl; Ag (Cl, Br); AgBr
--------------------	-------------------------

О к и с л ы

Кварц	SiO ₂
Халцедон	SiO ₂
Опал	SiO ₂ ·nH ₂ O
Гематит	Fe ₂ O ₃
Гидрогематит	Fe ₂ O ₃ ·0—1H ₂ O
Гетит	Fe ₂ O ₃ ·H ₂ O
Гидрогетит	Fe ₂ O ₃ ·1—3H ₂ O
Окислы марганца *	(?)

С у л ь ф а т ы

Барит	BaSO ₄
Англезит	PbSO ₄
Ангидрит (?)	CaSO ₄
Гипс	CaO·SO ₃ ·2H ₂ O
Мелантерит	FeO·SO ₃ ·7H ₂ O
Хальвантит	CuO·SO ₃ ·5H ₂ O
Пизанит	(Fe, Cu)O·SO ₃ ·7H ₂ O
Ссомольнокит	FeO·SO ₃ ·H ₂ O
Ромерит	FeO·Fe ₂ O ₃ ·4SO ₃ ·14H ₂ O
Галотрихит	FeO·Al ₂ O ₃ ·4SO ₃ ·22H ₂ O
Калиевые квасцы	K ₂ O·Al ₂ O ₃ ·4SO ₃ ·24H ₂ O
Ярозит	K ₂ O·3Fe ₂ O ₃ ·4SO ₃ ·6H ₂ O
Натроярозит	Na ₂ O·3Fe ₂ O ₃ ·4SO ₃ ·6H ₂ O
Фиброферрит	Fe ₂ O ₃ ·2SO ₃ ·11H ₂ O
Алунит*	K ₂ O·3Al ₂ O ₃ ·4SO ₃ ·6H ₂ O

* Минералы указываются на основании данных В. М. Крейтера (1936, 1941).

Фосфаты, арсенаты

Дигидрит	$5\text{CuO} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Даллит (?)	$7\text{CaO} \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5 \cdot \text{CO}_2$
Апатит (?)	$9\text{CaO} \cdot 3\text{P}_2\text{O}_5 \cdot \text{CaCl}_2$
Фосфоскородит	$2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{As}_2\text{O}_5 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

Карбонаты *

Малахит	$2\text{CuO} \cdot \text{CO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Азурит	$3\text{CuO}_2 \cdot \text{CO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$

Силикаты *

Хризоколла	$\text{CuO} \cdot \text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Аллофан	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Каолин	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Нонтронит	$(\text{Fe}, \text{Al})_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

* Минералы указываются на основании данных В. М. Крейтера (1936, 1941).

1. САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Золото

Постоянное присутствие золота в рудах зоны окисления месторождения устанавливается химическими и спектральными анализами. Минералогической формой его, повидимому, является самородное золото.

Золото как минерал исследованиями автора не обнаружено, однако имеются указания (Роговер, 1939; Шведко, 1940), что в свое время было установлено наличие пылинок свободного золота в зоне кремнисто-гипсовой сыпучки, где концентрация его является максимальной.

Нашими исследованиями, главным образом с помощью спектрального метода, удалось установить связь золота с такими минералами, как гипс, ковеллин, сера, англезит, а также темными неопределимыми тонкодисперсными скоплениями различного состава. В некоторых гипсах под микроскопом, при самых больших увеличениях, наблюдались включения мельчайших частиц (менее 0.002 мм) непрозрачных или просвечивающих зеленоватым цветом, возможно, принадлежащих к грубодисперсным частицам золота.

В основном золото все же находится в состоянии тонкодисперсном, недоступном для наблюдений.

Сера

Самородная сера, встречающаяся в верхних горизонтах месторождения, представляет собой весьма интересное образование, концентрирующее в себе большое количество различных элементов.

Основной областью распространения ее являются нижние горизонты зоны кремнисто-гипсовой сыпучки, главным образом граница кремнисто-гипсовой сыпучки с колчеданной сыпучкой.

Сплошные плотные массы серы, в виде более или менее горизонтально залегающих прослоев различной мощности или линз, были встречены как на границе колчеданной сыпучки с кремнисто-гипсовой сыпучкой (фиг. 14), так и среди самой кремнисто-гипсовой сыпучки, а также на границе последней с вышележащим ярозитом. Редким случаем является нахождение линзочек серы внутри колчеданной сыпучки (фиг. 22). Частным

случаем — залегание прослоев по контакту с ковеллином, отделяющим серу от кремнисто-гипсовой или колчеданной сыпучки, или от колчеданной руды.

Мощность прослоев или линзочек колеблется от нескольких сантиметров до 30—50 см, длина по простиранию от 1—2 до 15—20 м, контакты обычно резкие.

Помимо сплошных масс или обособленных скоплений серы, иногда наблюдается тонкое слоистое чередование ее с кремнисто-гипсовой сыпучкой или включения ее в этой сыпучке в виде обломков. Отмечались также участки серы с подчиненной примесью в ней кремнисто-гипсовой сыпучки в виде скоплений, обломков или тонких прослоев (фиг. 16, б, 22).

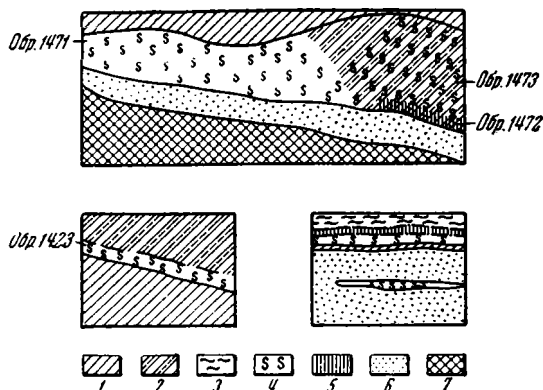
Как минерал сера является также составной частью самой кремнисто-гипсовой сыпучки и может находиться в ней в различных количественных соотношениях с другими компонентами. Она наблюдается микроскопически в виде отдельных зерен или скоплений в ассоциации с кварцем или гипсом. Очень часто темная кремнисто-гипсовая сыпучка состоит преимущественно из серы.

Наблюдавшиеся в сыпучке кристаллики и сростки зерен серы, несмотря на наличие ромбических сечений, имеют додекаэдрический габитус (кажутся почти шаровидными); они прозрачные, иногда мутные, светло-желтые или серовато-зеленоватые, иногда окрашены окислами железа в розоватый или красноватый цвет, иногда темные. Размеры зерен или кристалликов — сотые и десятые доли миллиметра.

Среди сплошных масс серы можно выделить в основном две разновидности — светлую и темную. Как та, так и другая могут обладать либо массивной, либо слоистой текстурой, выражающейся в различной окраске отдельных слоев, обусловленной полосчатым распределением примесей.

Под микроскопом обнаруживается мелко- или тонкозернистая структура агрегата. Зерна обычно изометричной формы; сравнительно редко видны ромбические очертания. Последнее может служить доказательством принадлежности к α -сере или ромбической модификации.

Изучение сплошных масс серы в проходящем и отраженном свете показало, что наряду с серой присутствуют гипс и кварц (вероятно, частично опал); в наиболее чистых разностях мелкие зерна и скопления их единичны, в других они составляют до 40—50% всей массы. Наблюдается замещение серой гипса. Выделения гипса и кварца часто сильно загрязнены рудной пылью, в некоторых случаях, повидимому, ковеллином. Из других минералов встречаются пирит или марказит, ковеллин,



Фиг. 22. Зарисовки забоев в участках сыпучки, содержащих прослои самородной серы.

1 — кремнисто-гипсовая сыпучка; 2 — огипсованная кремнисто-гипсовая сыпучка; 3 — ярозит; 4 — сера; 5 — ковеллин; 6 — колчеданная сыпучка; 7 — колчеданная руда.

англезит, иногда барит, галогениды серебра, мельчайшие выделения точнее не определенного сульфида, возможно, аргентита (?). Кроме того, иногда присутствует в небольших количествах слабо просвечивающаяся муть.

Интересно, что кварц встречается (при исследовании под биноклем) в виде мельчайших очень хорошо образованных призматических кристалликов.

Тонкораспыленные частицы пирита или марказита имеют размеры менее 0.005 мм и обычно приурочены к отдельным полоскам слоистых масс серы, обуславливая их темную окраску.

На плоскостях трещин или слоистости нередко наблюдаются тонкие примазки или корочки гипса и черного сажистого вещества. Последнее, может быть, содержит так называемую «серебряную чернь» — тонкодисперсный землистый аргентит, образующийся под действием H_2S .

Все перечисленные минералы, заключенные в массе серы, несомненно являются новообразованиями, тесно связанными по времени с отложением самой серы.

Таблица 10
Химический состав самородной серы *

	Вес. %	Мол. кол.
S **	34.18	1033
PbO	2.40	10
CaO	15.04	268
MgO	0.17	4
Al ₂ O ₃	0.98	9
SiO ₂	10.54	175
TiO ₂	0.03	0.4
Fe.	3.36	60
SO ₃ ⁺	22.80	285
H ₂ O ⁺	9.48	526
H ₂ O ⁻	0.94	52
Cl	0.06	1.7
Сумма	99.98***	—

* Аналитик Ю. С. Нестерова, Химич. лабор. ИГН.

** Сера элементарная, включая и селен.

*** Кроме того, присутствуют Cu и Ag; Те не обнаружен.

к изоморфной примеси, то сера может быть отнесена к селенистой разновидности. Повышенное содержание селена в кремнисто-гипсовой сыпучке, установленное повагонным опробованием, повидимому, следует относить также за счет присутствующей в ней селенистой серы.

В одном из образцов серы было определено Sn; повышенное содержание оказалось в сухом остатке после растворения серы в сероуглероде. С чем связано это олово, установить не удалось.

Содержание главных составных частей в сплошных массах серы и в кремнисто-гипсовой сыпучке, богатой серой (по данным Блявинской химической лаборатории), колеблется в следующих пределах: S элементарная от 3.90 до 34.8%, S общая от 7.15 до 47.51% (за счет гипса и сульфидов), SiO₂ от 7.54 до 57.38%. Золото и серебро содержатся в сере в тех

Полный химический анализ образца темной слоистой серы дает представление о количественных соотношениях отдельных элементов (табл. 10).

Пересчет этого химического анализа на минералогический состав показал: самородной серы 34%, гипса 46%, кварца 10%, англезита 3%, пирита 3%, глинистого вещества (галлуазита) 2%, ковеллина 0.3%, галоидных соединений серебра 0.3%. Кроме того, присутствует золото, очевидно тонкодисперсное, обнаруживаемое, как увидим ниже, химическими, а также спектральными анализами. Можно было бы предположить наличие тонкодисперсного самородного серебра, однако определенные химическими анализами количества галоидов и серебра при пересчете целиком увязываются в галоидные соединения серебра.

Весьма интересно установленное химически наличие Se; если его отнести

же количествах, что и в сыпучке, но максимальные содержания Au связаны все же со сплошной серой.

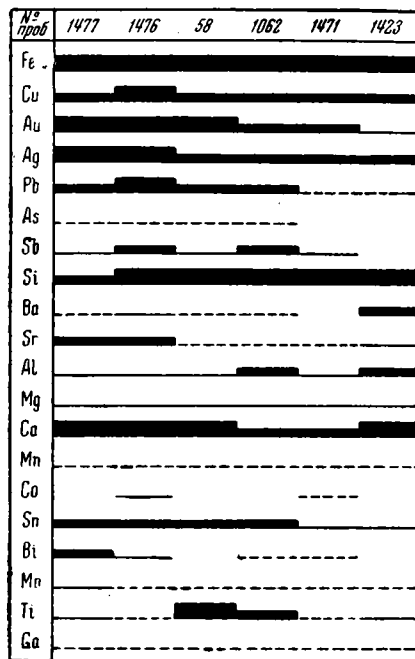
Спектральным анализом (фиг. 23) почти во всех образцах обнаруживаются сильные или средние линии — Au, Cu, Ag, Pb, Fe, Si, Ca и средние линии Sn. В виде следов или слабых линий постоянно присутствуют — Ba, Sr, Al, As, Sb, Mo, Ga, Mg, Mn, Ti, в некоторых случаях Bi, Co.

Характерно, что в прозрачных кристалликах серы, отобранных из сыпучки, почти не содержится примесей, в то время как в темных непрозрачных кристалликах примесей те же, что и в сплошных массах (см. фиг. 26, обр. 4, 5).

Наличие в самородной сере большого количества разнообразных примесей в форме грубо- или тонкодисперсных частиц, с одной стороны, и тонкая полосчатость, с другой — позволяют предполагать, что отложение серы первоначально происходило в виде коллоидальных масс. Частицы серного колчедана обособлялись при этом, возможно, в форме мельниковита.

Выделение свободной серы в условиях, отвечающих Блявинскому месторождению, можно объяснить либо неполным окислением сероводорода по формуле: $2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{S} + 2\text{H}_2\text{O}$, либо процессом восстановления сульфата окиси железа при взаимодействии его с пиритом по формуле: $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 + \text{FeS}_2 = 2\text{S} + 3\text{FeSO}_4$, или с сероводородом по формуле: $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 + \text{H}_2\text{S} = 2\text{FeSO}_4 + \text{H}_2\text{SO}_4 + \text{S}$, либо действием серной кислоты на пирит: $\text{H}_2\text{SO}_4 + \text{FeS}_2 = \text{FeSO}_4 + \text{H}_2\text{S} + \text{S}$.

Попутно с этим или несколько позднее возникают очевидно и новообразования пылевидного серного колчедана за счет восстановления сероводородом сульфата закиси железа по формуле: $2\text{H}_2\text{S} + \text{FeSO}_4 = \text{FeS}_2 + \text{H}_2\text{SO}_4$.



Фиг. 23. Диаграмма состава сплошных масс самородной серы (по данным спектральных анализов).

2. СУЛЬФИДЫ

Ковеллин

Ковеллин, встречающийся подобно сере в низах зоны окисления, выделяется либо в виде сплошных рыхлых масс или тонких примазок по контакту колчеданной руды (реже колчеданной сыпучки) с кремнистогипсовой сыпучкой (фиг. 13, 16) или с самородной серой, либо в виде отдельных зерен и мелких скопления в самой колчеданной или кремнистогипсовой сыпучке и в сплошных массах серы.

Самостоятельные скопления ковеллина имеют форму линзочек или прослоев мощностью от нескольких до 3—5 мм, редко 10—15 см, про-

тяжением до нескольких десятков сантиметров. Отдельные участки кремнисто-гипсовой сыпучки или самородной серы как бы пропитаны ковеллином вместе с пиритом или марказитом и благодаря этому приобретают темную, иногда синевато-черную окраску.

Рыхлые или слабо уплотненные мелкокристаллические массы ковеллина содержат большое количество примесей других минералов. Как показывают частичные химические анализы, количество чистого ковеллина в них составляет всего 40—70%, количество пирита (и марказита) колеблется от 10 до 20%; в значительном количестве в некоторых случаях содержатся гипс, самородная сера, кварц или опал, иногда сульфаты меди или железа, англезит и немного глинистого вещества.

Скопления ковеллина в некоторых разностях кремнисто-гипсовой сыпучки носят характер агрегатных сростков очень мелких, тонких, пластинчатых кристалликов с металлическим блеском, индиго-синего цвета, иногда с радужной побелалостью. Размеры их составляют десятые доли миллиметра, иногда до нескольких миллиметров.

Ковеллин, в виде тонких пылевидных частиц, часто пронизывает кристаллики англезита, барита, гипса, кварца. Сероватая окраска кремнисто-гипсовой сыпучки часто связана именно с тем, что основная масса ее — гипс или кварц — пронизаны тонкодисперсным ковеллином.

Под микроскопом в сплошных массах ковеллина обнаруживается очень своеобразное тонкопластинчатое сложение агрегата в виде мелких радиально-лучистых пучков (фиг. 24), с размером отдельных пластинок в сотые доли миллиметра. Минерал обладает типичным для ковеллина синеватым цветом, очень резким дупреломлением и яркой анизотропией. В прозрачном шлифе в очень тонких зернах просвечивает зеленоватым цветом.

Т а б л и ц а 11

Химический состав землистого ковеллина

	Вес. %	Мол. кол.
Cu	44.35	70
S	22.49	70
CaO	3.19	5
SO ₃	6.32	8
SiO ₂	14.82	24
Fe ₂ O ₃	0.61	0.4
TiO ₂	0.25	—
Al ₂ O ₃	0.69	0.6
H ₂ O ⁺	0.51	2
H ₂ O ⁻	2.73	15
Сумма	96.07*	—

П р и м е ч а н и е Аналитик Ю. С. Нестерова, Химич. лабр. ИГН.

* Кроме того, установлены незначительные количества Sn, Te и Se и 2.2% PbO

Отдельные зерна кварца, мелкие зерна пирита располагаются в пустотках или между пучками пластинок ковеллина. В образцах кремнисто-гипсовой сыпучки ковеллин располагается иногда между зернами кварца, иногда заключен вместе с пиритом (или марказитом) внутри выделений гипса или между зернами серы. Очень мелкие зерна англезита заключены внутри скоплений ковеллина.

В землистой массе (макроскопически определяемой как сплошной ковеллин), подвергшейся полному химическому анализу (табл. 11), при пересчете на минералогический состав оказалось: ковеллина 66.4%, кварца (или опала) 15%, гипса 10%, англезита 3%, пирита 1% и глинистого вещества 2%.

Имеющиеся частичные химические анализы (произведенные Блявинской химической лабораторией)

показывают колебания в содержании отдельных элементов в сплошных массах ковеллина в следующих пределах (в %):



Фиг. 24. Спутанно-пластинчатый агрегат ковеллина. Полир. шлиф, ув. 140.



Фиг. 25. Округлые частицы новообразований дисульфида железа (черное) в гипсе. Прозрачный шлиф, ув. 280.

Cu	25.19 — 36.4
S общая	19.22 — 29.90
SiO ₂	3.06
S элемент.	7.2

Постоянно устанавливается присутствие золота и серебра и значительное количество свинца.

В анализированном материале имелась примесь колчеданной сыпучки, сульфатов Cu и Fe и самородной серы.

Спектральный анализ макроскопически чистого ковеллина (табл. 12, анал. I, II) и ковеллина с примесью колчеданной сыпучки и серы (табл. 12, анал. III) обнаружил следующие элементы (табл. 12).

Таблица 12

Соотношение различных компонентов в землистых массах ковеллина

Интенсивность линий	I	II	III
Сильные	Cu, Si	Cu, Pb, Sn, Si	Cu, Fe, Si
Средние	Fe, Pb	Fe, Ag, Te, Mg	Au
Слабые	Au, Ag, Ba, Mn	Au, Sb, Bi, Ti	As, Pb, Ag, Mg
Очень слабые	As, Al, Sn, Bi	—	Sn, Ca, Al
Следы	Mg, Ca, Ti	As, Ga	Ba, Sr, Mn

Интересным фактом является присутствие Se и Te, повидимому входящих в ковеллин в качестве изоморфных примесей (?). Что касается Au и Ag, то хотя самостоятельных их минералов не обнаружено, но, подобно тому как и в сере, они могут быть здесь связаны соответственно с тонкораспыленным самородным золотом и минералами группы кераргирита или тонкодисперсным аргентитом.

Условия образования описанных скоплений ковеллина, повидимому, находятся в связи с условиями образования сплошных масс серы. Здесь имеет место очевидно процесс восстановления сероводородом образующегося за счет медных сульфидов сульфата меди по формуле: $H_2S + CuSO_4 = CuS + H_2SO_4$. Приуроченность этих образований к границе зоны окисления и вторичного обогащения говорит о возможности местных изменений положения уровня грунтовых вод и временной смене окислительных условий восстановительными.

Аргентит (?)

При исследовании в отраженном свете одного из образцов самородной серы было замечено зерно минерала с довольно высокой отражательной способностью, серовато-белого цвета, изотропного. Не исключена возможность принадлежности его к аргентиту. Точнее минерал не определен ввиду очень малого размера зерна. Кроме того, в некоторых разностях кремнисто-гипсовой сыпучки и самородной серы встречаются черные землистые или сажистые скопления и тонкие пленки, в которых спектральным анализом обнаруживаются сильные или средние линии серебра; возможно, в состав этих образований входит тонкодисперсный аргентит.

В одном из шлифов кремнисто-гипсовой сыпучки, богатой серебром, были замечены очень мелкие черные, непрозрачные дендритовидные выделения в массе, сложной опалом и гипсом; быть может, они также принадлежат аргентиту.

Дисульфиды железа

Подобно ковеллину, образования серного колчедана, описываемые ниже, приурочены в основном к границе зоны окисленных и зоны сульфидных руд.

Пирит и, возможно, марказит встречаются как составная часть кремнисто-гипсовой сыпучки в виде мелких кристалликов и скоплений или очень мелких зерен и сростков. В аналогичных формах, а также в виде тонких пылевидных частиц эти сульфиды заключены в сплошных скоплениях серы и в рыхлых сплошных массах ковеллина. Характерно присутствие пирита и, возможно, также мельниковита (?) в виде мельчайших частиц внутри выделений гипса, иногда кварца и опала, являющихся составными частями кремнисто-гипсовой сыпучки или образующих прожилки среди выщелоченных колчеданных руд зоны вторичного сульфидного обогащения. Имеется ли в указанных случаях марказит, сказать нельзя ввиду исключительно малого размера зерен.

Судя по форме и взаимоотношениям с другими минералами, часто очень трудно установить, являются ли выделения пирита остаточными продуктами от выщелачивания и окисления первичной рудной массы, или новообразованиями. Повидимому, имеют место оба случая.

Несомненно, к новообразованиям относятся пылевидные частицы, заключенные в слоистой сере (см. описание серы), и очень своеобразные мельчайшие округлые частицы в зернах гипса (фиг. 25) из кремнисто-гипсовой сыпучки. Размер частиц в сере и в гипсе не превышает тысячные и сотые доли миллиметра. Мельчайшие зерна пирита (марказита?), рассеянные в сере, подвергаются, повидимому, частичному окислению; вокруг них почти всегда наблюдаются «ореолы» бурых окислов железа.

Характерно, что зерна пирита или марказита, заключенные в кремнисто-гипсовой сыпучке, дают перед паяльной трубкой возгон As; кроме того, следы As почти всегда устанавливаются спектральным анализом и в сере, и в ковеллине, и в сыпучке. Вполне вероятно, что в новообразованиях пирита (марказита) заключено повышенное количество As и что образовались они в результате раскристаллизации мельниковита-геля, которому присуще повышенное содержание As.

Данные спектрального анализа пирита из колчеданной руды и из кремнисто-гипсовой сыпучки весьма показательны; первый содержит значительное количество примесей, в то время как второй почти лишен их (см. фиг. 26, обр. 1,2). Быть может, это обусловлено процессами выщелачивания и переотложения, происходящими у нижней границы зоны окисления.

В колчеданной сыпучке пирит является главным минералом, марказит нашими наблюдениями не обнаружен. Вся масса пирита здесь несомненно является остаточной от выщелачивания сульфидных руд зоны вторичного обогащения.

Выше уже отмечалось как исключительно редкое явление присутствие единичных очень мелких зерен пирита (размером около 0.01 мм и менее) в подзоне окислов и гидроокислов железа.

3. ГАЛОИДНЫЕ СОЕДИНЕНИЯ

Из минералов, относящихся к данному классу, констатированы галоидные соединения серебра, предположительно определяемые как кераргирит,² эмболит и бромирит.

² Впервые кераргирит был установлен исследованиями Гинцетмета (П. К. Ефремовой).

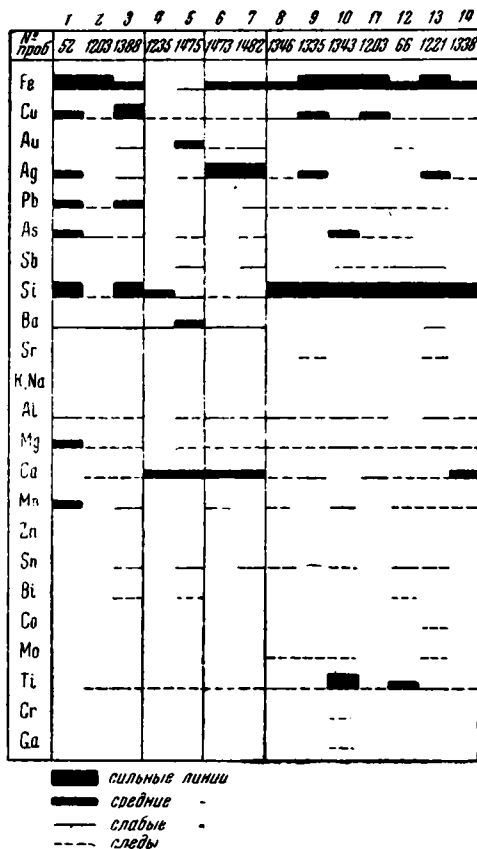
Присутствие этих соединений установлено минералогически; однако, ввиду отсутствия химических анализов каждого из упомянутых минералов и отдельного определения галоидов в образцах, содержащих эти минералы, нельзя быть вполне уверенным в точности определения их в каждом отдельном случае. В связи с этим дается общее описание этих минералов.

Распространение минералов группы кераргирита ограничено зоной кремнисто-гипсовой сыпучки и рапы, определенные как кераргирит, эмболит и бромирита, встречаются в виде мелких зерен или кристалликов, а также сростков, обычно размером в сотые и десятые доли миллиметра, не превышая 0.5—0.6 мм. Различаются они в основном по цвету; последний у одних зеленовато- или серовато-желтоватый до серовато-зеленого, у других янтарно-желтый. Они полупрозрачны, частью загрязнены посторонними примесями. Блеск восковидный, жирный. Твердость очень низкая, легко мнутся стальной иглой. Показатель преломления значительно выше, чем 1.854; изотропны. С содой на угле дают королек серебра, в NH_4OH не растворяются.

Количество галогенидов серебра в кремнисто-гипсовой сыпучке и в скоплениях серы не превышает в среднем десятых долей процента, иногда снижается до сотых или достигает 1—2%.

Химические анализы наиболее богатой эмболитом и кераргиритом кремнисто-гипсовой сыпучки и серы показывают присутствие Ag в количестве 0.16 и 0.65% и Cl + Br + J 0.06 и 0.20% (в пересчете на Cl), что при пересчете на кераргирит дает соответственно 0.2 и 0.8%. Характерно, что молекулярные количества Ag и Cl + Br + J вполне отвечают молекулярным отношениям этих компонентов в кераргирите, эмболите, бромирите.

Спектральными анализами в образцах, содержащих описываемые минералы, обнаруживаются различные количества серебра — от слабых до очень сильных линий. Спектральный анализ чисто отобранных зерен кераргирита (?) и бромирита (?) дает сильные линии Ag, средние Ca и Fe и большое число других примесей, включая также Au (фиг. 26, обр. 6, 7).



Фиг. 26. Диаграмма состава отдельных минералов (по данным спектральных анализов). 1 — пирит из зоны сульфидных руд; 2 — пирит из кремнисто-гипсовой сыпучки; 3 — ковеллин из кремнисто-гипсовой сыпучки; 4 и 5 — сера из кремнисто-гипсовой сыпучки; 6 и 7 — галогениды серебра; 8 — кварц из зоны кремнисто-гипсовой сыпучки; 9 — кварц из зоны окислов и гидроокислов железа; 10 — опал из зоны сульфидных руд; 11, 12 и 13 — опал из зоны кремнисто-гипсовой сыпучки; 14 — опал из зоны окислов и гидроокислов железа.

Наличие в кремнисто-гипсовой сыпучке самостоятельных серебряных минералов, повидимому, обуславливает и то, что количество серебра в пробах всегда во много раз больше количества золота, превышая его в 5—10 и 20 раз.

4. ОКИСЛЫ

Опал, халцедон, кварц

Все три указанные разновидности кремнезема являются широко распространенными минералами зоны окисления и встречаются в достаточно больших количествах как в приповерхностных, так и в самых нижних ее слоях. В качестве одной из главных составных частей они входят в измененные супергенными процессами приконтактовые зоны вмещающих пород и, наконец, в небольших количествах (в основном, в виде опала) присутствуют и в зоне вторично обогащенных сульфидных руд.

Количество кремнезема, почти исключительно связанного с кварцем и опалом, в железняках колеблется от 1 до 10%, в среднем не превышая 2—4%, в подзоне ярозита от 0.5 до 15—20%, в кремнисто-гипсовой сыпучке от 2—4 до 80—90%, в среднем составляя не менее 60—70%; в самородной сере 4—10%, в наиболее чистых разностях меньше.

Опал макроскопически дает различные образования. В одном случае он образует рыхлые белые порошковатые каолиноподобные скопления, тонкие прослой, корочки или примазки, которые встречаются как среди ярозита, так и среди тонкослоистых рыхлых разностей кремнисто-гипсовой сыпучки и среди кремнистых пород железной шляпы. В других случаях он дает плотные сплошные массы в виде так называемых кремнистых обломков, обычно желтоватого или светлосерого цвета, входящие главным образом в состав кремнисто-гипсовой сыпучки, иногда содержащие значительную примесь гипса и частично раскристаллизовавшиеся в халцедон и кварц. К числу наиболее редких образований относятся плотные массы черного цвета, выполняющие трещины мощностью до нескольких сантиметров в колчеданной руде и тесно связанные с сульфатами железа.

Под микроскопом опал прозрачный до слабо просвечивающего, обладает обычно светлорубеной окраской, изотропен, иногда в скрещенных николях в нем появляются мельчайшие искорки выкристаллизовавшегося кварца. Нередко скопления опала сильно загрязнены непрозрачными скоплениями землистого вещества или окислов железа, часто как бы цементируют выделения гипса, англезита и др.

Черный опал из сульфидной зоны, частью перешедший в халцедон, содержит в большом количестве тонкодисперсные частицы сульфидов, вероятно в основном мельниквит или пирит, обуславливающие его окраску. Скопления опала в кремнисто-гипсовой сыпучке иногда окрашены в розовый или красноватый цвет окислами железа. Весьма характерно, что спектральным анализом в опалах из зоны сульфидных руд и кремнисто-гипсовой сыпучки обнаружено большое количество различных элементов (см. фиг. 26, обр. 10—13), в то время как в опалах из железной шляпы примеси почти отсутствуют (см. фиг. 26, обр. 14).

Опал в измененных боковых породах развивается либо в виде цемента между лейстами полевых шпатов, либо замещает всю основную массу нацело, сохраняя частично или уничтожая полностью даже реликты первичной структуры породы, ассоциируя с ярозитом, цоизитом или сульфатами железа и меди. Опал является основной частью кремнистых образований, близких к опокам, покрывающих наряду с другими осадками железную шляпу и иногда выполняющих большие полости в железной

шляпе, образовавшиеся, повидимому, вследствие «оседания» шляпы. Масса опала имеет при этом как бы слоистую текстуру, связанную с распределением в ней окислов железа.

Халцедон тесно связан с опалом, представляя собой в основном продукт его раскристаллизации. Так же как и последний, он присутствует главным образом в различных образованиях железной шляпы, входит в состав железняков, ярозитовых масс кремнисто-гипсовой сыпучки. Интересны мелкие агрегаты его с натечными почковидными формами, образующиеся в ассоциации с медным фосфатом в виде тонких корочек в некоторых участках галечника, покрывающего железную шляпу наряду с другими осадочными образованиями.

Под микроскопом халцедон обычно кажется мутным. Он в значительной мере засорен примесями веществ, адсорбированных опалом. Распределение этой мути нередко обуславливает колломорфные рисунки тонко- или мелкозернистого агрегата халцедона. Сравнительно редко наблюдаются типичные мелкие сферолиты, обычно заключенные в массе опала. Халцедон, ассоциирующий с фосфатом меди, дает своеобразные, слабо анизотропные, оолитоподобные скопления с тонкой концентрической зональностью.

Скопления халцедона в отдельных участках железняков иногда как будто замещают окислы железа и ярозита, сохраняя реликты их структуры и бурую или желтую окраску. Среди кремнисто-гипсовой сыпучки халцедон иногда тесно связан с гипсом и кварцем. Некоторые обломки кремнистого состава, заключенные в массе ярозита и гипса, состоят почти целиком из халцедона, в котором пятнисто распределены окислы железа или полосчато располагается тончайшая неопределимая рудная пыль. Нередко скопления халцедона цементируют угловатые обломки мелкозернистого кварца, секутся прожилками ярозита или заключают отдельные зерна кварца или ярозита. Такие обломки макроскопически имеют красноватую или серую окраску, обладают брекчиевидной или тонкослойной текстурой, иногда имеют яшмовидный облик.

Кварц встречается в различных формах как в собственно железной шляпе, так и в кремнисто-гипсовой сыпучке. Он либо тесно связан с халцедоном и опалом, либо дает самостоятельные образования. Сравнительно редко он представлен остаточными зернами первичного происхождения. Такие зерна можно встретить среди скоплений окислов железа или ярозита в железной шляпе. Размер их не превышает десятые доли миллиметра, форма неправильная или эвгедральная. Зерна изредка содержат мелкие включения пирита.

В сплошных массивных или рыхлых железняках количество кварца обычно незначительно. Под микроскопом тонкие жилки его, иногда вместе с ярозитом, секут массу окислов железа. Изредка зерна трещиноваты или обладают волнистым погасанием. Чаще кварц появляется среди ярозитов, чистых или замещенных в той или иной степени окислами железа.

Наибольшее количество кварца сосредоточено в кремнистых образованиях, залегающих непосредственно на железняках и как бы отделяющих последние от вышележащих осадочных пород почти на всем их протяжении (в южной части железной шляпы).

Отдельные участки этих кремнистых образований состоят из агрегата очень мелких призматических кристалликов кварца размерами от десятых долей миллиметра до 2—3 мм, совершенно беспорядочно ориентированных и скрепленных друг с другом бурыми окислами железа. Сами кристаллики почти непрозрачны, так как сильно загрязнены и покрыты сероватой пленкой.

Спектральный анализ таких кристалликов, освобожденных от цементирующих их окислов железа путем растворения в концентрированной HCl, показал заметную примесь Ag и Cu — средние линии и следы других элементов (см. фиг. 26, обр. 9).

Под микроскопом описанные кремнистые образования состоят либо из агрегата крупнозернистого (десятые доли миллиметра) кварца с неправильными очертаниями зерен, либо из мелких эвгедральных зерен с гексагональными призматическими очертаниями; и в том и в другом случае агрегат сильно загрязнен серой мутью с большим количеством мелких пустот.

Кварц, содержащийся в кремнисто-гипсовой сыпучке, в сере и ковеллине, обычно выделяется в виде скоплений мелких неправильных или изометрических зерен, цементируемых серой или гипсом, иногда эвгедральных зерен, то более ранних, то более поздних по времени отложения. Большой частью кварц запылен глинистой или рудной пылью, редко чистый, совершенно прозрачный.

Интересно присутствие среди сыпучки очень мелких бипирамидальных кристалликов совершенно чистого, прозрачного, бесцветного кварца — типа горного хрусталя. В некоторых кремнистых обломках друзы таких кристалликов образуют корки на стенках пустот (фиг. 27). Размер их от десятых долей миллиметра до нескольких миллиметров. В одном случае был найден обломок кристалла более 2 см величиной с одной хорошо сохранившейся головкой пирамиды. Кварц прозрачный, дымчатой окраски. Спектральный анализ части этого обломка обнаружил в нем присутствие тех же элементов, что и в упомянутом кварце из поверхностной части шляпы, но в несколько иных количественных значениях (см. фиг. 26, обр. 8).

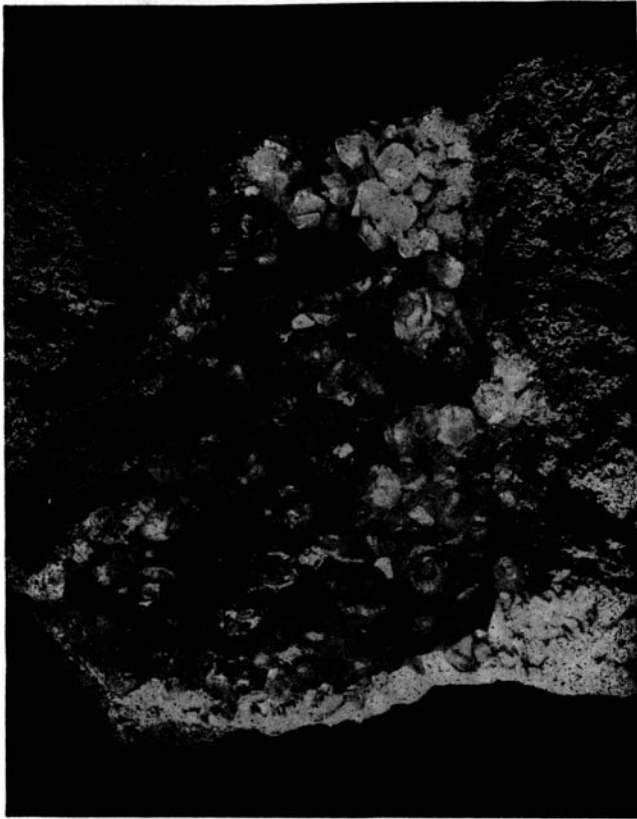
Обилие кварца, различные формы его проявления, а также взаимоотношения с другими минералами показывают, что в зоне окисления отложение его происходило в течение длительного времени, предшествуя и перекрывая другие минералы. Существует несомненно несколько генераций, однако разделить их по времени выделения не представляется возможным.

Гематит, гидрогематит, гетит, гидрогетит

Вышеперечисленные минералы являются главной и часто почти единственной составной частью верхних горизонтов зоны окисления — подзоны окислов и гидроокислов железа и переходной зоны от железняков к сплошным ярозитам. Можно указать, что в зоне шляпы окислы и гидроокислы железа находятся, с одной стороны, в виде сплошных масс, совершенно лишенных примесей других минералов (сплошные железняки), с другой стороны, в виде агрегатов, тесно связанных с ярозитом, в той или иной степени замещенным окислами Fe, или с опалом, халцедоном, кварцем (пропитанные окислами Fe кремнистые образования).

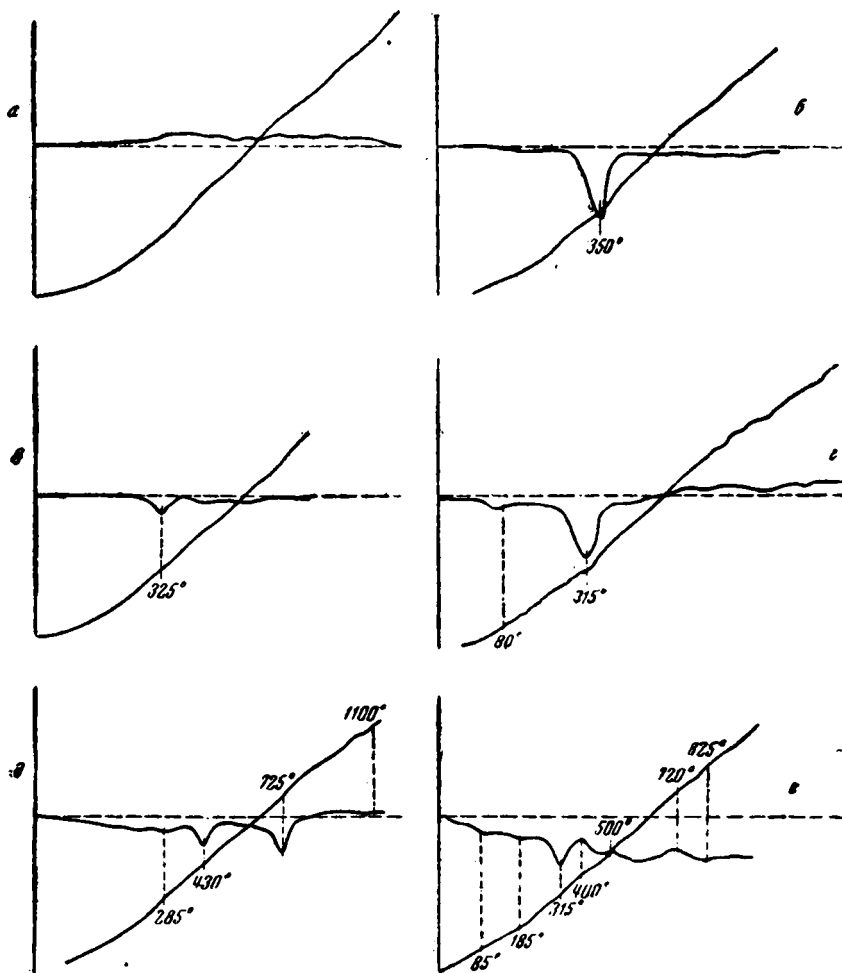
Макроскопически в сплошных железняках можно увидеть участки различной окраски от бурой до темновишнево-красной и одновременно участки различной плотности — от землистых рыхлых до совершенно плотных, очень крепких.

Чрезвычайно трудно дать самостоятельную характеристику каждого члена вышеуказанного ряда окислов и гидроокислов, поскольку все они находятся в тесном срастании и связаны взаимными переходами. Тем не менее микроскопически устанавливается обычно наличие смеси двух или трех различных минералов, отличающихся по отражательной способности, цветам внутренних рефлексов и анизотропии.



Фиг. 27. Друва кристаллов кварца на стенках полости в кремнистом обломке—Штуф, нат. вел.

Довольно резко различаются в основном две разновидности: одна — вероятно отвечающая гематиту, другая — гетиту. Преимущественное развитие смеси этих двух минералов позволяет считать преобладающими в составе железняков так называемые «турьиты», т. е., по терминологии Позняка (Posnjak a. Merwin, 1919), смеси гематита и гетита.



Фиг. 28. Кривые нагревания железняков.

а) обр. 1324 — гематит; б) обр. 1092 — гематит с гетитом; в) обр. 1311 — гематит с гетитом; г) обр. 1326 — гематит с гетитом и гидрогетитом; д) обр. 1503 — гематит с гетитом и ярозитом; е) обр. 1091 — гематит с гетитом, гидрогематитом, ярозитом.

Кривые нагревания различных типов железняков Блявы, при сопоставлении их с кривыми, полученными Е. Я. Роде (1936) для железных руд Урала, показывают во всех случаях наличие гетита и отсутствие гидрогетита; в одном случае (обр. 1091, фиг. 28) отмечается очень малое количество гидрогематита, в двух образцах (обр. 1091, 1503, фиг. 28) присутствует ярозит.

Учитывая, что гематит не фиксируется при получении термограмм, ибо последние, снятые с красных железняков, под микроскопом состоящих из кристаллического и землистого гематита, дают слегка волнистую

прямую без заметных остановок (фиг. 28, обр. 1324), можно считать, что приведенные кривые характеризуют в основном смеси гематита с гетитом.

Присутствие гидрогематита и гидрогетита, может быть, не фиксируется также и потому, что количество их в железняках совершенно незначительно.

Гидрогетит обладает серой окраской и наиболее низкой отражательной способностью, обычно изотропен и обнаруживает довольно сильные желто-бурые, иногда темнобурые внутренние рефлексии. Образует чрезвычайно тонкозернистый агрегат, иногда слагает темные, не поддающиеся полировке, землистые участки с сильными желто-бурыми рефлексиями.

Гетит, обычно более светлый в сравнении с гидрогетитом, всегда в той или иной степени отчетливо анизотропен, обладает красновато-бурыми, оранжево- или темнокрасными внутренними рефлексиями. Он образует чаще всего очень тонкозернистые, но нередко и более крупнозернистые агрегаты. В некоторых случаях удалось наблюдать исключительно четко выраженную сферолитовую структуру агрегата, причем размер сферолитов колеблется от сотых до десятых долей миллиметра (фиг. 29). Большой частью гетит в ассоциации с гематитом дает извилисто-полосчатые или концентрически полосчатые образования, обуславливающие колломорфные структуры агрегата в целом.

Гематит по своим диагностическим свойствам почти аналогичен гидрогематиту, и потому с полной уверенностью отделить его от последнего даже микроскопически не представляется возможным. Однако в некоторых случаях тонкие каемки в колломорфных агрегатах или отдельные пластинчатые зерна и скопления в массе гидроокислов, а иногда и в массе ярозита или кремнезема (опала, халцедона), обнаруживают исключительно сильную анизотропию, темнокрасные рефлексии и довольно высокую отражательную способность, отличающие их от окружающей массы. В сочетании с характерной пластинчатой формой все вышеуказанные свойства позволяют определить минерал как гематит. Мощность каемок и величина пластинок обычно не превышают сотых долей миллиметра (фиг. 30).

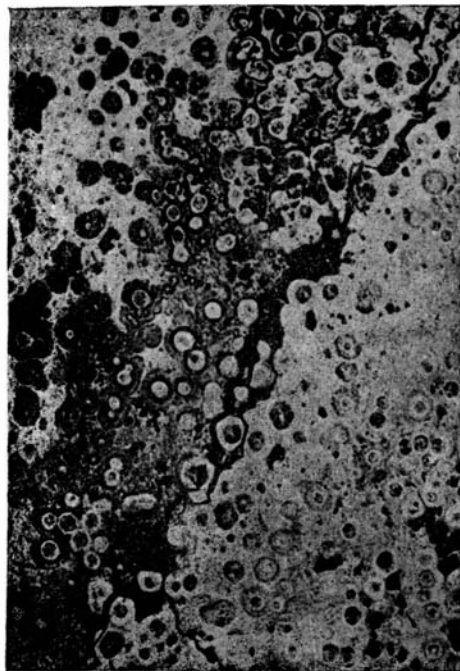
Характерно, что гематит (гидрогематит?) часто образует тонкие каемки или оторочки около пустот, иногда мелкие округлые оолитоподобные скопления среди массы гетита.

Гематит и гетит замещают ярозит, развиваясь в нем по трещинам или по периферии зерен и постепенно замещая всю массу (фиг. 31).

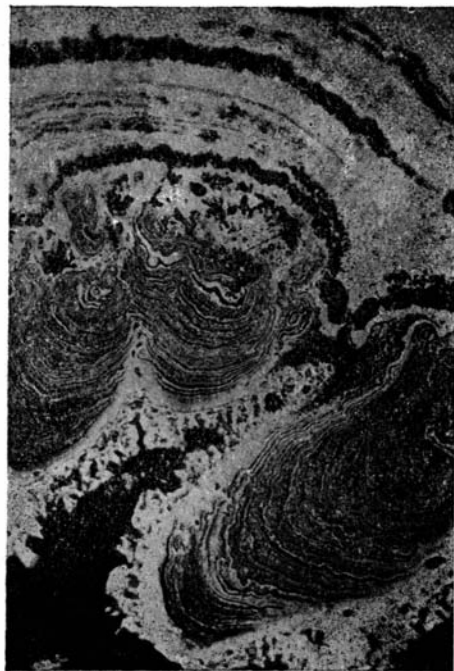
Помимо железняков, гематит присутствует в некоторых участках измененных боковых пород, в опало-ярозитовых породах и в обломках кремнистых пород, встречающихся среди кремнисто-гипсовой сыпучки. В последних он чаще всего в виде тонкораспыленных частиц пропитывает массу халцедона и дает также так называемые яшмовидные породы.

Тонкодисперсные гидроокислы железа в очень незначительном количестве присутствуют повсеместно в массе кремнисто-гипсовой сыпучки, главным образом ассоциируя с гипсом, с опалом или глинистыми частицами. Под микроскопом можно видеть, как бурые, очень слабо просвечивающие скопления землистого вещества располагаются внутри или между зернами кварца или гипса. Иногда они образуют ореол вокруг зерен пирита. В ряде случаев присутствие незначительных количеств гидроокислов железа создает желтоватую окраску сыпучки.

При разделении сыпучки на фракции, в тяжелой части обнаруживаются своеобразные тонкие корочки, пленочки окислов железа бурого цвета, имеющие облик «спекшихся» образований или коагулировавшего геля с натечными формами. Повидимому в зоне кремнисто-гипсовой сы-



Фиг. 29. Сферолитовая структура гематита.
Полир. шлиф, ув. 46.



Фиг. 30. Колломорфная структура гематита с гетитом.
Полир. шлиф, ув. 90, обр. 1324.



Фиг. 31. Тонковоернистый агрегат гематита с гетитом (светлосерое), развивающийся по ярозиту (темносерое). Полир. шлиф, ув. 75.

пучки бóльшая часть окислов и гидроокислов железа находится в тонкодисперсном состоянии.

5. СУЛЬФАТЫ

Переходя к описанию супергенных сульфатов, отметим, что некоторые из них встречаются как в зоне окисленных, так и в зоне сульфидных руд, таковы: англезит, гипс, отчасти мелантерит, пизанит; другие присутствуют только в зоне сульфидных руд: халькантит, ссомольнокит, ремерит, галотрихит, калиевые квасцы, и третьи только в зоне окисленных руд — ярозит, натроярозит, фиброферрит. К последним должен быть причислен и вторичный барит, поскольку в сульфидных рудах он присутствует, повидимому, только как гипогенный минерал.

Некоторые общие особенности состава вторичных сульфатов выявляются в приводимых ниже описаниях и данных химических и спектральных анализов.

Барит

Главная область распространения барита — нижние горизонты зоны окисления, подзона кремнисто-гипсовой сыпучки. В последней он встречается повсеместно, то в виде следов, то в весьма значительных количествах. В отдельных участках он является главным минералом или уступает количественно лишь гипсу. Правда, количество таких очень богатых баритом участков не так велико.

В незначительных количествах барит спорадически встречается среди ярозитов, соприкасающихся с кремнисто-гипсовой сыпучкой. Отдельные табличатые зерна его корродируются ярозитом и замещаются им по тонким трещинкам.

В железняках шляпы барит ни разу обнаружен не был. Отсутствие его подтверждается имеющимися спектральными и химическими анализами. Незначительное распространение он имеет в измененных супергенными процессами боковых породах.

В опало-ярозитовых породах, образовавшихся на месте вмещающих пород висячего и лежащего бока, барит встречался в виде прожилок. Здесь не всегда можно с полной достоверностью установить, являлся ли барит супергенным или гипогенным; поскольку отложение его в некоторых участках связано с позднейшим, но несомненно гипогенным кварцем, а иногда и с серицитом, то в таких случаях он уже является минералом первичным.

В подзоне кремнисто-гипсовой сыпучки барит удалось заметить макроскопически лишь в одном или двух случаях в желтой сыпучке с серой и гипсом. В ряде случаев о присутствии в сыпучке барита можно судить по значительно повышенному удельному весу породы. Обычно же он обнаруживается лишь с помощью бинокулярной лупы или микроскопа, где очень трудно отличим от англезита.

Встречается барит преимущественно в виде мелких, сколотых по спайности, обломков кристаллов или зерен, или в виде сростков мелких кристалликов размером в сотые и десятые доли миллиметра, редко достигающих величины одного или нескольких миллиметров. Габитус кристаллов табличатый, иногда призматический. Трудно отличим от англезита. Бесцветный, белый, слегка желтоватый, изредка розоватый; блеск стеклянный, немного жирный, часто матовый. Прозрачный, полупрозрачный до непрозрачного; $N_m=1.638$.

Обычно заметны спайность и трещинки отдельности. Иногда наблюдаются включения черных непрозрачных рудных частиц, вероятно ко-

веллина. В одном случае замечены были включения мелких зерен самородной серы.

Под микроскопом он обычно обнаруживается в виде отдельных зерен или скоплений среди гипса, нередко наряду с зернами англезита и серы, иногда среди опала с гипсом или среди кварца и халцедона. В некоторых темных разностях сыпучки он устанавливается среди скоплений темных непросвечивающих агрегатов, сложенных в значительной степени ковеллином и пиритом. Зерна барита в одних случаях обладают правильным табличатым обликом, в других они как бы корродированы окружающими минералами.

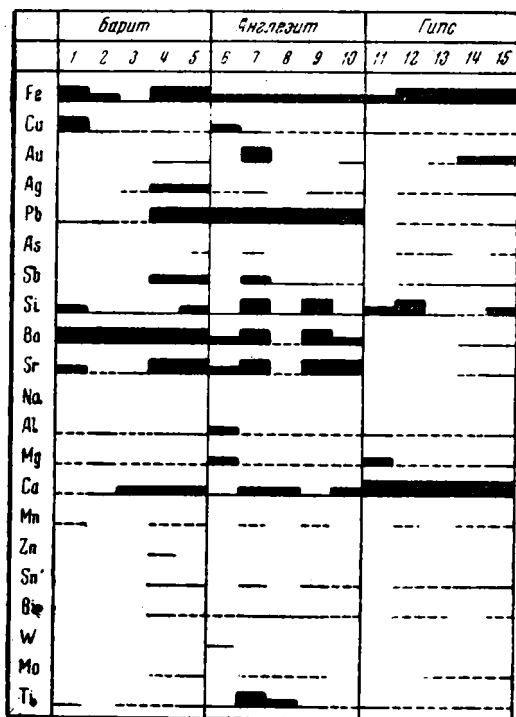
Очень своеобразные формы скоплений наблюдались в одном из шлифов сыпучки, сложенной в основном опалом и гидроокислами и окислами железа. Здесь барит был встречен в виде отдельных очень

мелких призматических зерен и мелких звездчатых скоплений, имеющих почти округлые очертания с радиально-лучистым расположением отдельных индивидов (размер скопления всего несколько сотых миллиметра). Возможно, последние образовались в результате раскристаллизации геля.

Распределение барита в массе сыпучки обычно неравномерное, в пределах одного образца можно видеть участки, почти лишенные барита или почти сплошь состоящие из его зерен.

Судя по некоторым наблюдавшимся взаимоотношениям с другими минералами, создается впечатление, что барит частично отлагался одновременно с англезитом, несколько позднее самородной серы, но раньше основной массы опала и гипса. Частично же он представлен обломочными зернами, являясь, быть может, остаточным продуктом от выщелачивания сульфидов. В некоторых образцах сыпучки наблюдалось одновременное присутствие двух разновидностей барита: остаточного (?) в виде более крупных обломочных зерен, непрозрачных, желтоватых или белых, и переотложенного в виде скоплений мелких, прозрачных, бесцветных, хорошо образованных кристалликов, загрязненных мельчайшими рудными частицами, похожими на ковеллин.

Спектральный анализ отобранного под бинокулярной лупой барита показал наличие в некоторых образцах одновременно сильных линий свинца и бария и постоянное присутствие ряда других примесей (фиг. 32).



■■■ сильные и очень сильные линии
 ■■■ средние
 --- слабые
 - - - следы

Фиг. 32. Диаграмма состава барита, англезита и гипса (по данным спектральных анализов). 1, 2, 6 и 11 — из зоны сульфидных руд; 3, 4, 5, 7—10, 12—15 — из подзоны кремнисто-гипсовой сыпучки.

разцах сыпучки наблюдалось одновременное присутствие двух разновидностей барита: остаточного (?) в виде более крупных обломочных зерен, непрозрачных, желтоватых или белых, и переотложенного в виде скоплений мелких, прозрачных, бесцветных, хорошо образованных кристалликов, загрязненных мельчайшими рудными частицами, похожими на ковеллин.

Спектральный анализ отобранного под бинокулярной лупой барита показал наличие в некоторых образцах одновременно сильных линий свинца и бария и постоянное присутствие ряда других примесей (фиг. 32).

Особенно интересно наличие золота и серебра, совершенно не обнаруживаемых в барите из зоны сульфидных руд.

Распределение барита в подзоне кремнисто-гипсовой сыпучки отчасти повторяет закономерность, подмеченную в первичных сульфидных рудах, где главная масса барита сосредоточена в пределах руд висячего бока; некоторое количество его присутствует в рудах средней части линзы и почти полное отсутствие его характерно для руд лежачего бока.

В пределах зоны кремнисто-гипсовой сыпучки наибольшие концентрации барита также отмечаются в блоках, отвечающих висячему боку рудного тела или средней его части.

Очевидно, несмотря на наличие значительной миграции сульфата бария и перестроение его, первичное распределение его в рудном теле сыграло определенную роль.

Интересно было бы, конечно, сравнить сыпучку Блявинского месторождения, содержащую барит, с кварцево-баритовыми песками других колчеданных месторождений Урала, в частности Карабашских месторождений, где образованию этих «песков» дается толкование остаточных (после выщелачивания из рудной массы всей ее сульфидной части). Подобные кварцево-баритовые пески обнаружены также в низах шляпы Учалинского месторождения и в некоторых месторождениях Баймакского района. К сожалению, минералогических описаний их в литературе не имеется.

Англезит

В подзоне кремнисто-гипсовой сыпучки англезит в незначительных количествах присутствует постоянно, будучи распределен в ней неравномерно. В отдельных участках он дает значительные скопления.

Единичные зерна его присутствуют в самородной сере и в скоплениях сплошного ковеллина.

Среди кремнисто-гипсовой сыпучки макроскопически англезит был обнаружен лишь в одном случае, обычно же размер зерен его настолько мал и сам он так трудно отличим от барита, что присутствие его с трудом устанавливается под бинокляром или в прозрачном шлифе. Значительно облегчает отыскание его спектральный анализ. Во всех пробах с сильными линиями свинца в том или ином количестве удается установить англезит.

Данные химических анализов показывают, что обычно содержание англезита в сыпучке не превышает десятых долей процента, реже составляет 1—3% и как исключение достигает 20—25%.

Среди кремнисто-гипсовой сыпучки он встречается в виде мелких кристалликов чаще с размерами в десятые доли миллиметра, редко до 2—3 мм. Кристаллы имеют призматический габитус с преобладающей гранью d (101) или o (011) и табличатый габитус с преобладающими гранями c (001) и m (110).

Наблюдались в основном три различные типа кристаллов (типа a , b , v). Одни кристаллики имеют форму, приближающуюся к слегка уплощенному кубу или параллелепипеду (фиг. 34, 33, тип a), другие в виде табличек (фиг. 33, тип b), третьи в форме резко уплощенных призм, вытянутых по (010) (тип v).

Цвет минерала серый, желтоватый до бесцветного; полупрозрачен до непрозрачного.

В некоторых случаях кристаллики покрыты сероватой пленкой землистого вещества или в периферической части загрязнены тонкой рудной пылью, что и придает им серый цвет и делает их непрозрачными; внутренние части кристалликов оказываются при этом бесцветными и прозрачными.

Блеск стеклянный до алмазного, часто матовый, в свежем изломе иногда перламутровый; показатель преломления больше 1.854. Двуосный, оптически положительный. Обнаруживает голубоватое свечение под действием катодных лучей.

Под микроскопом чаще всего наблюдается в виде идиоморфных зерен с ромбическими или квадратными, реже призматическими или многоугольными очертаниями (размерами 0.1—0.3, редко 0.5 мм, иногда не превышающих сотых долей миллиметра). Англизит резко выделяется по идиоморфизму зерен и высокому рельефу. Почти всегда заметны трещины спайности в одном или двух направлениях, иногда резко выражены трещины отдельности. В одном случае в крупных зернах его наблюдалась очень тонкая штриховка в двух направлениях, обуславливающая зональное строение.

Обычно зерна англизита загрязнены мельчайшими рудными частицами, будучи заключены в массе гипса, опала, серы, бурого, слабо просвечивающего землистого вещества или окислов железа. В одном случае наблюдалось, как англизит корродируется серой.

Интересно нахождение англизита в качестве редкого минерала в верхних горизонтах зоны сульфидных руд, где он тесно связан с сульфатами железа, выполняющими тонкие трещины и пустоты в руде.

Наиболее крупные кристаллы такого англизита размером 1—4 мм были обнаружены в одном из образцов колчеданной руды среди разложенного сульфата железа (вероятно пизанита или мелантерита).

Кристаллы обладают изометрическим габитусом, производя впечатление кубиков. В некоторых случаях слегка укорочены по (001). На гранях обычно заметны примазки пизанита или мелантерита, нередко корродирующего грани англизита. По габитусу кристаллы аналогичны кристаллам типа *a* из подзоны кремнисто-гипсовой сыпучки (фиг. 33).

Двойники не наблюдались. Измерение четырех наиболее характерных и хорошо образованных кристаллов и просмотр около двадцати дефектных кристаллов и обломков с отдельными хорошо выраженными гранями позволили свести основные данные в следующей таблице (табл. 13).

Таблица 13

Наблюдавшиеся формы в кристаллах англизита

Габитус	Наблюдавшиеся формы	Наиболее часто встречающиеся формы	Формы, создающие габитус кристаллов
Призматический («кубический»)	<i>c</i> (001), <i>m</i> (110) <i>d</i> (101), <i>l</i> (104) <i>v</i> (013), <i>o</i> (011) <i>y</i> (122), <i>z</i> (111)	<i>c</i> , <i>m</i> , <i>d</i> , <i>v</i>	<i>c</i> , <i>m</i>

Грани призмы *m* (110) нередко имеют штриховку в одном или двух направлениях, параллельно ребру между *d* и *m*. На грани *c* (001) иногда наблюдается также штриховка, идущая параллельно ребру между *c* и *v*.

Грани *d* (101) и в различных кристаллах развиты неодинаково, в некоторых очень небольшие, хотя всегда гладкие и блестящие, в других кристаллах развиты довольно сильно и приближаются по величине к грани *m*.

Грани *v* (013) часто имеют ступенчатую поверхность, обычно очень маленькие, но блестящие и очень отчетливо выраженные.

Грани *o* (011), наблюдавшиеся на двух измеренных кристаллах, небольшие, но также хорошо выраженные. Характерно, что в обоих слу-

чаях при измерении наблюдался отчетливый луч роста от ν (013) к o (011), намечающий как бы зону призмы.

Грани l (104) очень небольшие, узкие, но при измерении на гониометре дают хорошие сигналы.

Грани y (122) и z (111) плохо выражены, дают очень слабые расплывчатые сигналы; первая образует маленький вытянутый треугольник, а вторая — узкую едва заметную полоску.

Так как многие кристаллы все же дефектны или находятся в сростках, то трудно показать на рисунке формы, точно соответствующие истинным. Однако схематически можно изобразить наиболее типичный облик кристалла так, как это показано на фиг. 34.

Интересно отметить, что описанные кристаллы сходны по габитусу лишь с немногими из очень большого числа кристаллов, приведенных в атласе Гольдшмидта. Они характеризуются небольшим числом форм и очень простым обликом. Формы, присущие кристаллам из Блявы, относятся в основном к обычным, наиболее распространенным, только форма ν (013) отнесена Гольдшмидтом к числу редких и ненадежных, в то время как здесь она выражена, как отмечалось, весьма отчетливо.

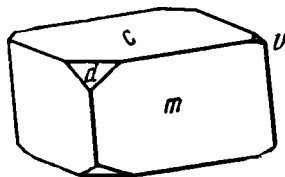
Цвет кристалликов серый, меняется от желтовато-сероватого до темносерого, почти черного. Окраска неравномерная, пятнистая. Непрозрачен, иногда слабо просвечивает в краях. Показатель преломления очень высокий, двупреломление высокое. Минерал двуосный, оптический знак неясен.

Наблюдения в прозрачных шлифах показывают, что отдельные кристаллы англезита загрязнены какой-то сероватой мутью. При больших увеличениях эти частицы ничем не отличаются от самого англезита, но в то же время образуют как бы самостоятельные выделения, что вызвано, может быть, перекристаллизацией (?) самого англезита. В большинстве зерен англезита присутствуют неправильные включения кварца; более крупные выделения его окружают кристаллы англезита. Наблюдаемые взаимоотношения их таковы, что с уверенностью трудно судить о последовательности их образования. Вероятнее однако предположить, что кварц, как и сульфиды, является остаточным минералом первичных сульфидных руд. В шлифах видно, что какое-то разложенное буроватое вещество, повидимому пизанит, сечет как кварц, так и англезит и как бы цементирует их.

Данные частичного химического анализа кристалликов англезита показали присутствие PbO 60.28%, SiO_2 3.76%. При пересчете на минералогический состав получается, что англезит составляет всего 82%, кварц около 4% и остальные 14%, повидимому, падают на долю примеси сульфидов и сульфатов железа и меди, обнаруживаемых под микроскопом. В некоторых кристаллах наблюдаются очень мелкие включения непрозрачного минерала в виде мельчайших кубиков (возможно пирита).

В отдельных зернах рудные скопления располагаются как бы в трещинках и, может быть, являются результатом более позднего переотложения их вместе с пизанитом.

Попутно следует отметить, что англезит среди сульфатных образований зоны сульфидных руд присутствует не только в форме вышеописанных скоплений кристаллов, обладающих довольно крупными размерами, но и в форме мельчайших включений, главным образом в мелантерите (или



Фиг. 34. Вид кристалла англезита из зоны сульфидных руд.

пизаните). Очень мелкие зерна англезита наблюдались в черном мелантерите и в розовом сульфате, представляющем смесь мелантерита с калиевыми квасцами. Под микроскопом зерна эти отличаются очень высоким показателем преломления, ромбовидными или близкими к квадратным или шестиугольным очертаниями и сравнительно высокой интерференционной окраской. Значительная примесь окиси свинца и мелантерита (или пизанита), содержащих подобные включения, и данные пересчета имеющихся химических анализов указанных сульфатов подтверждают принадлежность описанных включений к англезиту.

Кристаллики англезита, отобранные из различных образцов как из подзоны кремнисто-гипсовой сыпучки, так и из сульфидной зоны, согласно данным спектрального анализа, содержат большое количество примесей (см. фиг. 32).

Разности, характеризующиеся относительно меньшим количеством примесей (обр. 8 и 9, фиг. 32), отличаются более светлой желтоватой окраской, полупрозрачны и не содержат золота; в то же время разности темные (обр. 7 и 10, фиг. 32) макроскопически серого цвета, непрозрачные, содержат значительную примесь Ba, Sr и Au. Характер прочих примесей во всех образцах в основном один и тот же. Таким образом главное отличие, повидимому, заключается в количественных соотношениях Pb, Ba, Sr. Неясно, в связи с чем стоит отмеченное выше различие в кристаллографических формах. Интересно, что разные по габитусу кристаллы встречаются в пределах одного и того же участка (на расстоянии около 1 м друг от друга) в одном типе кремнисто-гипсовой сыпучки, сложенной в основном опалом, гипсом и окислами железа.

Несомненно во всяком случае, что в описываемых нами условиях образование англезита идет не путем непосредственного окисления галенита, а путем выпадения из сернокислого раствора. При этом единственным источником свинца в общем процессе все же является очевидный галенит, поскольку в первичной руде никаких других свинецсодержащих минералов нет.

Ангидрит

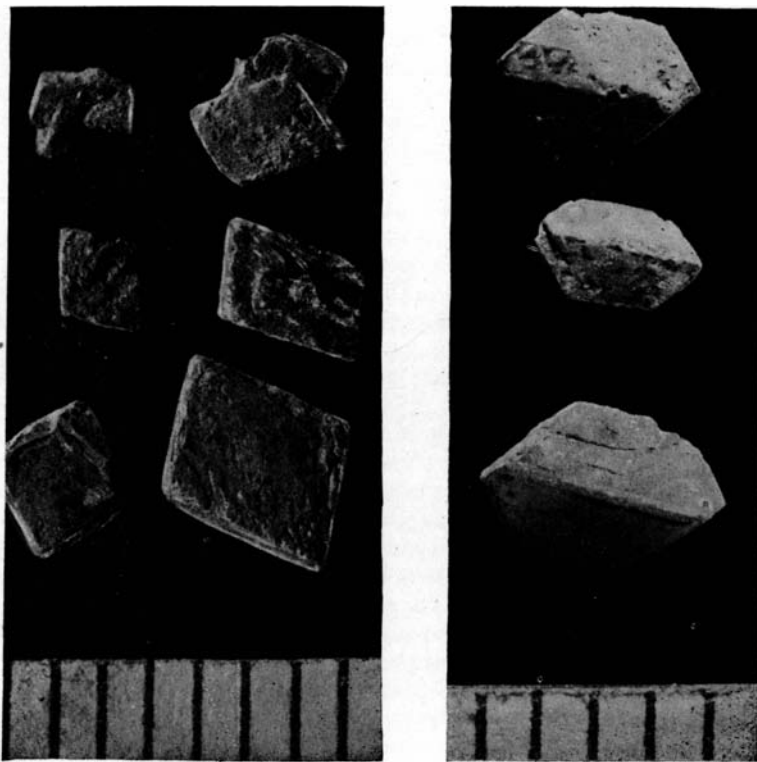
Нашими исследованиями минерал точно не установлен, однако в ряде случаев в пределах крупных выделений гипса, из зоны кремнисто-гипсовой сыпучки, под микроскопом наблюдались скопления очень тонкозернистого агрегата с более высоким показателем преломления, возможно принадлежащего ангидриту. На наличие ангидрита в железной шляпе указывает В. М. Крейтер (1935).

Гипс

Гипс является одним из самых распространенных минералов зоны окисления, но в наибольших количествах содержится в подзоне кремнисто-гипсовой сыпучки.

В кремнисто-гипсовой сыпучке он распределен весьма неравномерно и либо входит в состав рыхлых масс как преобладающая часть или как примесь, либо слагает сплошные массы в несколько десятков сантиметров и даже несколько метров, представляя так называемую огипсованную сыпучку. Количество гипса в сыпучке в среднем колеблется от 10 до 50%. Иногда он нарастает на стенках пустот среди плотных участков кремнисто-гипсовой сыпучки в виде корок или шеток мелких пластинчатых или призматических прозрачных бесцветных кристалликов (фиг. 35).

Цвет минерала преимущественно белый, желтоватый или розоватый, иногда темносерый, почти черный. Прозрачный до непрозрачного, часто



а

б

Фиг. 33. Кристаллы англезита различного габитуса из подзоны кремнисто-гипсовой сыпучки: тип *а* — ув. 6, обр. 1226; тип *б* — ув. 8, обр. 1228.



Фиг. 35. Щетка кристаллов гипса в плотной кремнисто-гипсовой сыпучке.

загрязнен гидроокислами железа или тонкораспыленными сульфидами. Образует либо тонкие пластинчатые сростки (таблички или листочки), бесцветные, прозрачные с перламутровым блеском, либо скопления очень тонкозернистого сложения, либо удлиненные, шестоватые, призматического габитуса кристаллы размером от десятых долей до 1—2 мм.

Под микроскопом зернистые агрегаты гипса имеют самую различную структуру. Отдельные зерна в мелко- или крупнозернистом агрегате характеризуются то неправильной формой, то обладают идиоморфизмом. В одних случаях гипс цементирует зерна кварца, в других — как будто сам цементируется халцедоном и опалом. Нередко промежутки между его зернами выполнены темнобурым, слабо просвечивающим глинистым или рудным веществом. В ряде случаев в пределах крупных зерен гипса наблюдается тонкозернистый агрегат с более высоким показателем преломления, принадлежащий, как указано было выше, вероятно, ангидриту. Создается впечатление наличия перекристаллизации гипса. Наблюдалось также замещение гипса серой.

Гипс замещается в некоторых участках сплошного ярозита тонкозернистым агрегатом его, проникающим в гипс с краев и по спайности. В некоторых разностях темной кремнисто-гипсовой сыпучки гипс цементируется землистыми скоплениями ковеллина. Почти всегда в зернах гипса заметны мельчайшие частицы ковеллина или пирита, иногда располагающиеся по спайности. Имеются разности кремнисто-гипсовой сыпучки, на 80% состоящие из черного гипса, окраска которого обусловлена тонкодисперсными частицами сульфидов (размерами в тысячные доли миллиметра).

Спектральным анализом в ряде образцов темного гипса из различных участков кремнисто-гипсовой сыпучки обнаружено золото. Вполне вероятно, что наряду с наблюдаемыми под микроскопом очень тонкими включениями сульфидов в гипсе заключены тонкие частицы самородного золота. Сопоставление данных спектрального анализа бесцветного прозрачного гипса (см. фиг. 32, обр. 11, 12), взятого как из зоны сыпучки, так и из зоны сульфидных руд, с черным гипсом (см. фиг. 32, обр. 13—15), взятым из зоны сыпучки — микроскопически прозрачным, но содержащим большое количество непрозрачных, главным образом рудных включений — показывает присутствие в последнем значительного количества различных элементов и явное обогащение золотом.

В приповерхностном слое зоны окисления среди железняков гипс развит в виде тонких пленок, мелких жилок, иногда выполняет пустоты среди рыхлых масс окислов железа. Встречается также в виде обломков. Непосредственно в железной шляпе количество его невелико и, как показывают анализы, не превышает 1—4%.

Наблюдалось образование сплошного прослоя (или прожилка) гипса, мощностью в несколько сантиметров, вблизи поверхности по контакту меловых отложений с железной шляпой, в участках непосредственного соприкосновения галечника или песчано-глинистого материала с кремнистой породой или железняком. Повидимому имелась полость, заполнившаяся гипсом, выкристаллизовавшимся в виде поперечно-шестоватых масс, нараставших перпендикулярно к стенкам трещины.

Среди ярозита он наблюдается главным образом в нижних его слоях, вблизи контакта с нижележащей кремнисто-гипсовой сыпучкой. Здесь он встречается либо в виде крупных скоплений или обломков в несколько сантиметров или десятков сантиметров, либо в виде мелких зерен или скоплений в десятые доли миллиметра, различных лишь под микроскопом. Количество его в чистых ярозитах не более 1—1.5%, в участках более загрязненных достигает 10—30%.

В самородной сере он образует нередко тонкие пленочки или выцветы тонких плоских кристалликов на плоскостях слоистости или в трещинах.

Гипс пронизывает сеть тонких жилок некоторые участки измененных вмещающих пород.

Наконец, гипс широко распространен в зоне сульфидных руд, в пределах верхних горизонтов зоны сульфатно-сульфидного обогащения. Здесь можно наблюдать самые различные формы его проявления: то тонкие жилки, то отдельные крупные кристаллы в массе пизанита, то сильно удлинённые шестоватые кристаллы в несколько сантиметров и даже десятки сантиметров длиной, цементирующие обломки раздробленной выщелоченной колчеданной руды.

Иногда колчеданная руда приобретает в отдельных участках, обогащенных ковеллином, своеобразный шелковистый отлив, благодаря тончайшим пленкам гипса на разно ориентированных плоскостях трещин.

Наблюдаемые макро- и микроскопически взаимоотношения гипса с другими минералами таковы, что позволяют предположить, что гипс подобно опалу и кварцу выделяется на протяжении всего периода формирования зоны окисления.

Мелантерит

Мелантерит широко распространен в зоне сульфидных руд, изредка встречается в отдельных участках подзоны кремнисто-гипсовой сыпучки и в самородной сере, образуя в них более поздние тонкие жилки, нередко в ассоциации с опалом.

В колчеданной руде он развивается в виде сетки тонких и более мощных неправильных жилок, иногда цементирует раздробленный пирит; в отдельных образцах он составляет почти 50% всей рудной массы (по объему).

Следует различать, по видимому, две разновидности мелантерита — светлую и темную. Первая является преобладающей, широко распространенной.

Этот мелантерит голубовато-зеленоватый, прозрачный до полупрозрачного; на воздухе быстро разрушается, превращаясь в белую или голубоватую порошокватую массу. Оптически минерал двуосный, положительный, имеет показатель преломления $N_m = 1.483$, удельный вес 1.90, т. е. обычный для мелантерита.

Другая своеобразная разновидность мелантерита была встречена лишь в одном участке. Среди пирита было обнаружено скопление совершенно черного непрозрачного минерала со стекляннным блеском, ассоциирующего с сульфатом розового цвета, также непрозрачным. Оба минерала частично разложены и превращены в белую порошокватую массу. Как показали химические анализы и данные микроскопического изучения, черный минерал отвечает по составу мелантериту со значительным содержанием меди и содержит скопления пирита и ковеллина, обуславливающие его черную окраску. Розовый минерал отвечает по данным анализа и по оптическим свойствам калиевым квасцам.

Под микроскопом черный мелантерит обнаруживает очень тонкозернистое сложение, причем состоит как бы из двух компонентов — один с более низким, другой с более высоким показателем преломления. Оба компонента образуют настолько тесную смесь, что невозможно решить, является ли это смесью двух минералов или налицо следствие перекристаллизации мелантерита, происшедшей либо в процессе приготовления шлифа, либо при дегидратации его на воздухе. Помимо скоплений сульфидов, располагающихся полосчато, в массе мелантерита присутствуют очень

мелкие рассеянные зернышки англезита размером 0.01—0.02 мм. В качестве примеси в незначительном количестве наблюдается также кварц, в виде очень мелких неправильных зерен.

Черный мелантерит обладает более высоким показателем преломления: $N_m=1.530-1.544$. Предположение о наличии тонкой смеси мелантерита с халькантитом нам кажется маловероятным, так как пересчет анализа показывает, что халькантитовой молекулы всего имеется около 9%, в то время как компонент с более высоким показателем преломления составляет не менее 50—70%. Продукт изменения — белая порошковая масса — очевидно является дегидратированным мелантеритом. Он имеет также более высокий показатель преломления, чем свежий минерал; $N_m=1.517$, т. е. приближается к таковому у черного мелантерита.

Очевидно и в том и в другом случае повышение показателей преломления есть следствие дегидратации и разложения минерала.

Удельный вес изменяется от 1.916 до 1.95. Повышение удельного веса несомненно связано с примесью англезита и сульфидов. Если бы имела место тонкая смесь с халькантитом, то удельный вес должен бы быть более высоким (не меньше 2.0—2.1).

Как показывают данные химических анализов (табл. 14), голубой мелантерит (анализ I) отвечает наиболее чистой разности; если сумму $FeO + CuO + MgO$ принять равной 1, то молекулярные отношения почти совпадают с теоретическими; очевидно Cu и Mg изоморфно замещают Fe. Отношение $CuO : FeO = 1 : 14$.

Таблица 14

Химический состав мелантеритов

	I			II				III		
	Вес. %	Мол. кол.	Мол. отн.	Вес. %	Пересч. на 100%	Мол. кол.	Мол. отн.	Вес. %	Пересч. на 100%	Мол. кол.
FeO	23.54	326	} 1	19.30	19.80	275	} 1	11.72	13.80	193
CuO	1.69	21		2.83	2.92	37		1.58	1.86	23
MgO	0.56	14		0.79	0.80	20		0.39	0.46	11
CaO	0.00	—	—	—	—	—	—	0.00	—	—
PbO	—	—	—	3.98	4.10	—	—	1.44	1.69	7
Al ₂ O ₃	—	—	—	0.88	0.90	—	—	2.61	3.07	30
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	4.14	4.87	51
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	0.00	—	—
SO ₃	29.58	369	1.02	29.40	30.28	378	0.98	26.06	30.65	388
H ₂ O	44.28	2458	6.80	39.99	41.20	2284	6.25	37.00	43.60	2415
Нераств. ост. . .	0.22	—	—	2.87	—	—	—	14.89	—	—
Сумма	99.67	—	—	100.04	100	—	—	99.83	100	—

I — обр. 1513, голубой мелантерит; II — обр. 1519, черный мелантерит; III — обр. 1518, смесь черного мелантерита с калиевыми квасцами.

Черный мелантерит (анализ II) содержит значительное количество примесей (англезит, калиевые квасцы, пирит, ковеллин, кварц), которые частично входят в нерастворимый остаток.

При пересчете анализа на мелантерит за вычетом части SO_3 и H_2O на англезит и квасцы, молекулярные отношения также будут почти соответствовать теоретическим (если не считать некоторого недостатка H_2O , несомненно связанного с частичным разложением мелантерита).

Доказательством зависимости разложения мелантерита от потери H_2O может служить то, что в порошковатом продукте, образующемся на месте мелантерита, количество FeO составляет 27.16% (для обр. 1519, II) и 18.53% (для обр. 1518, III).

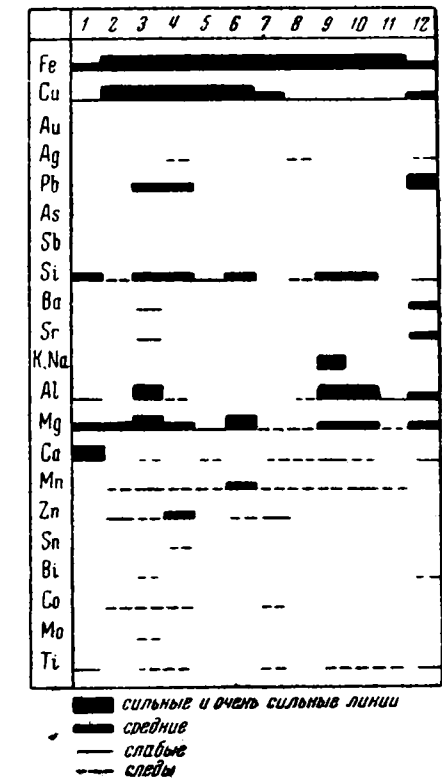
Анализ III отличается от анализа II значительно большим нерастворимым остатком и большей примесью калиевых квасцов (до 40%).

Количество англезита (в воднорастворимой части) колеблется от 2 до 5.5%.

Характерно постоянство отношения $Cu : FeO = 1 : 7$ в обоих анализах. Как указывает Дельтер (Doelter, 1925), по данным Ретгера и других существуют изоморфные смеси $CuSO_4 \cdot 7H_2O$ и $FeSO_4 \cdot 7H_2O$ с ограниченной смесимостью для $CuSO_4 \cdot 7H_2O$ от 0 до 53%. Если принять это утверждение, то данные наших анализов показывают, что в одном случае имеется смесь 6% $CuSO_4 \cdot 7H_2O$ и 94% $FeSO_4 \cdot 7H_2O$, а в другом случае 10% $CuSO_4 \cdot 7H_2O$ и 90% $FeSO_4 \cdot 7H_2O$, т. е. описываемые разности относятся к мелантеритам со сравнительно небольшим содержанием Cu .

Несколько дополняют характеристику химического состава мелантерита данные спектральных анализов (фиг. 36, обр. 2, 3, 4), из которых видно, что в черной разности (обр. 4) содержится резко повышенное количество примесей.

Из большого числа присутствующих элементов особенно интересно наличие, хотя и в ничтожных количествах, Zn , Mn и Co . Как указывает Дельтер, в мелантерите Zn и Mn могут изоморфно замещать Fe . Что касается Co , то анализ сухого остатка после водной вытяжки показывает,



Фиг. 36. Диаграмма состава вторичных сульфатов из зоны сульфидных руд (по данным спектральных анализов).

1—гипс; 2, 3, 4—мелантерит; 5—халькантит; 6—пизанит; 7—осомользонит; 8—ремерит; 9—калиевые квасцы; 10—галотрихит; 11—фибродеррит; 12—англезит.

что он, так же как Zn и Mn , целиком связан с воднорастворимой частью минерала.

Халькантит

Халькантит является, новидимому, менее распространенным сульфатом, чем мелантерит и пизанит. На воздухе он значительно устойчивее последних и резко выделяется своей синей окраской и прозрачностью; встречается только в сульфидной зоне, образуя отдельные прожилки, достигающие иногда нескольких сантиметров мощности на глубине 100 м.

Минерал, подвергшийся химическому анализу и микроскопическому исследованию, представлял собой довольно крупнозернистый агрегат, отчетливо синий макроскопически и зеленовато-голубой в шлифе. Прозрачный, совершенно чистый, свежий, неразложенный. Под микроскопом обнаруживает лишь ничтожные признаки перекристаллизации в виде

новообразований единичных мельчайших зернышек с более высоким преломлением. $n_p=1.517$, $n_m=1.540$, измеренный $2V=54^\circ$, знак —. Удельный вес 2.28.

Химический состав представлен в табл. 15.

Таблица 15

Химический состав халькантиста

	Вес. %	Мол. кол.	Мол. отн.
CuO	30.91	391	—
FeO	1.02	14	1
SO ₂	32.68	408	1
H ₂ O	35.50	1970	4.86
Нераств. ост.	0.04	—	—
	100.15	—	—

Спектральным анализом (фиг. 36, обр. 5) обнаружены слабые линии Si, Mg, очень слабые Mn и ничтожные следы Ca.

Пизанит

Пизанит обратил на себя внимание весьма широким развитием в виде прожилков по трещинам в массе сплошных сульфидов еще в самом начале разведки, при проходке буровых скважин. Прожилки пизанита встречались даже на глубине более 200 м, причем их мощность достигала 20 см.

Обычно пизанит наряду с другими сульфатами пронизывает колчеданную руду в виде сетки тонких прожилков мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Иногда жилки его секут ранее выделившийся сульфат — галотрихит. Часто пизанит ассоциирует с гипсом, изредка в нем встречаются кристаллики англезита.

В свежем виде пизанит прозрачен, обладает красивым зеленовато-голубоватым цветом, твердость 2—3, легко растворяется в воде.

На воздухе он очень быстро теряет воду и становится непрозрачным, приобретает голубовато-или желтовато-белый цвет и легко превращается в порошок.

Таблица 16

Химический состав пизанита

	I			II			III
	Вес. %	Мол. кол.	Мол. отн.	Вес. %	Мол. кол.	Мол. отн.	Вес. %
FeO	23.54	327	} 1	20.83	289	} 1	21.45
CuO	2.15	27		5.39	67		3.83
CaO	Нет	—	—	0.21	4	—	—
MgO	—	—	—	0.42	10	—	—
SO ₂	29.08	363	1.02	29.42	367	1.03	28.72
H ₂ O	44.55	2475	6.98	43.89	2438	6.82	45.58
Нераств. ост.	Нет	—	—	Нет	—	—	—
Сумма	99.32	—	—	100.28	—	—	99.58

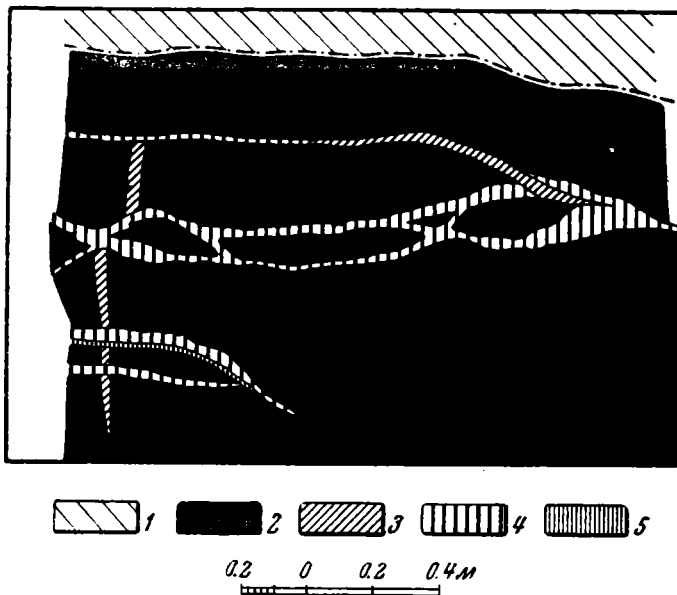
Примечание. Анализ I произведен в ЦНИГРИ, аналитик М. М. Стукалова; анализ II произведен в ИГН, аналитик Ю. С. Нестерова; анализ III — рудник Изабелла, Тенесси (по Дельгеру).

Химический состав характеризуется двумя анализами образцов (табл. 16), взятых из различных участков месторождения.

Пересчет анализов показывает, что состав минерала хорошо укладывается в формулу $(Fe, Cu)O \cdot SO_3 \cdot 7H_2O$.

Соотношение между FeO и CuO , как видно из анализов, непостоянное, в одном случае 10 : 1, в другом 4 : 1. Кроме того, содержание CuO вообще несколько ниже, чем принято считать нормальным для пизанита. По данным Дельтера, в пизанитах с низким содержанием меди содержание CuO колеблется от 7.5 до 12.5%. Повидимому, в качестве изоморфной примеси в составе пизанита участвует MgO .

В одном из образцов пизанита спектральным анализом установлены помимо Fe и Cu следы Zn , средние линии Si , Mn и интенсивные линии Mg (см. фиг. 36, обр. 6).



Фиг. 37. Пржилки сульфатов и опала в колчеданной руде.
Зарисовка забоя.

1 — кремнисто-гипсовая сыпучка; 2 — колчеданная руда; 3 — опал; 4 — ссомольнокит; 5 — пизанит.

Надо указать, что прожилки пизанита обильны не только в руде, но и вблизи контактов, в боковых породах, главным образом в некоторых участках измененных кератофилов в лежащем боку рудного тела. Здесь пизанит в виде довольно мощных прожилков располагается в породе, нацело замещенной опалом и кварцем. Сравнительно редко пизанит появляется в кремнисто-гипсовой сыпучке вблизи контакта ее с сульфидной рудой.

Ссомольнокит

Ссомольнокит встречен нами в одном из забоев сплошной колчеданной руды вблизи контакта ее с вышележащей кремнисто-гипсовой сыпучкой. Возможно, ссомольнокит присутствует в значительных количествах в Блявинском месторождении, поскольку он отмечался и ранее на неко-

торых зарисовках как бурый или «окисленный купорос». Многочисленные прожилки его, мощностью от 2 до 5 см, выполняют трещинки в выщелоченной сульфидной руде (фиг. 37).

Часть его прожилков сопровождается тонкими оторочками голубоватого пизанита (или мелантерита), а также прожилками черного опала (фиг. 37). С поверхности и около зальбандов ссомольнокит частично превращен в более светлую порошковатую массу, представляющую, очевидно, продукт его разложения.

Химические анализы двух образцов показывают почти полную идентичность нашего минерала с ссомольнокитом из Чили (табл. 17) и полное соответствие с теоретической формулой ссомольнокита.

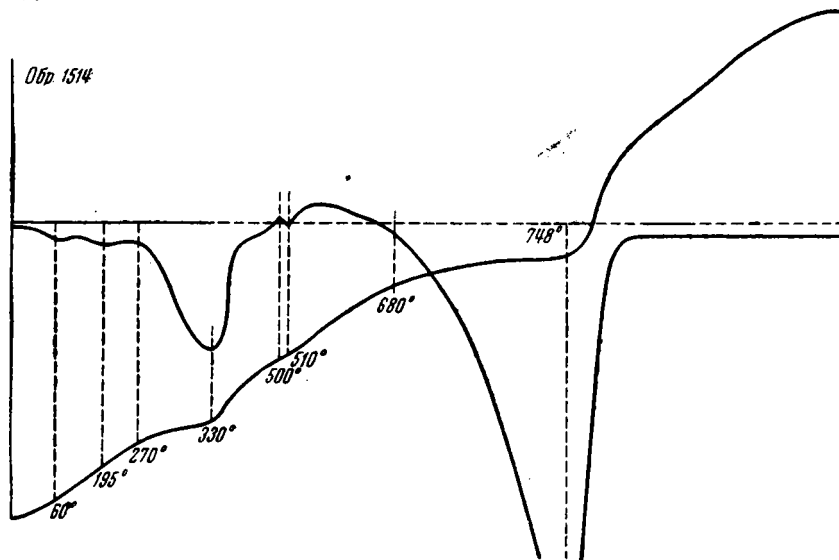
Таблица 17

Химический состав ссомольновита

	I			II			III	IV
	Вес. %	Мол. кол.	Мол. отн.	Вес. %	Мол. кол.	Мол. отн.	Вес. %	Вес. %
FeO	40.92	569	} 1	40.70	567	} 1	40.94	42.28
CuO	0.65	8		1.33	17		—	—
Fe ₂ O ₃	0.39	4	—	0.00	—	—	0.92	—
SO ₃	47.09	588	1.02	46.80	584	1	46.66	47.14
H ₂ O	10.91	605	1.05	11.54	640	1.09	10.33	10.58
Нераств. ост.	0.13	—	—	0.03	—	—	—	—
Сумма	100.09	—	—	100.40	—	—	99.72	100.00

Примечание. I и II—Блява, аналитик Ю. С. Нестерова, 1940; III—Чили, аналитик Schariezer, 1913; IV — теоретический состав.

Кривая нагревания ссомольнокита (фиг. 38) весьма своеобразна, дает две остановки — на 330 и 748°, несколько напоминая по характеру кривую ярозита.



Фиг. 38. Кривая нагревания ссомольнокита.

Спектральным анализом обнаружены, помимо установленных химически Fe и Cu, слабые линии Si, Zn, Mg, очень слабые линии Mn и следы Ti (см. фиг. 36, обр. 7).

Цвет минерала красновато-бурый, черта почти бесцветная, слегка желтоватая, блеск стеклянный. Он образует плотные или мелкокристаллические массы, частью представляющие агрегат довольно хорошо образованных, но очень мелких кристалликов пирамидального габитуса, очень напоминающих по форме кристаллы из Ссомольнока (Чили). Твердость его около 3.5; излом неровный, хрупок. Удельный вес, определенный с помощью иодистого метилена с ксилолом, равен 3.03—3.07.

Оптически минерал двуосный, положительный. Показатели преломления: $N_g=1.665$, $N_p=1.591$. Двупреломление очень высокое. Под микроскопом обнаруживается мелкозернистая структура, наблюдаются двойники, некоторые с симметричным угасанием. Угол угасания в зоне симметрии равен — 23° .

Ремерит

Ремерит был обнаружен в одном из образцов колчеданной руды на глубине 35 м. Цвет минерала темнокоричневый или буро-коричневый, в тонких осколках просвечивает желтовато-коричневым или медово-желтым. Он образует наряду с крупнокристаллическими очень мелкозернистые скопления. Кристаллы с хорошо выраженными ограничениями отсутствуют, но спайность заметна. Твердость 2.5—3, хрупкий. Удельный вес, определенный с помощью бромформа, равен 2.122.

Оптически минерал двуосный, отрицательный. Показатели преломления: $N_g=1.584$, $N_p=1.528$. Двупреломление сильное. Заметна дисперсия. Под микроскопом обнаруживаются довольно многочисленные включения отдельных зерен и скоплений пирита.

По химическому составу минерал близок ремериту из Александровского хребта и из Чили. Данные двух анализов приведены в табл. 18.

Т а б л и ц а 18

Химический состав ремерита

	I			II			III	IV		
	Вес. %	Мол. кол.	Мол. отн.	Вес. %	Мол. кол.	Мол. отн.	Вес. %	Вес. %		
FeO	10.37	10.75	149	1.3	10.40	10.52	146	1.2	9.06	8.94
Fe ₂ O ₃	17.82	18.46	115	1	19.15	19.38	121	1	17.62	19.87
SO ₃	38.74	40.14	501	4.3	40.14	40.62	507	4.2	38.47	39.84
H ₂ O	29.57	30.65	1701	14.7	29.14	29.48	1636	13.5	34.10	31.35
Нераств. ост. . .	3.17	—	—	—	1.19	—	—	—	1.02	—
Сумма . . .	100.23	100 *	—	—	100.02	100 *	—	—	100.27	100

Примечание. * — данные пересчета на 100% за вычетом нерастворимого остатка.

I, II — Блява, аналитик Ю. С. Нестерова, 1940; III — Чили, аналитик Linck, 1899 (по Дельтеру); IV — теоретический состав.

Анализ I относится к более крупнозернистому, анализ II — к тонкозернистому агрегату. В общем оба анализа с незначительными отклонениями соответствуют теоретической формуле ремерита. Небольшой избыток FeO и SO₃, возможно, следует отнести за счет пирита, который

частично мог оказаться растворенным, но в основном входит в нерастворимый остаток. Что касается H_2O , то некоторые отклонения от теоретического состава, повидимому, свойственны ремериту: Дельтер (Doelter, 1925) указывает, что по данным имеющихся анализов отношение H_2O и Fe_2O_3 колеблется в пределах от 12 до 16.6.

Спектральным анализом устанавливаются также слабые линии Cu и очень слабые линии Al , Mg , Si (см. фиг. 36, обр. 8).

Калиевые квасцы

Калиевые квасцы в чистом виде в природе встречаются редко. В Блявинском месторождении минерал был обнаружен геологом В. А. Бечиной в одном из забоев среди сплошной колчеданной руды (на горизонте штольни) в виде очень небольшого прожилка мощностью около 1 см и, как было упомянуто выше, в тесном сростании с черным мелантеритом.

Минерал бесцветный, в зернистых агрегатах обладает белым цветом; разновидность, встречающаяся совместно с черным мелантеритом, отличается розовой окраской. Частью прозрачен, частью матовый, черта бесцветная, блеск стеклянный. Он образует тонкозернистые или плотные массы с раковистым изломом. Твердость около 2.5, хрупок. Удельный вес, определенный с помощью смеси бромформа и ксилола, равен 1.760.

Оптически изотропен, показатель преломления низкий: $n=1.458$.

С поверхности на плоскостях зальбандов заметны примазки белого порошкового вещества, повидимому того же состава.

При исследовании с иммерзией в общей массе изотропных зерен обнаруживаются очень мелкие частицы анизотропного минерала — вероятно кварца.

Надо отметить, что минерал отличается исключительной чистотой и белой окраской. Физические свойства, в частности оптические, показывают, что минерал принадлежит к кубической разновидности калиевых квасцов.

Химический анализ представляет значительный интерес, поскольку в литературе отсутствуют анализы чистых природных калиевых квасцов. Данные анализа приведены в табл. 19.

Таблица 19

Химический состав калиевых квасцов

	Вес. %	Пересч. на 100 вес. %	Мол. кол.	Мол. отн.	Теорет. состав. %
K_2O	9.26	9.33	102	0.93	9.33
Al_2O_3	10.87	10.95	109	1	10.85
FeO	0.15	0.15	2	—	—
MgO	0.06	0.06	1	—	—
SO_3	34.12	34.40	435	3.99	33.73
H_2O	44.75	45.11	2561	23.49	45.49
SiO_2	0.91	—	—	—	—
Сумма	100.12	100.00	—	—	100.00

Анализ показывает незначительный недостаток K_2O и H_2O и небольшую примесь SiO_2 . Состав минерала, как видно из таблицы, весьма близок к теоретическому и соответствует формуле $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SO_3 \cdot 24H_2O$.

Спектральным анализом обнаружены слабые линии Cu , Ga , Ca и очень слабые линии Sr , Mn , Ti .

Галотрихит

Наибольшим распространением галотрихит пользуется в колчеданных рудах самых верхних горизонтов, где он образует ветвистые, иногда пересекающиеся прожилки мощностью от 2—3 мм до 2 см. Сплошные скопления галотрихита обладают параллельно волокнистым строением с расположением волокон перпендикулярно к стенкам трещин (фиг. 39). Будучи бесцветным, он имеет весьма характерный шелковистый блеск.

Твердость его несколько выше твердости гипса и соответствует примерно 2.5 (не чертится ногтем). Волокна его хотя и расщепляются подобно асбесту, но отличаются своей хрупкостью.

Удельный вес колеблется в пределах 1.853—1.886. Столь значительные колебания, может быть, объясняются наличием неравномерно распределенных пылевидных включений сульфидов; в то же время полученные цифры несколько ниже указываемых обычно в справочниках (1.89—2.04; Ларсен, 1937).

Показатель преломления для $N_m=1.488$. Двупреломление низкое, близко к таковому у гипса. Угол погасания относительно N_g равен 38° . Определение других оптических контактов чрезвычайно затруднено вследствие весьма тонковолокнистого строения минерала.

Минерал легко растворяется в воде, оставляя нерастворимый остаток, состоящий из тонкораспыленных в нем сульфидов, представленных главным образом пиритом, халькопиритом, ковеллином. В закрытой трубке при нагревании до 120° выделяется весьма значительное количество воды, дающей кислую реакцию. Выше 120° начинает выделяться SO_2 . В сухом помещении минерал с течением времени частично теряет воду, уплотняется, но, в противоположность фиброферриту, не меняет своей окраски при долгом стоянии на воздухе.

Химический состав галотрихита характеризуется нижеприводимыми анализами (табл. 20).

Таблица 20

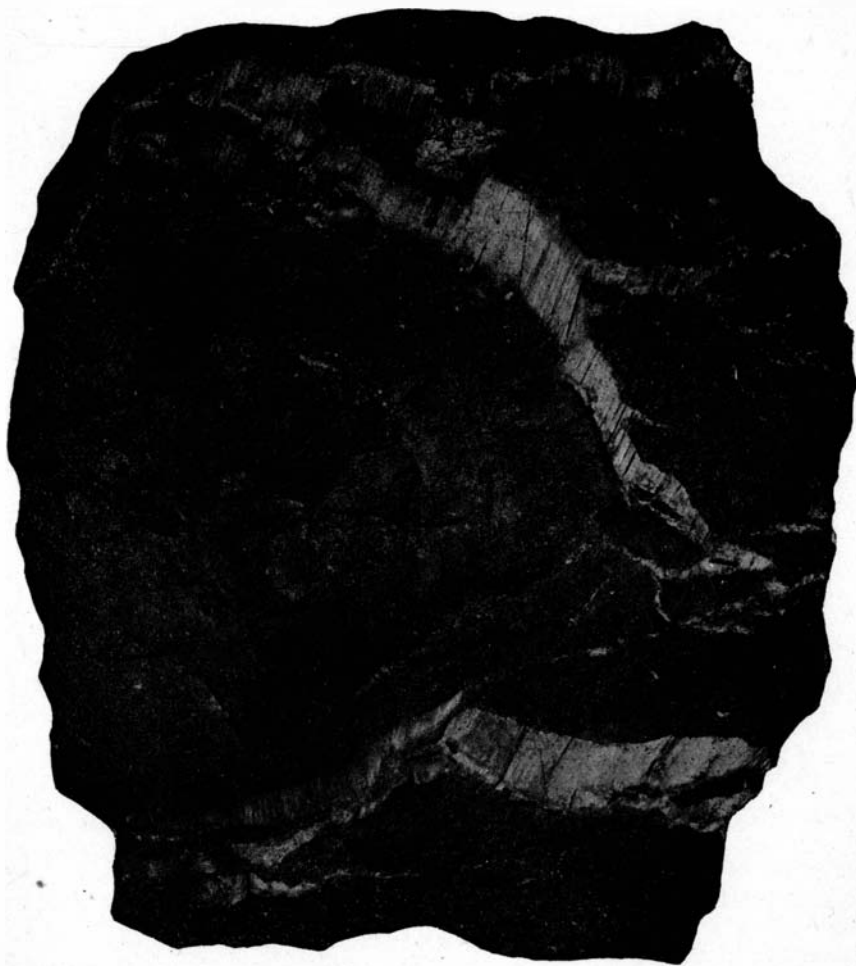
Химический состав галотрихита

	I			II		III
	Вес. %	Мол. кол.	Мол. отн.	Вес. %		Вес. %
				1	2 *	
FeO	8.17	113	1.03	8.20	8.9	7.28
Al ₂ O ₃	11.10	109	1	7.96	8.6	10.26
Fe ₂ O ₃	—	—	—	1.27	1.3	0.65
CaO	0.00	—	—	0.27	0.3	—
MgO	0.09	—	—	0.20	0.2	—
SO ₃	35.85	448	4.11	34.28	37.4	37.28
H ₂ O ⁻	34.34	2414	22.14	39.71	43.2	43.33
H ₂ O ⁺	9.10					
CuO	0.00	—	—	—	—	0.66
ZnO	—	—	—	0.17	0.1	—
Нераств. ост.	0.62	—	—	8.56	—	0.93
Сумма	99.27	—	—	100.45	—	100.39

Примечание. * — данные пересчета на 100% за вычетом нерастворимого остатка.

I, II — Блява, обр. 50а и обр. 1521; аналитик Ю. С. Нестерова, 1939 и 1940; III — Чуквикамата, Чили, аналитик Gonyer (Bandy, 1938).

В результате пересчета на молекулярные количества анализа I получаем следующую химическую формулу: $FeO \cdot Al_2O_3 \cdot 4SO_3 \cdot 22H_2O$.



Фиг. 39. Прожилки галотрихита в колчеданной руде. Штуф, $\frac{2}{3}$ nat. вел.

Несколько отличные соотношения дает анализ II, что обусловлено избытком FeO, SO₃ и H₂O по отношению к сумме Al₂O₃ + Fe₂O₃ в связи с примесью мелантерита, сопутствующего в анализируемом образце галотрихиту. Характерно при этом также наличие ZnO, обычно присущего именно мелантериту.

Минерал очень близок по составу с галотрихитом из Восточной Ферганы, анализированным Ю. В. Морачевским (по Николаеву, 1934), и галотрихитом из Чуквикамата, Чили. Следует отметить, что в литературе нередко приводится формула галотрихита с 24 частями H₂O, которая соответствует в общем виде формуле квасцов, но неправильно приписывается галотрихиту. Последний отличается от квасцов принадлежностью к моноклинной сингонии, а также волокнистым строением.

Приведенный химический состав может быть несколько дополнен данными спектрального анализа, произведенного Н. В. Лизуновым, согласно которому в образце I Mn и Cu дают слабые линии, Ti — очень слабые, Si — выше средних (см. фиг. 36, обр. 10).

Натроярозит и ярозит¹

Как указывалось выше, при описании отдельных подзон зоны окисления, ярозит образует сплошные участки, различной мощности прожилки, тонкие корочки или скопления в пустотах в пределах верхних частей железной шляпы (подзоны окислов и гидроокислов железа), залегает в виде сплошных рыхлых или уплотненных масс, образуя самостоятельную подзону на границе с нижележащей подзоной кремнисто-гипсовой сыпучки, и, наконец, встречается в значительных количествах в виде прожилков или в качестве одной из главных составных частей в измененных боковых породах вблизи контактов с рудным телом.

Внешний облик ярозитовых образований в подзоне окислов и гидроокислов железа различен и проявления его довольно многообразны.

Встречаются сплошные участки плотного тонко- или скрытокристаллического вида, связанные незаметными переходами с рыхлыми или плотными типичными шляпными железняками. Нередко эти сплошные массы состоят из скоплений, обладающих натечными гроздевидными или желвакообразными формами в несколько десятков сантиметров (фиг. 40).

В других участках массы ярозита имеют как бы слоистую текстуру, иногда даже эта слоистость подвергается смятию.

Наблюдались очень своеобразные участки со слоистой или полосчатой текстурой, при которой тонкие прослойки мелкокристаллического ярозита в несколько миллиметров до 1 см чередуются с прослоями плотных окислов железа. Некоторые скопления ярозита более крупнокристаллического строения покрыты сверху как бы корочкой мелких кристалликов; последние устилают также стенки полостей, пустот, что, вероятно, свидетельствует о постепенной раскристаллизации бывших гелей.

В отдельных участках среди плотных железняков развиты скопления и различной мощности неправильные жилки мелкокристаллического ярозита. Мельчайшие кристаллики ярозита в виде тонких корочек, пленочек отлагаются, повидимому, как более поздние (?) образования в пустотах и трещинках сплошных масс окислов железа.

Ярозит, являющийся главной составной частью ярозитовой подзоны, представлен преимущественно рыхлыми, иногда частично уплотненными

¹ Поскольку макроскопически (без измерения показателя преломления) натроярозит неотличим от калиевого ярозита, при описании они не подразделяются.

скрыто- или тонкокристаллическими сплошными массами и лишь в редких случаях дает более крупнокристаллические мелкочешуйчатые рыхлые образования темной окраски.

Ярозит, присутствующий в незначительных количествах в подзоне кремнисто-гипсовой сыпучки, либо цементирует мелкие обломки, состоящие из кварца, гипса и опала, — в этом случае он сплошной скрытокристаллический, слабопросвечивающий, почти аморфный, ибо рассеян в сыпучке в виде единичных светложелтых тонкокристаллических скоплений или отдельных прозрачных мелких кристалликов в десятые доли миллиметра.

Ярозит, присутствующий в боковых породах всячего бока, представленных спилитами и диабазами, выделяется либо в виде тонких жиллок вместе с опалом, кварцем и гипсом, либо замещает плагноклазы или слагает сплошные полосы, чередующиеся с полосами опала или кварца. Таким породам присвоено название опало-ярозитовых. В породах лежачего бока ярозит присутствует реже, но также связан с опалом и кварцем; в некоторых участках он появляется наряду с жилками халькантиста и пизанита.

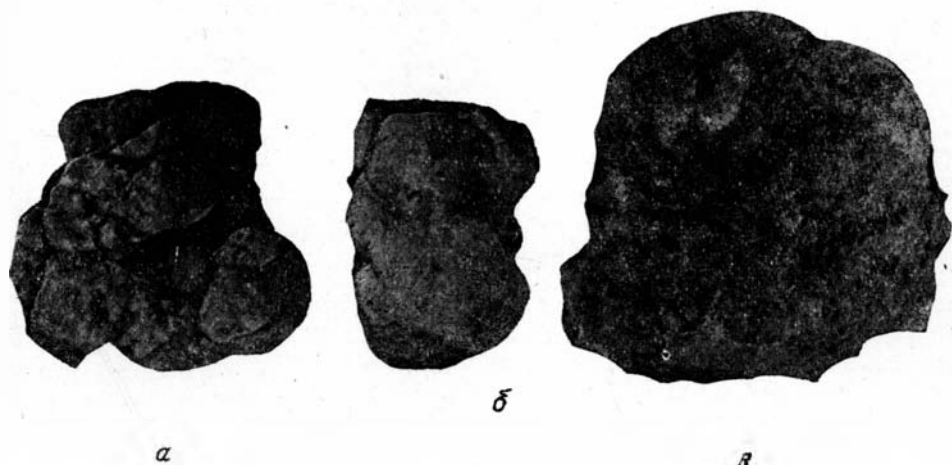
Цвет минерала в основном зависит от зернистости или кристаллическости агрегата. Наиболее тонкозернистые почти скрытокристаллические массы имеют светложелтую окраску, в то время как более крупнозернистые, мелкокристаллические и крупнокристаллические агрегаты обладают бурым или темнобурым коричневым цветом. Изменение окраски вызывается и примесью окислов железа, замещающих в той или иной степени ярозит в пределах собственно железной шляпы и придающих ему красноватый оттенок. Иногда цвет в массе меняется от светло- или яркожелтого до буроватого различных оттенков и буро-коричневого.

Минерал хрупок, твердость низкая. В плотных массах излом почти раковистый, чаще неровный. Блеск стеклянный; в сплошных массах матовый, шелковистый. Удельный вес, определенный для одного из образцов из железной шляпы, равен 3.1—3.2 (соответствует натроярозиту). Показатель преломления высокий, двупреломление также довольно высокое, иногда отчетлив плеохроизм от зеленовато-желтого или желтого до почти бесцветного. Измерение показателя преломления дает для большинства образцов $N_m = 1.82—1.83$. Мелкие пластинчатые кристаллики ярозита из кремнисто-гипсовой сыпучки имеют $N_m = 1.81—1.83$ и $N_p = 1.72—1.77$.

Под микроскопом строение агрегатов от скрытокристаллического (почти изотропного) и тонкокристаллического с размером зерен 0.005—0.01 мм и до мелкокристаллического с зернами в 0.1 мм и крупнокристаллического с зернами до 0.5 мм. Зерна имеют форму гексагональных пластинок, иногда неправильные ромбовидные очертания, в некоторых случаях удлиненные. В скрытокристаллических разностях иногда заметна неясная ориентировка — полосчатость.

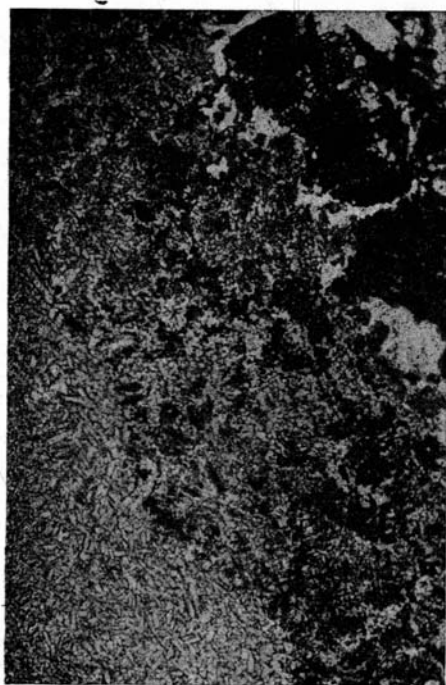
В случае замещения ярозита окислами железа последнему подвергаются отдельные зерна и сплошные участки. Можно видеть также массу красно-бурых окислов железа, сквозь которую как бы просвечивают зерна ярозита. Иногда окислы железа обволакивают отдельные зерна (фиг. 41, 41а).

Химическому и спектральному анализу подверглись ярозиты из различных участков подзоны окислов и гидроокислов железа (табл. 21, анал. 1), подзоны ярозита (табл. 21, анал. 5, 2) и подзоны кремнисто-гипсовой сыпучки (табл. 22). В последнем случае на спектральный анализ были отобраны мелкие прозрачные оранжево-желтые кристаллики совершенно чистого ярозита и тонкозернистые скопления его.



Фиг. 40. Желваки ярозита из подзоны окислов и гидроокислов железа. $\frac{1}{2}$ нат. вел.

а—тоннокристаллический ярозит, с поверхности покрытый охристой коркой оранжево-желтого цвета (обр. 1338); *б*—скрытокристаллический светложелтый ярозит с пустотками и трещинками, выполненными окислами железа (обр. 1300); *в*—плотный буровато-желтый ярозит, частично пористый вследствие замещения гидрооксидами железа (обр. 1317)



Фиг. 41. Мелкокристаллический ярозит, замещающийся окислами железа (черное). Прозрачный шлиф, ув. 20.



Фиг. 41а. Распределение окислов железа между зернами ярозита. Прозрачный шлиф, ув. 95.

Химический состав ярозитов Блявы и некоторых других месторождений

	Блява			Блява			Чуквикамата			Шоптыкуль			Блява			Коунрад		
	Вес. %	Мол. кол.	Мол. отн.	Вес. %	Мол. кол.	Мол. отн.	Вес. %	Мол. кол.	Мол. отн.	Вес. %	Мол. кол.	Мол. отн.	Вес. %	Мол. кол.	Мол. отн.	Вес. %	Мол. кол.	Мол. отн.
	1			2			3			4			5			6		
Na ₂ O	4.52	073	1	5.65	091	1	5.51	091	1	4.70	076	1	0.50	008	1	0.36	006	1
K ₂ O	0.34	003		0.31	003		0.15	001		0.35	003		0.47	002		7.29	077	
PbO	Сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3.39	015	—	—	—	
Fe ₂ O ₃	50.12	311	4.1	50.23	311	3.3	48.08	302	3.3	54.55	343	4.2	47.16	295	2.9	45.57	283	3.3
SO ₃	29.25	365	4.8	33.05	418	4.4	34.65	433	4.7	26.78	333	4.1	30.32	378	3.8	29.56	366	4.3
H ₂ O	11.05	613	8.0	10.61	593	6.3	11.83	659	7.1	11.39	633	7.8	10.89	614	6.1	9.00	500	6.0
CaO	0.24	—	—	—	—	—	—	—	—	0.29	—	—	—	—	—	0.20	—	—
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.08	—	—	—	—	—
CuO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.25	—	—	—	—	—	0.00	—	—
MgO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.00	—	—	—	—	—	0.00	—	—
TiO ₂	Сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	0.00	—	—	—	—	—	0.04	—	—
SiO ₂	4.12	—	—	—	—	—	—	—	—	0.59	—	—	0.58	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0.36	—	—	—	—	—	—	—	—	0.35	—	—	—	—	—	0.28	—	—
Mn ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.52	—	—	—	—	—	Сл.	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.19	—	—	—	—	—	0.32	—	—
Нераств. ост. .	—	—	—	0.47	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4.61	—	—
Сумма	100.00	—	—	100.32	—	—	100.22	—	—	100.43	—	—	100.21	—	—	99.64	—	—

1 — коричневатобурый мелкокристаллический ярозит с примесью гидроокислов железа, обр. 1101, близ поверхности; аналитики Р. Е. Арест-Якубович и М. Е. Казакова, 1940; 2 — ярозит, на границе железной шляпы с колчеданной рудой; аналитики М. М. Ступалова и Е. П. Муликовская (по Н. И. Хитарову, 1935); 3, 4 — по данным Ф. В. Чухрова (1940); 5 — светложелтый плотный скрытокристаллический ярозит, обр. 1390; 6 — по данным Ф. В. Чухрова (1940).

Состав ярозита из подзоны кремнисто-гипсовой сыпучки

Интенсивность линий	I *	II	III
Сильные	Fe	Fe, P	Fe, Pb, K + Na
Средние	—	As	As, Ba
Слабые	Si, Ca	K + Na, Ag, Sb, Si, Ca, Bi, Cr	Cu, Si, Sr, Al, Sn, Bi, Ga
Следы	Cu, Pb, As, Al, Mg, Ti	Cu, Sr, Al, Mg, Mn, Zn, Mo	As, Mg, Zn, Mo, Ti

Примечание. * — K + Na не обнаружены, повидимому, вследствие наличия исключительно малого количества материала при анализе.

I — обр. 1384, кристаллики чистые прозрачные; II — обр. 1356, тонкозернистые скопления; III — обр. 1222, тонкозернистые скопления.

Данные анализов выявили, что в верхних горизонтах зоны окисления — в железной шляпе присутствует исключительно натроярозит, в то время как в нижних горизонтах в подзоне ярозита, наряду с натроярозитом, встречается собственно ярозит (калиевый).

Содержание Na_2O в калиевой разности (по трем химическим анализам) составляет 0.00—0.28—0.50%; содержание K_2O в натроярозитах (по шести химическим анализам) колеблется в пределах 0.23—0.68%. Только в одном анализе установлено отношение $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O} = 1 : 2$ (табл. 5, анал. I). Так как ни макро-, ни микроскопически нельзя отличить натроярозит от ярозита, трудно решить вопрос, имеет ли место изоморфизм K и Na или же механическая смесь калиевого и натриевого ярозита. Первому предположению несколько противоречит значительная разница в величине радиусов ионов K и Na. Отсутствие изоморфизма этих элементов характерно также и для гипогенных минералов, в состав которых входит тот или другой из названных элементов.

Другой особенностью ярозитов является присутствие в них свинца, при этом в натроярозите количество его обычно не превышает сотых или десятых долей процента, а в калиевой разности достигает 1.45—3.39%.

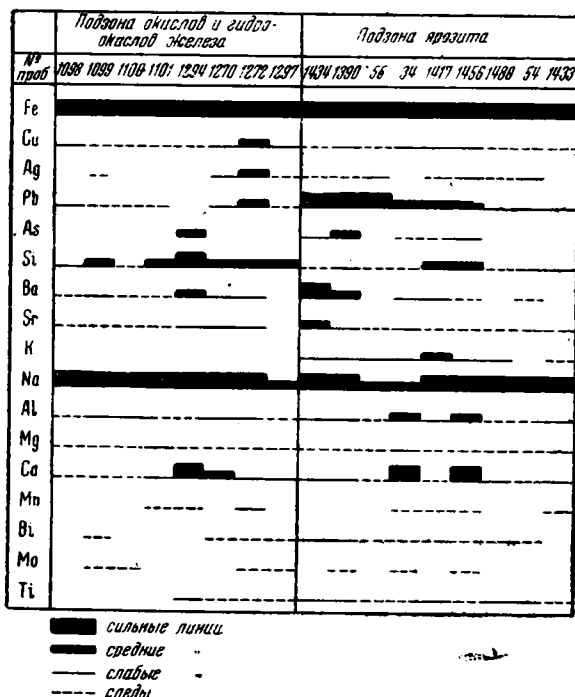
Поскольку даже в ярозите с содержанием PbO более 3% при самом тщательном исследовании не удалось обнаружить ни англезита, ни плюмбо-ярозита (измерение показателя преломления во всех случаях показало величины, соответствующие натроярозиту), то проще всего допустить, что Pb изоморфно замещает K, тем более, что радиусы их ионов близки по величине. Вычисление молекулярных отношений основных компонентов показывает почти точное соответствие теоретическим, если за единицу принять сумму $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{PbO}$.

Повышенное содержание $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, обнаруживающееся в натроярозите из железной шляпы, связано с присутствием гидроокислов железа, замещающих ярозит. Возможно, в связи с процессами окисления появляется избыток SO_3 (табл. 21, анал. I).

Чрезвычайно интересно в связи с вопросом о примеси Pb обнаружение в одном из образцов кристалликов (размером в десятые доли миллиметра), по габитусу удивительно сходных с встречающимися в кремнисто-гипсовой сыпучке кристалликами англезита. Под микроскопом удалось

установить, что они состоят из чрезвычайно тонкозернистого агрегата ярозита. Повидимому ярозит образует псевдоморфозы по англезиту. Возможно, что содержание свинца связано с замещением англезита ярозитом.

Спектральным анализом (фиг. 42 и табл. 22), кроме элементов, названных выше, постоянно устанавливаются Ca, Si, Ba, связанные с гипсом, опалом, кварцем и баритом, и незначительные количества Cu, Sr, Al, Mg. В некоторых образцах присутствуют следы или слабые линии Mn, Ti, Bi, Mo, As. В единичных случаях в виде следов установлены Sn, Ga, Cr, In, V, Zr, Co. В одном случае обнаружены средние линии фосфора.



Фиг. 42. Диаграмма состава ярозитов (по данным спектральных анализов).

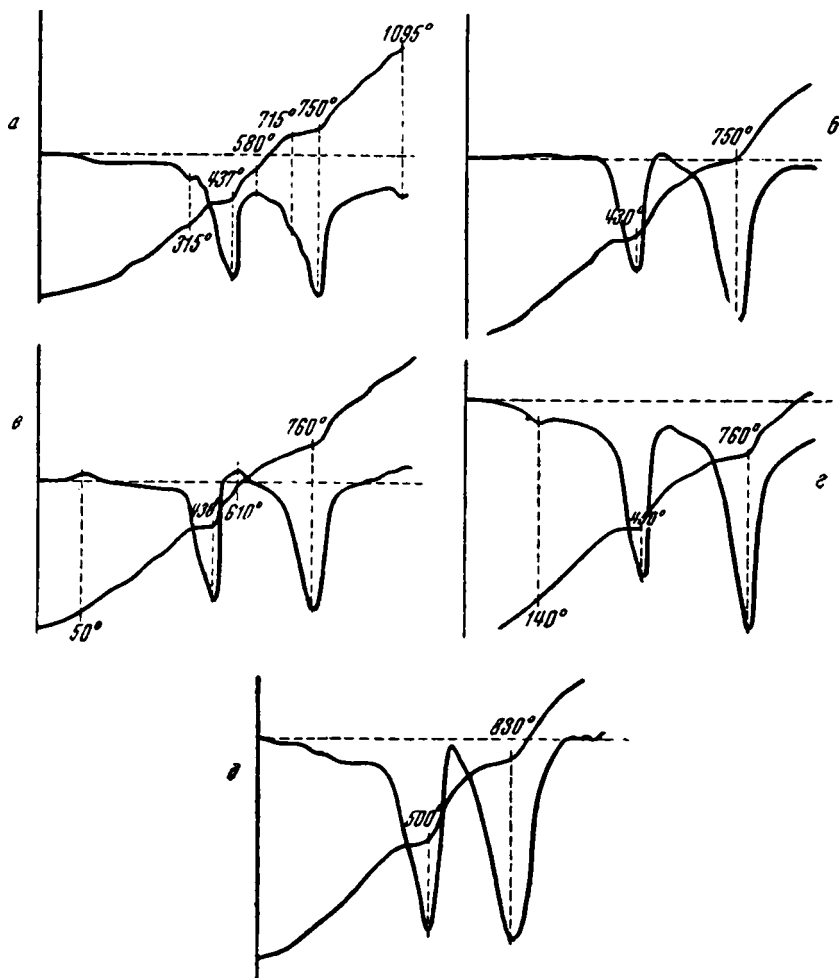
Химическими анализами в некоторых пробах ярозита обнаружен селен. О содержании золота и серебра упоминалось при описании подзоны ярозита. Как видно из ранее приведенных данных анализов, блявинский натроярозит сходен по составу с натроярозитом из Чуквикамата (Чили) и Шоштыкуля (Казахстан), а калиевый ярозит с таковым из Коунрада.

Интересные данные для распознавания ярозита, подвергшегося замещению окислами железа, дают кривые нагревания. Один из образцов — макроскопически почти сплошной красный железняк (обр. 1503), дает термограмму, почти ничем не отличающуюся от таковых чистого ярозита (фиг. 43; ср. фиг. 28, д).

Термограммы, полученные для чистых ярозитов, очень сходны с кривыми, полученными для ярозита из Майкаинского месторождения (по Ф. В. Чухрову).

Преобладающее развитие на Бляве натроярозита, вероятно, зависит от химического состава вмещающих пород, характеризующихся значи-

тельным преобладанием натрия над калием. Анализы измененных боковых пород и рудничных вод свидетельствуют о выносе и миграции Na при процессах выветривания.



Фиг. 43. Кривые нагревания ярозитов.

а — обр. 1297, натроярозит с гетитом; подзона окислов и гидроксидов железа; б — обр. 1101, натроярозит; подзона окислов и гидроксидов железа; в — обр. 55, ярозит (калийный, PbO 1.4%); подзона ярозита; г — обр. 35, ярозит (калийный) с гидрогематитом; подзона ярозита; д — обр. 54, натроярозит; подзона ярозита.

Фиброферрит

Фиброферрит был обнаружен на глубине 70 м на границе железной шляпы и колчеданной руды, где он наблюдался в виде прожилков мощностью иногда до 10 см.

По внешнему виду своим тонким волокнистым строением он сильно напоминает асбест. Минерал хрупкий, окрашен в свежем состоянии в светлозеленоватый цвет. Твердость около 2. Показатель преломления

для Ng = 1.565, для Np = 1.520. Оптически положителен; угасание прямое; заметен плеохроизм.

Химический состав минерала характеризуется нижеприведенным анализом (табл. 23).

Таблица 23

Химический состав фиброферрита

	Вес. %	Мол. кол.	Мол. отн.
Fe ₂ O ₃	30.17	189	1
FeO	0.35	5	—
SO ₃	31.36	392	2.07
H ₂ O	37.91	2106	11.12
Нераств. ост.	0.13	—	—
Сумма	99.92	—	—

Примечание. Анализ произведен лабор. ЦНИГРИ; получен от Н. И. Хитарова.

Спектральным анализом обнаружены в виде слабых линий Cu, Al и в виде следов Mg, Ti, Mn (фиг. 36, обр. 11).

Как показывает пересчет данных анализов на молекулярные количества, состав минерала сравнительно хорошо укладывается в формулу Fe₂O₃·2SO₃·11H₂O, представляя собой богатый водой сульфат окиси железа.

В самой железной шляпе при проходке поверхностных выработок в свое время встречались прожилки минерала, аналогичного описанному по своим внешним признакам и относящегося очевидно также к фиброферриту.

Существование этого сульфата в зоне окисления объясняется, повидимому, той специфической кислотностью вод, которая вообще характерна для Блявинского месторождения. Сульфат окиси железа очевидно мог кристаллизоваться в условиях, для которых характерны пониженные значения pH и повышенный восстановительно-окислительный потенциал. Характерно, что в более низких горизонтах, в зоне колчеданных руд, фиброферрит отсутствует, но зато появляется галотрихит — сульфат закиси железа и окиси алюминия.

6. ФОСФАТЫ, АРСЕНАТЫ

Дигидрит, даллит (?)

В одном из участков контакта железной шляпы с вышележащими осадочными породами, в галечнике, обнаруженном в восточном борту южной части зоны обрушения, были встречены тонкие пленки зеленого цвета, похожие макроскопически на малахит и хризоколлау.

При более тщательном исследовании оказалось, что указанные корочки состоят из фосфата меди — дигидрита, халцедона и фосфата кальция — даллита (?).

Дигидрит темноизумрудно-зеленый; прозрачен, излом раковистый, блеск стеклянный. Под микроскопом выявляется исключительно тонкозернистое сложение, в отдельных скоплениях заметно волокнистое строение. Показатель преломления Nm = 1.763 (+ 0.002). Двупреломление высокое. Растворяется в HCl.

Даллит (?) белый или бесцветный. Прозрачный или полупрозрачный. Показатель преломления для Nm = 1.635. Двупреломление низкое.

Отдельные скопления, возможно того же минерала, сильно загрязнены тонкой бурой мутью, вероятно, гидроокислами железа. Растворяется в HCl.

Халцедон обладает обычными свойствами, но частично окрашен в слабозеленоватый цвет; $n = 1.538$.

Характерно, что минералы, слагающие указанные пленки или корочки, связаны постепенными переходами, и окраска всей корочки меняется от темнозеленой в нижней (внутренней) части до светложелтой, почти белой в поверхностной (наружной) части. Структура также различна; от плотной как бы стекловатой массы, сложной дигидритом, виден переход к натечным почковидным агрегатам. Последние оказались сложными опалом и халцедоном, находящимся в тесном срастании с дигидритом, придавшим им светлозеленую окраску и сделавшим их чрезвычайно похожими на хризоколлу. Не вполне ясно положение третьего минерала, белого, полупрозрачного, тесно связанного с двумя другими и предположительно определенного как даллит (?) — $7CaO \cdot 2P_2O_5 \cdot CO_2$.

Спектральный анализ агрегата всех трех минералов, отражающий состав всей корочки в целом, показал наличие следующих элементов:

Очень сильные линии	Cu, Si
Сильные »	P, Ca, Fe
Средние »	Zn, Al, Mg, Ti
Слабые »	Ba, Sr, Cr, Mn
Очень слабые »	Co
Следы »	As, Pb, Ni, Be

Преобладание в составе смеси Cu, Si и наличие значительного количества P и Ca вполне увязывается с определением отдельных минералов.

Интересно наличие установленного спектральным анализом Zn. Повидимому он адсорбируется опалом, который раскристаллизовался и перешел в халцедон. Этот небольшой факт является показательным в отношении миграции цинка, вынесенного вместе с медью за пределы зоны окисления во вмещающие породы.

Апатит (?)

При исследовании под микроскопом некоторых образцов кремнисто-гипсовой сыпучки были обнаружены очень мелкие зерна минерала, очень похожего на апатит.

Распространение его, повидимому, весьма незначительно, что подтверждается и спектральными анализами, обнаружившими присутствие фосфора лишь в единичных случаях (в 4 образцах). Правда, чувствительность анализа для фосфора очень мала и обнаруживается он лишь при наличии относительно повышенных количеств.

Под микроскопом апатит встречается в виде отдельных очень мелких зерен, иногда образующих скопления. Размер зерен обычно не превышает 0.01 мм. Форма чаще неправильная, иногда удлинённая, у некоторых зерен боченкообразная, нередко зерна угловатые (как бы обломочные).

Минерал характеризуется сравнительно невысоким показателем преломления, несколько выше кварца, одноосный, отрицательный, дву-преломление низкое, бесцветный.

Зернышки минерала рассеяны в массе гипса или среди темнобурой слабопросвечивающей глинистой или опаловой массы. В одном случае они наблюдались среди массы тонкозернистого скородитоподобного минерала, описываемого ниже.

Фосфоскородит

Значительные скопления сплошных масс скородитоподобного минерала встречены были в одном из забоев в зоне кремнисто-гипсовой сыпучки, вблизи контакта ее с ярозитом. В этом участке ярозит и описываемый минерал образуют как бы отдельные скопления или тонкие прослой (см. фиг. 16 на стр. 28). В очень небольшом количестве этот минерал был обнаружен еще в другом участке, также вблизи контакта сыпучки с ярозитом.

Не исключена возможность более широкого распространения его в зоне окисления в небольших количествах, поскольку спектральным анализом довольно часто устанавливается присутствие мышьяка в зоне сыпучки и в железняках шляпы.

В сплошных массах, подобно каолину мажущих руки белым цветом, минерал обладает чрезвычайно тонкозернистым сложением и макроскопически слоистой текстурой, обусловленной присутствием в тонких полосках окислов железа и ярозита. Размеры отдельных кристалликов 0.002—0.01 мм. Цвет его почти белый со слабо-зеленоватым оттенком. Среди указанной тонкозернистой массы присутствуют, однако, и более крупные кристаллики размером до 0.1—0.2 мм. Кристаллики эти обладают дипирамидальным или «октаэдрическим» габитусом, хотя несомненно относятся к ромбической сингонии, поскольку в сечении часто дают ромбы, иногда очень близкие к квадратам. Некоторые кристаллики имеют вид усеченных дипирамид. Они полупрозрачные, цвет их светлосерый, блеск очень слабый, стеклянный. Твердость средняя, минерал хрупок. Обычно кристаллики покрыты тонкой розовой корочкой, состоящей из тонкозернистого агрегата того же состава, окрашенного окислами железа.

Тонкозернистая порошковая масса под бинокляром кажется белой, непрозрачной. Под микроскопом, в иммерсии, мельчайшие зерна, подобно упомянутым более крупным кристалликам, имеют почти квадратные очертания. Центральная часть зерен обычно темнубурая, непросвечивающая.

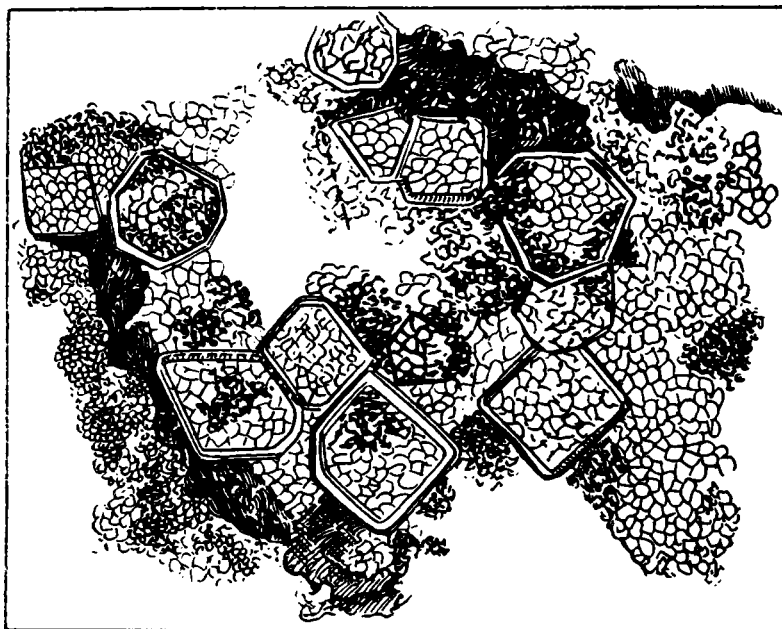
Показатель преломления $Ng' = 1.789—1.777$, $Np' = 1.762—1.758$; дву-преломление сравнительно невысокое; двусный, оптический знак положительный.

В прозрачных шлифах из сплошных слоистых масс наблюдаются характерные изометрические очертания зернышек и удивительно равномерно-зернистая структура в пределах отдельных тонких полосок или участков. В тех случаях, когда минерал ассоциирует с ярозитом, он чрезвычайно трудно отличим от последнего, ввиду малой разницы в показателях преломления. Окраска его в шлифе буроватая, скорее вследствие того, что зерна как бы обволакиваются бурым веществом, возможно гидроокислами железа. Более крупные кристаллики вытягиваются в виде тонкой цепочки; отдельные «прослой» отличаются друг от друга по крупности зерна (фиг. 44).

Химический состав минерала характеризуется данными, приведенными в табл. 24, где для сопоставления даны анализы скородита из некоторых месторождений. К сожалению, анализов штрэнгита в литературе найти не удалось.

Присутствие SO_3 и избыточного Fe_2O_3 , повидимому, связано с наличием сульфата железа и, возможно, также окислов железа, поскольку под микроскопом устанавливаются ярозит и тонкодисперсные окислы железа.

Характерно, что отношение молекулярных количеств $As_2O_5 : P_2O_5$ составляет совершенно точно 1 : 1. Количество примесей — менее 4%.



Фиг. 44. Фосфоскородит. Прозрачный шлиф, ув. 90.

Таблица 24

Химический состав фосфоскородита

	I			Теоретический состав скородита	II		III
	Вес. %	Мол. кол.	Мол. отн.		скородит		скородит
Fe_2O_3	40.32	253	2.2	34.6	34.85	33.2	32.50
As_2O_5	26.12	113	1	49.8	57.78	50.96	45.60
P_2O_5	16.03	113	1	—	0.67	—	0.006
SO_3	1.82	23	—	—	—	—	S 0.67
H_2O	16.46	915	8.1	15.6	15.55	15.70	15.97
Сумма . .	100.75	—	—	100.0	101.85	99.86	94.746

Примечание. I — Блява, аналитик Ю. С. Нестерова; Химич. лабор. ИГН; II — Бразилия, по Дельтеру (Doelter, 1925); III — Бричмула, по Татарскому (1937); минерал содержит также K_2O 2.33%, Na_2O 1.87%, Bi 0.52%, CaO 0.09%, MgO 0.02%.

Спектральные анализы сплошных тонкозернистых масс (I) и отдельных мелких скоплений, отобранных под биноклем из образца ярозита (2) и кремнисто-гипсовой сыпучки (3) приведены ниже (табл. 25).

Рентгенометрическое исследование, данные которого приведены были нами в ранее опубликованной статье (Шадлун и Нестерова, 1947), основанное на сопоставлении дебаграмм, полученных для тонкозернистой массы и для более крупных кристалликов описываемого минерала, с дебаграммами эталонов скородита и штрэнгита из различных месторожде-

Состав фосфоскородита (по данным спектрального анализа)

Интенсивность линий	1	2	3
Очень сильные . . .	Fe, P, As	Fe	—
Сильные	—	As, P	Fe
Средние	Cu, Si, Te	Cu, Si	P, Ca
Слабые	Pb, Ti	Pb, Ti	Si, As, Al, Mg, Ti
Очень слабые . . .	Mg, Sn	—	Cu, Mn
Следы	Al, Ca, Bi	Al, Mg, Ca, Sn	Pb

ний, показало одновременно и различие и сходство их. Поскольку полного совпадения интенсивности линий на отдельных участках дебаегграмм нет, можно предполагать наличие каких-то специфических особенностей структуры каждого из указанных трех минералов.

Все данные подтверждают своеобразие описываемого минерала, представляющего либо самостоятельный минеральный вид, либо разновидность скородита, содержащую совершенно необычное количество фосфора.

Стахиметрические отношения позволяют в общем сохранить формулу скородита. Если считать, что мышьяк изоморфен с фосфором и может замещаться им в различных соотношениях, то формула может быть $Fe_2O_3 \cdot (As, P)_2O_5 \cdot 4H_2O$, если же полагать, что соотношение мышьяка и фосфора постоянно и равно, как в анализированном образце 1 : 1, то следует узаконить формулу $2Fe_2O_3 \cdot As_2O_5 \cdot P_2O_5 \cdot 8H_2O$ и дать минералу наименование фосфоскородита.

Условия образования описываемого минерала несколько необычны и своеобразны, что обусловлено, повидимому, смещением различного состава поверхностных растворов, циркулировавших (или просачивавшихся) в толще, содержащей глауконитовый песчаник с фосфоритами и органические остатки (мезозойские и палеогеновые отложения, покрывающие колчеданную залежь), и растворов, «промывавших» колчеданную руду, содержащую заметные количества мышьяка.

IV. ПОВЕДЕНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЗОНЕ ОКИСЛЕНИЯ

ЖЕЛЕЗО

В первичных рудах минералами, заключающими главную массу железа, являются пирит, марказит, мельниковит, отчасти халькопирит.

В зоне вторичного обогащения, наряду с упомянутыми сульфидами, появляется значительное количество сульфатов, как чисто железных (мелантерит, ремерит, ссомольнокит), так и содержащих медь (пизанит) или алюминий (галотрихит). Исключительное богатство сульфатами зоны вторичного обогащения Блявы является одной из характернейших особенностей месторождения. Наличие устойчивых лишь в сульфатной среде сульфатов и состав рудничных вод (данные о которых были приведены выше) позволяют воспроизвести физико-химические условия начальных стадий окисления сульфидных руд. Наличие свободной H_2SO_4 , $FeSO_4$, $CuSO_4$, $Al_2(SO_4)_3$ и незначительного количества $Fe_2(SO_4)_3$, низкое pH характеризует растворы этого периода. Если допустить, что рудничные воды Блявы частью являются «погребенными», то может быть и сульфаты представляют собой также образования, сохранившиеся от периода

формирования зоны окисления до момента вскрытия месторождения. Высокая кислотность растворов обусловила интенсивную миграцию железа и проникновение его на большую глубину в форме FeSO_4 как в пределах рудного тела, так и в боковых породах. Образовавшийся в верхних горизонтах $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ переносил кислород в нижние горизонты и давал начало образованию в руде комплексных сульфатов (ремерита), а в боковых породах — основного сульфата (ярозита).

В зоне выщелачивания, представленной колчеданной сыпучкой, железо находится, в основном, в виде пирита и частью в виде сульфатов. Интересно, что ни марказит, ни мельниковит в сыпучке обнаружены не были. Некоторое обогащение железом этой зоны обусловлено выносом других компонентов.

В нижних горизонтах зоны окисления, представленных кремнисто-гипсовой сыпучкой, равно как и в образованиях сплошных масс самородной серы и ковеллина, железо присутствует в совершенно незначительных количествах. Вынос его обусловлен, вероятно, высокой концентрацией H_2SO_4 , хотя в этом случае, как указывает С. С. Смирнов (1936), благодаря ограниченному доступу кислорода, железо может выноситься в боковые породы даже при невысокой концентрации FeSO_4 и H_2SO_4 .

Оставшееся от выщелачивания очень небольшое количество железа фиксируется в сыпучке в форме пирита (остаточного или в виде новообразований), ярозита и гидроокислов. В участках с наибольшей концентрацией ионов SO_4 обильны сульфаты в виде мелантерита или пизанита. В редких случаях в отдельных участках железо фиксируется в форме фосфато-арсената — фосфоскородита.

Характерно наличие тонкодисперсных гидроокислов железа в отдельных минералах — в сере, гипсе, кварце, барите, окрашивающих их в розоватый, желтоватый или красноватый цвет.

В верхних горизонтах зоны окисления — железной шляпе, снова наблюдается резкое увеличение количества железа. Здесь можно наблюдать переход от срединных стадий развития зоны окисления, характеризующихся почти исключительно фиксацией железа в форме сульфата — ярозита, к конечным стадиям, отмеченным почти исключительно окислами и гидроокислами железа.

Таким образом, по формам фиксации железа в вертикальном разрезе зоны окисления можно видеть изменение характера растворов (концентрированных серноокислых растворов — слабокислыми и почти нейтральными) и постепенное полное освобождение зоны от сульфидов и сульфатов.

СЕРА

В первичных рудах сера содержится почти исключительно в сульфидных формах. Незначительное количество ее входит в первичные сульфаты (барит).

В зоне вторичного обогащения значительная часть серы переходит из сульфидной формы в сульфатную. Хотя некоторая часть ее несомненно выносится в боковые породы, количественно она не убывает, так как имеет место миграция ее из верхних горизонтов.

В зоне окисления идет постепенное обеднение серой снизу вверх. Максимальная концентрация серы наблюдается на границе зоны окисления и вторичного обогащения — в форме сплошных масс самородной серы и в форме вторичного сульфида — ковеллина. Далее, в подзоне кремнисто-гипсовой сыпучки главная масса серы фиксируется в сульфатной форме (гипсе), отчасти в самородной и незначительная часть в сульфидной (пирит,

ковеллин). В общем намечается обеднение серой, связанное с выносом в процессе выщелачивания. В среднем, по сравнению с сульфидной зоной, количество серы уменьшается в 3—4 раза (в отдельных участках всего лишь в $1\frac{1}{2}$ —2 раза).

Выше, в подзоне ярозита почти вся сера находится в сульфатной форме. В нижних частях подзоны она связана с сульфатом железа и сульфатом кальция, в ничтожной части с сульфидом—пиритом, в верхних—почти исключительно с сульфатом железа. Количество ее здесь в среднем выше, чем в зоне кремнисто-гипсовой сыпучки, в 2—3 раза и всего в $1\frac{1}{2}$ раза ниже, чем в зоне сульфидов. Здесь происходило, вероятно, и накопление серы в результате миграции ее в форме H_2SO_4 , $Fe_2(SO_4)_3$ и частичный вынос в боковые породы.

Еще выше, в подзоне окислов и гидроокислов железа, присутствует уже незначительное содержание серы (от десятых долей до нескольких процентов). Резкое увеличение рН растворов делает неустойчивым сульфат железа, исчезает и сульфат кальция: ярозит замещается окислами железа. Процесс этот, правда, протекает неодинаково во всех участках. Наряду со сплошными железняками встречаются пятна ярозита, чистого или частично замещенного окислами, но, тем не менее, в большей части так называемого поверхностного слоя отчетливо выражена конечная стадия развития зоны окисления с полным освобождением от серы.

МЕДЬ

В первичной сульфидной руде медь заключена в халькопирите и энаргите, ничтожное распространение имеет блеклая руда.

В процессе вторичного обогащения большая часть меди переходит в раствор и отлагается затем в виде ковеллина, часть в виде халькозина и весьма существенная доля меди фиксируется в сульфатах (медьсодержащий мелантерит, пизанит, халькантит). Не раз уже отмечавшаяся специфичность блявинской зоны вторичного обогащения заключается в богатстве ее сульфатами, устойчивыми благодаря кислотности обстановки.

Содержание меди в зоне обогащения, по видимому, резко увеличивается в сравнении с первичными рудами; замещению вторичными медными сульфидами подвергаются не только первичные сульфиды меди, но и такие сульфиды, как сфалерит, пирит, вероятно, галенит и др.

Таким образом начальные стадии развития зоны окисления характеризуются для меди, как и для железа, обилием сульфатов.

Высокая концентрация H_2SO_4 обуславливает большую подвижность меди в зоне окисления, способствует освобождению от нее верхних горизонтов, рассеянию. Огромное количество меди мигрировало вниз на большие глубины, некоторое количество ее ушло также в боковые породы, о чем свидетельствуют прожилки сульфатов среди опало-ярозитовых пород вблизи контактов.

В зоне сульфидных руд вынос меди характерен только для зоны колчеданной сыпучки и самых верхних горизонтов сульфидной зоны, отмечаемых выщелоченными рудами.

Почти вся зона окисления, за исключением самых нижних ее горизонтов, полностью лишена меди. Здесь особенно отчетливо подтверждается правильность данной С. С. Смирновым (1936) формулировки основных условий, благоприятствующих миграции меди,—высокое соотношение серы и меди (халькопирит, энаргит, ковеллин), малая активность обстановки (полное отсутствие карбонатов) и значительная сухость климата.

Своеобразие нижних горизонтов зоны окисления — низов кремнисто-гипсовой сыпучки и границы ее с нижележащей зоной сульфидов — заключается в накоплении меди в отдельных участках, в фиксации ее в форме ковеллина, либо в виде обособленных сплошных рыхлых масс, либо в виде рассеянных масс сыпучки, мелких скоплений, или в виде очень тонкодисперсных частиц, как бы «пропитывающих» различные минералы (гипс, кварц, англезит).

Таким образом при среднем содержании меди в зоне кремнисто-гипсовой сыпучки в десятки раз меньше, чем в сульфидной зоне, в отдельных участках оно в 10—20 раз больше содержания в сульфидной зоне.

Выше, в подзоне ярозита, и еще выше, в подзоне окислов и гидроокислов железа, медь, устанавливаемая лишь спектрально (или в виде следов химически), фиксируется, вероятно, как элемент, адсорбированный тонкодисперсными окислами железа, опалом и др.

В поверхностном слое железной шляпы кислородные соединения меди устанавливались исключительно редко. Интересно наличие следов меди в виде тонких пленок фосфатов в галечниках, прикрывающих шляпу, отмечающих какой-то более поздний этап выноса меди.

Спектральные анализы отдельных минералов из различных зон месторождения во всех случаях показывают присутствие следов или слабых линий меди.

ЦИНК

Интересна судьба этого элемента. Благодаря исключительно легкой растворимости его сульфата, он оказался практически удаленным не только из зоны окисления, но и из зоны сульфидных руд, подвергшихся вторичному сульфидному обогащению.

Можно было бы думать, что первичные руды совершенно лишены цинка, если бы не постоянное присутствие небольших количеств его в рудничных водах, в некоторых сульфатах железа (мелантерит, ссомольнокит) и даже в сульфатах, образующихся на поверхности образцов, находившихся длительное время в обычной комнатной среде. Кроме того, данные одной из глубоких скважин, вскрывшей руду, содержащую сфалерит и вюртцит, показывают, что первичные руды содержали в отдельных участках заметное количество цинка.

Интересно обнаружение спектральным анализом следов цинка в единичных случаях в некоторых минералах подзоны кремнисто-гипсовой сыпучки — в ярозите, в барите, в самородной сере.

Характерно почти постоянное присутствие устанавливаемых спектроскопически слабых линий цинка в железняках шляпы. Так как ни карбонатных, ни силикатных соединений цинка не обнаружено в этих рудах, то быть может следы его задержались благодаря адсорбции его тонкодисперсными гидроокислами железа.

ЗОЛОТО

В сульфидных рудах, относящихся к зоне вторичного обогащения, золото находится, повидимому, в тонкодисперсном состоянии, возможно, в виде субмикроскопических включений в тех или иных сульфидах. Химическими анализами установлено постоянное присутствие золота в количествах, обычных для подобного типа месторождений, в то же время микроскопическими исследованиями оно не обнаружено. По аналогии с месторождением Яман-касы можно считать, что основной его формой в первичных рудах является самородное и отчасти теллуристое золото. Обнаружение спектральным анализом (фиг. 45) теллура в темных земли-

стых скоплениях, показывающих повышенное содержание золота (в подзоне кремнисто-гипсовой сыпучки), быть может является подтверждением присутствия теллуридов в сульфидной руде.

Г. Б. Роговер (1939) отмечает, что хотя содержание золота в зоне сульфатно-сульфидного обогащения Блявы не выходит за пределы обычных для колчеданных руд, в некоторых участках все же намечается обогащение им.

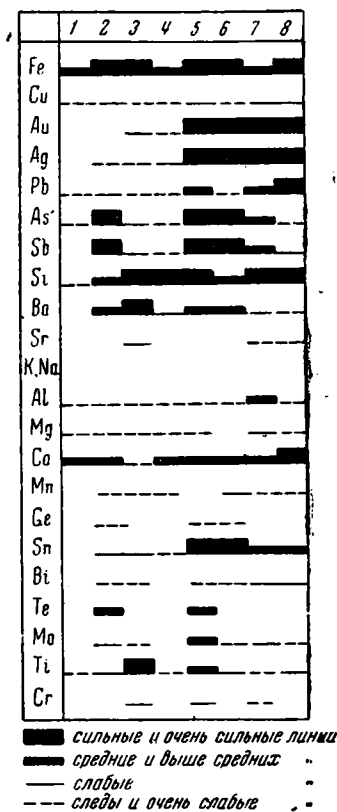
В пределах зоны окисления по содержанию золота резко выделяются две части — верхняя, сложенная окислами и гидроокислами железа и ярозитом, практически совершенно лишенная золота, и нижняя, представленная так называемой кремнисто-гипсовой сыпучкой с резко повышенным содержанием золота. Последняя является как бы зоной вторичного обогащения для золота, являясь в то же время для ряда металлов зоной выщелачивания. В пределах этой нижней части зоны окисления выделяются, кроме того, скопления самородной серы и ковеллина с максимальным содержанием золота.

Разбирая ту или иную из существующих гипотез о поведении золота в условиях зоны окисления применительно к Бляве, трудно притти к определенному выводу относительно приложимости в данных условиях какой-либо из них с достаточной достоверностью.

Миграция золота в виде хлорида, возможная в случае наличия в водах H_2SO_4 , $NaCl$ и окислов марганца, вряд ли могла иметь место и в условиях Блявы. Хотя количество H_2SO_4 в растворах было несомненно достаточным, а содержание хлора в очень небольших количествах характерно для рудничных вод и подтверждается присутствием в зоне окисления галогенидов серебра, однако марганец присутствует в совершенно незначительных количествах как в сульфидной руде, так и в боковых породах и в рудничных водах. При этом минералы марганца и, в частности, окислы совершенно отсутствуют.

Повидимому можно считать вполне возможным растворяющее действие $Fe_2(SO_4)_3$ на золото, поскольку сульфатом окиси железа была достаточно насыщена верхняя часть зоны окисления и энергичное действие его на все минералы рудной массы несомненно. Известно, что действие этого сульфата на золото может усиливаться присутствием хлорида.

Можно считать весьма вероятным переход золота в коллоидный раствор при разложении сульфидов, поскольку ряд данных говорит в пользу нахождения его уже в сульфидной руде в состоянии тонкого рассеяния. Обильный $Fe_2(SO_4)_3$ мог в этом случае способствовать растворению и переносу золота.



Фиг. 45. Диаграмма состава темных землистых скоплений (по данным спектральных анализов).

1 — из кремнисто-гипсовой сыпучки серого цвета; 2 — из кремнисто-гипсовой сыпучки буровато-серого цвета; 3 и 4 — из кремнисто-гипсовой сыпучки черного цвета; 5 и 6 — из кремнисто-гипсовой сыпучки желтоватого цвета; 7 и 8 — из самородной серы.

Весьма интересны в этом отношении данные, полученные в последнее время в результате экспериментальных исследований, проведенных группой сотрудников кафедры рудничной геологии Минцветметзолото им. М. И. Калинина, возглавляемой проф. В. М. Крейгером. Опыты показали повышенную растворимость тонкодисперсного золота в сульфате окиси железа. Некоторые предварительные данные были опубликованы недавно В. В. Аристовым (1947).

Устойчивости золота в коллоидных растворах быть может способствовал коллоид SiO_2 , несомненно присутствовавший в растворах, судя по обилию опала в зоне окисления.

Следует отметить несколько иные представления Ф. В. Чухрова (1947), который полагает, что золото при окислении колчеданных залежей переносится в ионной форме в виде бромистого и иодистого соединений.

Осаждение золота происходило преимущественно в нижних горизонтах зоны окисления, вероятно в связи с тем, что там резко преобладает над другими соединениями FeSO_4 — основной осадитель золота.

Высокое содержание золота в кремнисто-гипсовой сыпучке, особенно в ее низах или в участках малой мощности, возможно, могло быть объяснено не только миграцией под влиянием указанных факторов, но и накоплением механическим путем, за счет выщелачивания (окисления и выноса) других составных частей и опускания нижнего уровня зоны окисления в течение весьма длительного периода ее формирования. Однако для подобного предположения слишком мало данных.

При исследовании осаждения золота и концентрации его в отдельных подзонах зоны окисления привлекает особое внимание факт резко выраженного повышенного содержания его в таких образованиях, как самородная сера и ковеллин.

В сплошных массах самородной серы накопление золота можно объяснить двояко: с одной стороны — осадительным действием FeSO_4 и H_2S (обильное присутствие которых подтверждается самим фактом образования и серы, и ковеллина, и пылевидного пирита) и с другой — «захватом» тонкодисперсного золота при коагуляции геля, тем более, что текстурные особенности серы, тонкодисперсное состояние в ней золота и сильная засоренность ее другими компонентами свидетельствуют о ее коллоидальном происхождении.

Ф. В. Чухров (1938) указывает на возможную особую роль серного ангидрида, концентрация которого имеет место в сероносном горизонте зоны гипергенеза в Майкаине. Золотом обогащены заключенные в сере выделения гипергенного арсентита.

Д. Вильямс (Williams, 1934), рассматривая вопрос об обогащении благородными металлами зоны окисления в совершенно аналогичных Блявинскому месторождениях Рио-Тинто (Испания), рисует процесс накопления золота и серебра в следующем виде: после образования сульфата железа (повидимому FeSO_4 . — *Т. III.*) на поверхности окисляющегося пирита содержащиеся в нем следы золота и серебра оставались на месте, отлагаясь в основании железняков. При дальнейшем постепенном опускании зоны окисления, золото и серебро растворялись в железном сульфате (вероятно $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$. — *Т. III.*) в присутствии хлорида и перемещались вниз, осаждались затем на границе железняков с сульфидами при восстановительных процессах, возникавших при соприкосновении железного сульфата с металлическими сульфидами. Здесь, так же как и на Бляве, слой, обогащенный золотом и серебром, покрывает узкую зону выщелоченного пирита в верхах массивных сульфидов.

Интересные данные в отношении распределения золота в зоне кремнисто-

гипсовой сыпучки получены нами при исследовании отдельных минералов. Целый ряд спектральных анализов тщательно отобранных зерен черного гипса (т. е. содержащего черные непрозрачные включения), ковеллина, серы (с включениями и пленками черного цвета), галогенидов серебра, некоторых разновидностей барита, англезита, сероватого загрязненного опала и различных темных (черных и коричнево-бурых) земляных скоплений (тонкодисперсных веществ), содержащихся в сыпучке или в слоистых массах серы, показал в них повышенное содержание золота.

В то же время анализ зерен чистого прозрачного гипса, чистой прозрачной серы, ярозита, чистого белого опала, кварца, розовато-желтоватого полупрозрачного англезита, чистого барита из той же зоны и различных сульфатов, опала и пирита из зоны сульфидных руд не обнаружил в них золота.

Указанные факты, как нам кажется, свидетельствуют о фиксации золота в отдельных минералах в тонко- или грубодисперсном состоянии, благодаря нахождению его в период формирования зоны окисления в коллоидных растворах.

Отсутствие золота в верхних горизонтах зоны окисления (в ярозитах и железняках) трудно объяснить; быть может, здесь сказались кислотность растворов, особая роль $\text{Fe}(\text{OH})_3$ и $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$, заставивших мигрировать золото в нижние горизонты.

СЕРЕБРО

С достаточной достоверностью судить о гипогенных формах фиксации серебра на Бляве трудно, поскольку действительно первичные руды здесь не были известны до последнего времени, и в зоне вторичного обогащения содержание серебра в общем весьма незначительно.

Можно предполагать, однако, что часть Ag могла быть связана с золотом или теллуридами, часть с галенитом или блеклой рудой. Количество этих минералов во вторично обогащенных рудах измеряется следами, в первичных же рудах они могли иметь более широкое распространение.

Наличие несколько повышенного содержания серебра в отдельных участках зоны сульфидных руд свидетельствует, быть может, о проявлении вторичного обогащения руд не только для меди, но в какой-то степени и для серебра. В сульфидной зоне серебро может содержаться в виде примеси в халькозине, в виде не обнаруженного пока сульфида — Ag_2S .

Интересно присутствие средних линий серебра в пирите одного из образцов сульфидной руды.

Минералогия серебра в зоне окисления пока ограничивается вполне определенно установленными галоидными соединениями. Наличие аргентита в виде тонкодисперсных образований является не вполне доказанным.

Серебро, присутствующее в ярозитах, относится либо к изоморфной примеси, либо к примеси аргентоярозита (?). Неясно, с чем связано серебро в сплошных железняках.

Количественно серебро наибольшие концентрации дает, как указывалось, в нижних частях зоны окисления, т. е. в кремнисто-гипсовой сыпучке, в сплошных массах серы и частью в ковеллине, где содержание его в отдельных случаях в сто раз превышает содержание в сульфидной руде. Далее, повышенные содержания отмечаются в нижних частях подзоны ярозита. В несколько раз меньшие количества серебра содержатся в ярозитах более высоких горизонтов и, наконец, в верхних частях зоны окисления в подзоне окислов и гидроокислов железа, т. е. в сплош-

ных массивных и рыхлых железняках, количество серебра становится ничтожным, примерно в сто раз ниже, чем в сульфидной руде. Лишь в отдельных участках отмечается повышенное содержание. Как будто в некоторых участках последнее связано с наличием скопления ярозитов или железняков, образовавшихся за счет ярозитов.

Таким образом во всех частях зоны окисления, за исключением самой верхней, происходит накопление серебра, которое может быть объяснено либо миграцией его, либо концентрацией за счет сокращения рудной массы, выноса других частей.

Процесс перехода серебра в раствор и образование AgSO_4 , при разложении сульфидов в условиях Блявы, значительно ускоряется благодаря обилию серной кислоты и окисного железного сульфата. Можно предполагать, что в данных условиях серебро обладало значительной подвижностью и перемещалось в нижние части зоны окисления.

Постоянное присутствие серебра в ярозитах, быть может, также указывает на перенос его в сульфатной форме, и хотя аргентоярозит не установлен, наличие его в ничтожных количествах весьма вероятно.

Кроме того, как указывает С. С. Смирнов (1936), весьма вероятно, что подобно золоту серебро может давать коллоидные растворы, переноситься в форме гидрозоля AgCl . Фиксация серебра в виде галлоидных соединений в зоне сыпучки и особенно в сере, представляющей собой, вероятно, метаколлоид, является как бы подтверждением коллоидного переноса и отложения его.

Процесс образования тонкодисперсного Ag_2S (предположительно определяемого в скоплениях серы) идентичен с процессом образования дисульфида железа и ковеллина, процессом, не характерным для зоны окисления, проявляющимся в участках, оказавшихся в какой-то момент в восстановительной обстановке.

В рассеянном состоянии серебро присутствует в большинстве минералов зоны окисления, давая самые высокие концентрации, подобно золоту, в темных землистых скоплениях.

СВИНЕЦ

Гипогенным минералом свинца в первичных рудах и в зоне вторичного обогащения является галенит. По аналогии с месторождением Яман-касы можно предполагать, что и на Бляве количество его было незначительным, не превышающим сотые доли процента. Слабые линии свинца содержатся в гипогенном барите, средние линии — в пирите.

В зоне сульфатно-сульфидного обогащения свинец выпадает из сернокислых растворов в виде англезита. Весьма характерна ассоциация сульфата свинца с сульфатом железа и меди (купромелантеритом) и полное отсутствие его в других сульфатах из зоны вторичного обогащения.

Поскольку сульфат свинца достаточно устойчив (мало подвижен) и слабо растворим, вряд ли имеет место значительная миграция свинца. Поэтому устанавливаемое в сульфидной зоне содержание Pb , вероятно, близко к содержанию в первичных рудах.

Из колчеданной сыпучки свинец, так же как и медь, вынесен.

В подзоне кремнисто-гипсовой сыпучки (равно как и в самородной сере и в ковеллине) свинец фиксируется также в форме англезита. Присутствует он постоянно, но характерно его неравномерное распределение, благодаря чему в отдельных участках сыпучки содержание PbO в сто раз превышает среднее содержание Pb в зоне сыпучки, которое немногим выше, чем в сульфидной зоне. Следы и слабые линии Pb обнаружи-

ваются почти во всех минералах, содержащихся в сыпучке (гипсе, опале, кераргирите, землистых скоплениях, ярозите).

В нижней части подзоны ярозита свинец присутствует постоянно, причем в некоторых участках дает явно повышенные концентрации, входя в состав ярозита как изоморфная примесь или, быть может, обособляясь в виде плюмбоярозита (?). Последний нами нигде практически не установлен, но нахождение его вполне вероятно. Правда, некоторые авторы (Смирнов, 1936) указывают, что плюмбоярозит образуется, главным образом, при действии $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ на PbCO_3 , полное же отсутствие карбонатов в зоне окисления Блявы как будто исключает здесь такой способ его образования.

Миграция свинца в нижние горизонты зоны окисления могла осуществляться в более ранние стадии развития зоны окисления, если предположить, что плюмбоярозит подвергся растворению кислотными водами, а свинец — переносу и переотложению. Известно, что при определенных условиях свинец может перейти в раствор и мигрировать в нижние горизонты в виде PbCl_2 , и хотя явных доказательств этого в данном случае не имеется, наличие хлорида серебра позволяет высказать подобное предположение.

Освобождение от свинца самых верхних горизонтов зоны окисления, в частности подзоны сплошных окислов и гидроокислов железа и ярозитов, залегающих среди железняков, как будто подтверждается данными спектральных анализов, согласно которым свинец содержится здесь лишь в виде следов или слабых линий.

Характерно, что, несмотря на наличие в некоторых участках фосфора и мышьяка, ни фосфаты, ни арсенаты свинца не образуются.

МЫШЬЯК

Фиксация мышьяка в гипогенных минералах определяется наличием энаргита, мельниковита и содержащего мышьяк пирита. Трудно сказать, каково соотношение мышьяка в первичных рудах и в рудах зоны вторичного обогащения; не исключена возможность некоторого рассеяния его. Если учесть, что в рудничных водах постоянно устанавливается некоторое количество H_3AsO_4 (0.1—0.2 г/л), то несомненно, что миграция его имеет место за счет растворения, в начальные стадии окисления, мышьяк-содержащих сульфидов.

Ни в одном из сульфатов (в сульфидной зоне) мышьяк не обнаружен, в то же время он содержится во вторичном черном опале, пропитанном сульфидами.

Среднее содержание мышьяка в сульфидной зоне Блявы выше, нежели в первичных рудах Яман-касы. Возможно, за счет более широкого распространения на Бляве мышьяк-содержащего пирита, мельниковита и энаргита. Химически в чистом пирите Блявы установлен As.

В подзоне кремнисто-гипсовой сыпучки формы фиксации мышьяка не вполне ясны. С одной стороны, установлено присутствие в отдельных участках скородитоподобного минерала, с другой стороны — значительная концентрация мышьяка наблюдается в некоторых черных тонкодисперсных (землистых) скоплениях. Незначительная примесь мышьяка в виде следов или слабых линий отмечается иногда в гипсе, в сере, в опале, в англезите и других минералах.

Скородитоподобный минерал, названный нами фосфоскородитом, подобно англезиту, скопляется в отдельных участках в виде сплошных масс, почти чистых или чередующихся с ярозитом, заключенным в сыпучке в виде прослоев (у верхней ее границы).

Среднее содержание мышьяка в подзоне кремнисто-гипсовой сыпучки в 2—3 раза ниже, чем в зоне сульфидов.

В подзоне ярозита содержание мышьяка ничтожно, но почти постоянно устанавливается спектральными анализами в виде следов, слабых, реже средних, линий. Так как анализу подвергались кристаллики и скопления чистого ярозита, то неясно, в какой форме он входит в минерал.

В верхних горизонтах зоны окисления, в сплошных железняках и отчасти ярозитах количество мышьяка несколько увеличивается, судя по данным спектральных анализов. Химических анализов, к сожалению, не имеется. Возможно, здесь мышьяк фиксируется в форме скородита, который в значительной степени подвергся уже лимонитизации.

Ввиду того, что количество железа (в форме $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$) в подзоне кремнисто-гипсовой сыпучки небольшое, а концентрация H_2SO_4 в большинстве случаев повышенная, мышьяк в этой зоне в основном рассеивается; в более высоких горизонтах (подзона окислов и гидроокислов железа) мышьяк связывается железом и только при лимонитизации частично выносятся.

СЕЛЕН, ТЕЛЛУР

Формы фиксации селена и теллура в сульфидной зоне неизвестны. По аналогии с первичными рудами Яман-касы можно предполагать, что теллур содержится в виде теллуридов золота и серебра.

Химически установлено содержание селена и теллура в зоне вторичного обогащения в пределах тысячных долей процента.

В подзоне кремнисто-гипсовой сыпучки селен, повидимому, фиксируется в самородной сере. В образцах сплошных масс серы содержание его значительно повышается. Заметное количество селена содержится также в сплошных массах ковеллина. Возможно, что в сульфидной зоне присутствуют селениды меди (?).

Содержание теллура в кремнисто-гипсовой сыпучке значительно меньше, чем селена, и находится в среднем в тех же пределах, что и в сульфидной зоне. Значительная концентрация теллура установлена в сплошных землистых массах ковеллина, и в темных тонкозернистых скоплениях (в виде средних и выше средних линий, по данным спектральных анализов). В последних одновременно устанавливаются сильные линии мышьяка, а в некоторых случаях также золота и серебра.

В ярозитах селен обнаруживается в ничтожных количествах, теллур, повидимому, отсутствует. В железняках (содержащих ярозит) иногда также присутствует селен в том же количестве, теллур не обнаружен.

ТИТАН

Весьма характерно постоянное присутствие титана в подзоне кремнисто-гипсовой сыпучки в виде следов и слабых линий, а в отдельных участках в виде сильных линий. Наибольшие концентрации титана (в виде очень сильных линий) обнаружены в одной из разновидностей темных землистых скоплений (наряду с сильными линиями Si, Ba, Fe) в черном опале из сульфидной зоны и в одном из англезитов. С чем связан этот титан, совершенно неясно. Минерал, похожий на рутил, нами встречен в некоторых образцах сыпучки из контакта с осадочными (меловыми) отложениями, покрывающими размытую поверхность зоны окисления, но зерна этого рутила были сильно окатаны и, повидимому, относились к минералам, принесенным извне, чуждым зоне окисления месторождения.

Следы титана присутствуют постоянно в ярозитах, но, как правило,

не обнаруживаются в сплошных железняках. В сульфатах зоны вторичного обогащения также почти всегда имеются следы титана.

В сульфидной руде, как правило, нет титана и только в двух пробах установлены его следы.

Источником титана очевидно являются боковые породы, где содержание его колеблется от 0.22% (в кератофирах) до 1.82% (в диабазах).

ОЛОВО

В зоне сульфидных руд олово по данным спектральных и химических анализов содержится в ничтожных количествах.

В подзоне кремнисто-гипсовой сыпучки оно постоянно устанавливается в количестве примерно в 10 раз большем. Почти во всех минералах из зоны сыпучки содержатся следы олова, максимальная же его концентрация характерна для сплошных масс самородной серы и ковеллина и некоторых темных землистых скоплений, концентрирующих в себе также мышьяк, золото и серебро. В нерастворимом остатке после растворения серы сероуглеродом было обнаружено самое высокое содержание этого элемента.

В нижних горизонтах подзоны ярозита олово чаще отсутствует, иногда устанавливается в количестве тысячных долей процента.

В железняках и ярозитах верхних горизонтов олово не обнаружено.

Формы фиксации олова ни в гипогенных условиях, ни в условиях зоны окисления для Блявинского месторождения неизвестны.

ВОЛЬФРАМ, МОЛИБДЕН, ВИСМУТ, СУРЬМА

Все эти элементы содержатся как в зоне сульфидных руд, так и в зоне окисления (в основном в кремнисто-гипсовой сыпучке) в совершенно ничтожных количествах. Повышенные концентрации названных элементов, за исключением сурьмы в темных землистых скоплениях из сыпучки, нигде не обнаружены. Формы фиксации их не установлены.

КОБАЛЬТ

В отношении кобальта можно говорить, повидимому, о рассеянии его в зоне окисления. Содержание его в сульфидной руде весьма незначительно. В ярозитах кобальт отсутствует. В сплошных железняках постоянно отмечаются следы кобальта. В кремнисто-гипсовой сыпучке содержание кобальта в 10 раз меньше, чем в сульфидной руде. При этом в единичных случаях кобальт отмечается в виде следов в опале, гипсе и англезите из сыпучки. Устанавливается присутствие его также в виде следов в сульфатах железа — мелантерите и ссомольноките из колчеданных руд зоны вторичного обогащения, а также в некоторых новообразованных сульфатах, появляющихся на поверхности образцов колчеданной руды, хранящихся в коллекциях.

Вероятно в начальные стадии окисления кобальт образует легко растворимый сульфат, который частично задерживается в рудничных водах и затем выпадает с сульфатами железа. Из подзоны кремнисто-гипсовой сыпучки кобальт выносится благодаря прекрасной растворимости, а в зоне окислов и гидроокислов железа, возможно, адсорбируется тонкодисперсными массами их.

МАРГАНЕЦ

Поведение марганца представляет значительный интерес, если учесть, что он может в присутствии хлоридов способствовать миграции золота и серебра в процессе окисления.

В сульфидных рудах минералы марганца не установлены, однако он постоянно обнаруживается как спектральными (слабые линии), так и химическими анализами, в количестве около 0.02% (от 0.001 до 0.1%). Интересно обнаружение марганца в пирите — средние линии, и в гипогенном барите — следы. Вполне вероятно, что марганец мог присутствовать в первичных рудах в сфалерите. В неизмененных боковых породах марганец содержится в количествах от 0.02 до 0.23% (содержание MnO в рудах Яман-касы 0.01—0.03%).

Свидетельством того, что марганец подвергается растворению и переносу, скорее всего в сульфатной форме, служит наличие его в рудничных водах — до 0.004% и в виде следов во вторичных сульфатах. Интересно также присутствие его, подобно кобальту, в сульфатах современного «музейного» происхождения.

Значительная растворимость сульфата марганца очевидно способствует не только миграции, но и рассеиванию его в зоне окисления. В подзоне кремнисто-гипсовой сыпучки в целом, а также в отдельных минералах сыпучки марганец обнаруживается спектрально лишь в виде следов или очень слабых линий и только в скоплениях самородной серы дает средние линии. В ярозитах следы его устанавливаются лишь в отдельных участках, а в железняках он практически отсутствует, так как химически не обнаружен ни в одной из проб, а спектрально — всего лишь в одном-двух образцах в виде следов.

КРЕМНИЙ

Кремний содержится в достаточно больших количествах в боковых породах в форме силикатов и кварца (от 45% в диабазах до 77% в кварцевых кератофирах). В сульфидной руде кремнезем в гипогенной форме выражен исключительно кварцем, составляющим в руде в среднем около 3.5%, а в отдельных участках до 10—15—30%.

При процессах окисления, протекавших на Бляве в условиях сухого и жаркого климата, наличие концентрированных сернистых растворов, повидимому, обуславливало не только разложение силикатов, но и перевод в раствор больших количеств свободного кремнезема как из боковых пород, так и из первичных руд.

Доказательством этого служит содержание H_2SiO_3 в рудничных водах (около 0.008%) и наличие опала в зоне вторичного обогащения.

В зоне окисления основная масса кремнезема концентрируется в нижних частях — в подзоне кремнисто-гипсовой сыпучки, фиксируясь в форме опала, частично перешедшего в халцедон и кварц. Количество кремнезема в сыпучке в среднем около 60%, но в ряде участков составляет 80—90% (почти в 20 раз больше среднего содержания в сульфидной руде).

Накопление больших масс кремнезема в нижних частях зоны окисления — кремнисто-гипсовой сыпучке — связано очевидно и с миграцией кремнезема из боковых пород и руд, подвергшихся окислению, и с накоплением кремнезема за счет окисления и выщелачивания сульфидов.

В пределах приконтактных участков боковых пород кремнезем перетлагается также в форме опала, при этом в лежащем боку количество его остается тем же, а в висячем боку — значительно уменьшается.

Достаточно большое количество кремния фиксируется также в форме опала и кварца в сплошных массах серы и ковеллина и в нижних горизоннтах подзоны ярозита (до 10—15%).

Выше, в подзоне окислов и гидроокислов железа в сплошных железняках кремнезем содержится в очень малых количествах (до 1—4%).

В то же время в ряде участков он обособляется в виде сплошных масс опала или кварца с небольшой примесью окислов железа.

Кремнезем осаждается в зоне окисления в большей части несомненно из коллоидов. При этом возникают, очевидно, преимущественно чистые гели, так как алюмо-кремневые и железисто-кремневые соединения в зоне окисления почти отсутствуют или составляют ничтожный процент.

Однако чистые гели кремнезема адсорбируют целый ряд элементов или соединений, так как спектрально в чистых опалах всегда устанавливается железо (сильные и средние линии), иногда серебро (средние линии) и почти всегда Al, Mg, Ca, Mn, Ti (следы и слабые линии), а в зоне сыпучки Ba, Sn, Mo (следы).

КАЛЬЦИЙ

Роль кальция в блявинской зоне окисления исключительно велика и в то же время своеобразна. Основной особенностью можно считать полное отсутствие каких-либо карбонатных соединений и исключительно большое накопление сульфата — гипса, в нижних частях зоны.

Основным и, пожалуй, единственным источником кальция при процессах окисления были боковые породы, где гипогенными минералами являлись кальцийсодержащие силикаты и в совершенно ничтожном количестве — карбонат. Количество CaO в неизменных кератофирах 0.12—1.11%, в спилитах и диабазах 3.60—11.88%.

В измененных супергенными процессами приконтактных участках боковых пород количество CaO большей частью несколько уменьшается, что свидетельствует о некотором выносе Ca, часть которого перетлагается в виде сульфата. О миграции и растворении кальция свидетельствуют рудничные воды, содержащие до 0.02—0.03% Ca, и наличие супергенного гипса в сульфидных рудах зоны вторичного обогащения, благодаря которому содержание CaO в сульфидной руде иногда доходит до 1.5—3%.

Первичные руды, судя по некоторым данным, также содержат небольшое количество кальция, может быть даже в виде гипса. Руды месторождения Яман-касы содержат по спектральным анализам лишь следы и очень слабые линии кальция.

Нижние горизонты зоны окисления — кремнисто-гипсовая сыпучка — являются главной областью концентрации кальция, который фиксируется здесь в форме гипса. Количество CaO в этой зоне составляет в среднем около 6%, в отдельных участках снижаясь до 1.5% или увеличиваясь до 20—25%.

Главную роль в накоплении кальция в зоне сыпучки очевидно играет ион SO_4 , концентрация которого здесь очень высока.

Значительное количество кальция в виде гипса содержится в самородной сере (до 15%) и ковеллине (до 3%), а также в отдельных участках самых нижних слоев подзоны ярозита.

Верхние горизонты — подзона окислов и гидроокислов железа — почти полностью освобождены от кальция или содержат очень небольшое количество его также в форме гипса (до 0.5% CaO).

Очевидно в условиях железной шляпы гипс неустойчив, вследствие значительной растворимости в слабокислых или нейтральных растворах, характеризующих конечные стадии развития зоны окисления.

БАРИЙ

Присутствие значительных количеств бария в определенных горизонтах зоны окисления, именно в кремнисто-гипсовой сыпучке, чрезвы-

чайно характерно. Барит в зоне окисления, являющийся основным носителем бария, представляет собой продукт, возникший в результате отложения из растворов, циркулировавших в зоне окисления, в отличие от других месторождений, где барит в сыпучке является большей частью остаточным.

Таким образом здесь налицо выщелачивание бария из первичных руд и миграция и накопление его в низах зоны окисления. Поскольку барит как продукт гидротермальной деятельности отлагался не только как жильный минерал среди первичных сульфидов, но отчасти и в измененных боковых породах, то при процессах окисления барий выносился также и из последних.

Поведение бария в зоне окисления можно сравнить с поведением свинца и золота, характеризующимся исключительно неравномерным распределением. При общем, вероятно очень небольшом, обогащении низов зоны окисления этим элементом отдельные участки насыщены им исключительно сильно.

К сожалению, в нашем распоряжении не имеется достаточного числа химических анализов на барий, однако имеющиеся цифры в совокупности с данными спектрального анализа дают представление об относительном его распространении.

В зоне сульфидных руд содержание ВаО колеблется в пределах от следов до 2.5%, при наличии явного обогащения средней части и висячего бока рудного тела.

В подзоне кремнисто-гипсовой сыпучки содержание ВаО в одних участках составляет всего 0.10—0.55%, в то время как в других, судя по содержанию барита, доходит до 20—30%. Спектральными анализами почти во всех участках, кроме самой верхней части подзоны фиксируются сильные или средние линии бария.

В подзоне ярозита и подзоне окислов и гидроокислов железа барий химически не обнаружен; спектральными анализами в ярозитах установлены следы его.

Уже указывалось, что основным минералом бария в зоне окисления является барит. Если посмотреть анализы других минералов, то характерна наибольшая концентрация бария в англезите и некоторых темных тонкодисперсных скоплениях, постоянное его присутствие в виде слабых линий и следов в пирите, ковеллине, самородной сере, галогенидах серебра и полное отсутствие в кварце, опале, гипсе и других водных сульфатах.

Так как целый ряд фактов (наличие новообразований барита, присутствие бария в ряде минералов как примесь) свидетельствует о том, что в подзоне кремнисто-гипсовой сыпучки имелись растворы с высокой концентрацией бария, а рудничные воды, близкие по составу к растворам зоны окисления в период ее формирования, содержат заметные количества хлора и свободного иона SO_4 , то наиболее правильным нам кажется предположить, что барий мигрировал в форме хлорида, а затем осаждался под влиянием «господствующего» иона SO_4 (Ф. В. Чухров, 1937), часто совместно со свинцом. Не случайны, с одной стороны, постоянная ассоциация барита и англезита и с другой — присутствие примеси бария в англезите.

АЛЮМИНИЙ

Основным источником алюминия в зоне окисления являлись, повидимому, боковые породы. В процессе окисления и супергенного изменения вмещающих пород — спилитов, и отчасти может быть кератофилов, происходит частичный вынос этого элемента. При этом анализы показывают,

что количество Al_2O_3 в измененных спилитах в 3—4 раза меньше, чем в неизмененных, в то же время в кератофирах количество Al_2O_3 в измененных разностях почти то же, что и в неизмененных.

В зоне сульфидных руд Al_2O_3 устанавливается в большинстве проб в количестве 2—4%, причем не только в рудах зоны вторичного обогащения, но и в тех участках, которые могут быть отнесены к первичным рудам.

В пределах зоны окисления алюминий присутствует в очень небольших количествах в кремнисто-гипсовой сыпучке, где в среднем количество Al_2O_3 составляет около 1.5, иногда до 2.5%, и отчасти — в сплошных железняках, где он содержится в тех же пределах лишь в единичных пробах. Чаще же он дает сотые доли процента (в ярозитах) или отсутствует вовсе.

Первичные минералы, содержащие алюминий, в зоне сульфидных руд не обнаружены, однако постоянное присутствие Al_2O_3 , в указанных выше количествах, позволяет предполагать возможность их нахождения. Содержащиеся в ничтожных количествах в сульфидной руде сульфаты — калиевые квасцы и галотрихит, вряд ли могут дать упомянутое выше содержание окиси алюминия. В железной шляпе по данным В. М. Крейтера (1935) встречались каолин, аллофан и алунит. Не исключена возможность нахождения этих минералов и в кремнисто-гипсовой сыпучке.

Постоянное присутствие алюминия в рудничных водах, где он составляет 3—4 г/л и уступает по количеству только железу, указывает на миграцию алюминия в процессе окисления. Не исключена возможность частичного выноса его за пределы рудного тела и каймы измененных пород.

МАГНИЙ

Подобно алюминию в процессе супергенных изменений, магний выносился главным образом из боковых пород, в основном спилитов. Химические анализы показывают уменьшение количества MgO в 10—20 раз в измененных спилитах по сравнению с неизмененными. В то же время в кератофирах он остается в тех же пределах.

В сульфидной руде зоны вторичного обогащения Mg содержится в пределах сотых и десятых долей процента (MgO составляет от 0.04—0.15 до 0.5—0.8%), будучи очевидно связан в основном с сульфатами — мелантеритом, отчасти пизанитом и в ничтожном количестве с галотрихитом, квасцами, гипсом.

В рудах зоны окисления количество его совершенно ничтожно, химически почти не устанавливается, а спектрально констатируется главным образом в виде слабых линий (тысячные доли процента).

В рудничных водах он присутствует постоянно в очень незначительных количествах (до 0.7 г/л).

КАЛИЙ, НАТРИЙ

Так же как алюминий и магний, калий и натрий выносились в процессе окисления из вмещающих пород, освобождаясь при разрушении силикатов и переходя в сульфаты. Отчасти они переотлагались в тех же боковых породах в форме ярозита, ничтожная часть мигрировала в зону сульфидов, где отлагалась в виде калиевых квасцов. Главная же масса осаждалась в зоне окисления, давая сплошные массы ярозита, главным образом натроярозита, отчасти калиевого ярозита. Очень интересна в этом отношении уже отмечавшаяся закономерная приуроченность калиевой разности к участкам, прилегающим к блоку кварцевого кератофира.

Химические анализы свидетельствуют об интенсивном выносе натрия из спилитов и кератофилов и почти не меняющемся содержании калия в них. Быть может здесь сыграли какую-то роль гипогенные изменения боковых пород — некоторая серицитизация, впоследствии замаскированная вторичными изменениями.

Не исключена возможность и того, что такие элементы, как К и Na, могли в какой-то степени извлекаться из морской воды, соприкасавшейся в течение довольно длительного времени с зоной окисления.

В зоне сульфидных руд количество К и Na составляет преимущественно сотые доли процента как в верхних горизонтах, так и в участках, близких к первичным рудам.

ХЛОР, БРОМ, ИОД

Галоиды устанавливаются химическими анализами в низах зоны окисления, в частности в кремнисто-гипсовой сыпучке и в рудничных водах. При этом количество их в сыпучке, будучи в общем незначительным, но, повидимому, постоянным, в некоторых участках достигает 0.7%. Количество хлора в насыщенной сульфатной рудничной воде составляет всего 0.08—0.5 г/л, в разбавленных водах 0.02—0.2 г/л.

Появление этих элементов в зоне окисления могло быть связано, с одной стороны, с присутствием их во вмещающих породах, в грунтовых водах (Берг, Вернадский) в период формирования зоны окисления, с другой стороны, источником их могла являться морская вода верхнемелового моря, покрывавшего уже сформировавшуюся и отчасти размытую зону окисления. Некоторая концентрация этих элементов в низах зоны окисления в виде галоидных соединений тяжелых металлов, в частности серебра, происходила, повидимому, в течение длительного периода формирования зоны окисления, но главным образом в периоды существования жаркого и сухого климата. Ряд авторов отмечает, что как хлор, так и бром и иод охотно соединяются с серебром в железных шляпах засушливых районов. Можно было бы предположить, что эти элементы извлекались из морской воды тогда, когда зона окисления была сформирована и претерпевала какие-то изменения под действием покрывавшего ее моря. Однако при этом галоидные соединения должны были бы присутствовать во всей зоне окисления и распределяться в ней более равномерно.

В сульфидной руде, равно как и во вмещающих породах, присутствие галоидных соединений не установлено, если не считать незначительного распространения в изверженных породах висячего и лежащего бока апатита и фосфорита в осадочных породах, прикрывающих зону окисления.

ФОСФОР

Присутствие фосфора, подобно галоидам, отмечается лишь в пределах зоны окисления, где он устанавливается достаточно редко, можно сказать спорадически, но иногда дает локальные концентрации. В наибольших количествах H_3PO_4 установлена в «погребенных» рудничных водах, насыщенных сульфатами (до 0.1—0.2 г/л), и совершенно не обнаружена в разбавленных водах.

Значительные количества фосфора присутствуют в нижних частях меловых морских отложений, покрывающих зону окисления, в которых установлен горизонт глауконитовых песков с фосфоритами.

В сульфидной руде и в боковых породах количество фосфора совершенно ничтожно, тем не менее в рудах, близких к первичным, устанавливается 0.04—0.07% P_2O_5 .

В зоне окисления фосфор присутствует также в ничтожных количествах. В самых верхних горизонтах, вблизи поверхности, он фиксируется в виде фосфатов меди и кальция, в ассоциации с опалом образующих пленки на галечнике осадочной толщи.

В подзоне кремнисто-гипсовой сыпучки заметные количества фосфора связаны со скородитоподобным минералом, содержащим в равных соотношениях мышьяк и фосфор.

Количество P_2O_5 в тонкослоистой, богатой англезитом сыпучке составляет 0.77%, в сыпучке, почти целиком сложенной скородитоподобным минералом, 16.05%, в других — сотые или десятые доли процента (по спектральному анализу — сильные линии).

Изложенные данные позволяют предположить, что фосфор в растворах зоны окисления мог появиться либо в период формирования зоны окисления — за счет руд и боковых пород, либо в период изменения в основном уже сформировавшейся зоны окисления под влиянием грунтовых вод, выносивших фосфор из нижних слоев морских отложений (песков с фосфоритами), соприкасающихся в ряде участков с кремнисто-гипсовой сыпучкой.

V. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ

Изложенный выше фактический материал позволяет оценить факторы, определившие общий характер зоны окисления Блявинского месторождения, и в то же время рисует химизм процессов, имевших место при образовании этой зоны.

Как известно, интенсивность окисления всякой сульфидной залежи и глубина его проникновения определяются, во-первых, региональными факторами: климатом, положением уровня грунтовых вод в связи с рельефом, скоростью эрозии, тектоникой данного участка, химизмом просачивающихся вод и, во-вторых, местными факторами, определяющимися составом, структурами и текстурами руд, условиями залегания их и составом вмещающих пород.

Изучение вторичных зон сульфидных месторождений, результатом которого явились классические работы таких авторов, как С. С. Смирнов (1936), Г. Шнейдерхен (Schneiderhöhn 1924) и др., показало, что в областях с тропическим нормально сухим климатом развиты прекрасно выраженные зоны окисления и зоны вторичного обогащения. Наиболее благоприятными для этого случая являются районы, приближающиеся к пещелену, или районы, где скорость эрозии несколько отстает от скорости окисления. Чем дольше будет месторождение подвергаться действию поверхностных вод, тем полнее будет окисление и тем больше мощность отдельных зон.

Все эти моменты особенно отчетливо проявляются на примере Блявинского месторождения. Не подлежит сомнению, что на Бляве речь идет о древней зоне окисления. О том, что вся зона, включая и подзону окислов и гидроокислов железа, была сформирована в домеловое время, свидетельствует не только залегание на ней осадочной толщи верхнего мела, но и наличие некоторого размыва ее, благодаря которому эти осадки лежат на различных по своему гипсометрическому уровню и по составу образованиях зоны окисления.

Совокупность данных палеогеографических исследований по Южному Уралу (включая и район Блявы) и минералогические особенности вторичных зон Блявы, наряду с их явными отличиями от зон окисления других месторождений Урала, образовавшихся в условиях умеренного

климата, говорят о существовании жаркого и сухого климата. В то же время с нашими данными согласуется предположение и о том, что климат в процессе формирования зоны окисления претерпевал изменения: от жаркого и сухого имелся переход к менее жаркому и более влажному (субтропическому). Об этом свидетельствует превращение ярозитов в окислы и гидроокислы железа. Преобладание же в составе железняков гематита и гегита, возможно, стоит в связи с достаточно жарким климатом, в частности субтропическим. В условиях умеренного, более влажного климата на Среднем Урале образуются гидрогетитовые (лимонитовые) железняки.

Геоморфологические особенности района, история развития его рельефа, обрисованные рядом исследователей Орского Урала (Хабаков и др., 1935, 1941), показывают, что поверхность страны уже к началу средней юры представляла почти равнину, хотя эрозия продолжалась до наступления верхнемелового моря.

В течение мезозоя, в частности в юрское время, страна испытывала дифференциальные движения, обуславливавшие изменение базиса эрозии, а следовательно и колебание уровня грунтовых вод. Поднятия влекли за собой опускание базиса эрозии, денудацию верхних частей зоны окисления и опускание нижней границы ее. Опускания сопровождалось повышением базиса эрозии и уменьшением активности процесса выветривания.

Процессы окисления и формирование всей зоны окисления в целом прекратились в основном в связи с наступлением верхнемелового моря. К концу нижнетретичного времени (или в неогене) море, повидимому, начало отступать, так как морской характер осадков заканчивается палеоценом, неоген же характеризуется песками и галечниками. В верхнетретичное и четвертичное время процессы денудации и окисления сказывались, вероятно, весьма незначительно, главным образом на участках, обнаженных из-под осадочного покрова.

Что касается влияния на формирование зоны окисления Блявы такого регионального фактора, как химизм просачивающихся вод, то имеющиеся у нас данные лишь косвенно характеризуют состав вод того периода.

Воды верхних частей зоны окисления, как уже отмечалось, имели сульфатный характер. Содержание хлора и щелочей (натрия и калия) в них относительно небольшое, но все же значительное. Повидимому присутствие этих элементов связано с характером климатических условий, может быть с существованием солончаковых почв в период жаркого и сухого климата.

К числу местных факторов, обусловивших ход окисления в Блявинском месторождении, относятся состав и структуры руд, физические свойства боковых пород и условия залегания рудного тела. Все эти моменты в условиях Блявы также были достаточно благоприятны. Огромную роль сыграла пиритность руд, причем важно не только то, что пирит и марказит составляли не менее 80—90%, но и то, что большое развитие имел тонкодисперсный серный колчедан — мельниковит.

Совместное нахождение сульфидов с различными электрическими потенциалами в тесном соприкосновении друг с другом также способствовало более быстрому окислению. Согласно экспериментам известно, что возникающий электрический ток ускоряет окисление минералов с низшими потенциалами. Этим вероятно объясняется более резкий переход в раствор в зоне вторичного обогащения сфалерита, халькопирита и значительная сохранность марказита. Характерно, что халькопирит

значительно лучше сохранился в участках руд, сильно окварцованных, где зерна и скопления сульфидов отделены друг от друга жильным кварцем.

Длительная и интенсивная циркуляция этих растворов, насыщенность руд сульфатами обусловили как бы разрыхление плотной сульфидной массы, образование многочисленных трещин, многие из которых, повидимому, связаны не только с пострудными тектоническими подвижками, но с процессами оседания в результате сокращения объема рудной массы при окислении.

Роль вмещающих месторождение боковых пород в процессе образования зоны окисления выразилась в следующем: с одной стороны, они явились источником ряда элементов, вошедших в состав циркулировавших растворов, с другой стороны — они были достаточно равномерно водопроницаемыми, что обусловило полное окисление части месторождения, расположенной над уровнем грунтовых вод. Среди окисленных руд не сохранилось участков первичных или частично окисленных сульфидов. Циркулировавшие сернокислые растворы, содержавшие сульфаты тяжелых металлов, обогатились такими элементами, как Ca, Si, Al, Mg, Na, K, которые отлагались затем в форме гипса, опала, ярозита.

В результате изменения ближайших к рудному телу участков боковых пород, образовались «опало-ярозитовые» породы. Особенно интенсивно измененными оказались спилиты и брекчии (вулканические брекчии или туфобрекчии), в несколько меньшей степени — кварцевые кератофиры. ореол вторично измененных пород образует как бы кайму вокруг рудной залежи.

Различный состав пород всячего и лежащего бока месторождения, резкие контакты и довольно крутые углы падения рудного тела способствовали проникновению растворов вдоль контактов на значительно большую глубину, нежели в пределах самого рудного тела. Как было показано выше, ярозиты и кремнисто-гипсовая сыпучка, в всячем и лежащем боках и в северном и южном концах рудного тела опускаются часто до глубины, в $1\frac{1}{2}$ — 2 раза превышающей таковую в средней его части.

Вблизи поверхности, равно как и на некоторой глубине, превращение боковых пород в отдельных участках почти в сплошные железняки или ожелезненные и обожженные породы, часто с реликтами первичных структур, свидетельствует о растекании растворов зоны окисления. В связи с этим могло быть отложение не только опала и сульфатов, но и гидроксидов железа.

Химизма процессов, протекавших на различных стадиях развития зоны окисления описываемого месторождения, мы уже касались при описании отдельных зон, отчасти при описании минералов и поведения отдельных химических элементов. В целом здесь выдерживаются общие принципы, которые присущи каждой зоне окисления подобного типа месторождений, но в то же время на отдельных этапах проявляются и специфические особенности.

На первой стадии за счет сульфидов образуются разнообразные сульфаты — главную роль при этом играют: H_2O , O_2 , H_2SO_4 , $FeSO_4$, $CuSO_4$ (концентрация H_2SO_4 максимальна). Далее идет образование $Fe_2(SO_4)_3$, приобретающего первостепенное значение наряду с H_2SO_4 и кислородом.

Около уровня грунтовых вод происходит вынос железа и осаждение из сернокислых растворов $CaSO_4$, $PbSO_4$, $BaSO_4$, геля SiO_2 и некоторых металлов в виде тонкодисперсных образований (Ag, Au и др.). В отдельных участках образуется арсенофосфат железа. В ничтожном количестве у границы с колчеданной сыпучкой сохраняются кое-где остаточные

сульфиды. В результате длительно протекавших в данных условиях процессов очевидно и возникла подзона кремнисто-гипсовой сыпучки.

Ниже этого горизонта идет активное выщелачивание легкорастворимых сульфидов и сульфатов в условиях отсутствия доступа кислорода; сульфидная руда превращается в колчеданную сыпучку.

В самых верхних горизонтах, где при максимальном влиянии H_2O и кислорода растворы приближаются к слабокислым и нейтральным, ранее образовавшийся основной сульфат — ярозит — становится неустойчивым и замещается маловодными гидратами окиси железа или окисью железа — гематитом и гетитом. В незначительном количестве в ней сохраняются гипс и опал. Все металлы, кроме железа, мигрируют вниз, отчасти выносятся и рассеиваются. Образуется подзона окислов и гидроокислов железа.

VI. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ БЛЯВИНСКОГО И ДРУГИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Интересные результаты дает сопоставление имеющихся данных по зоне окисления Блявы с данными о зонах окисления некоторых других колчеданных месторождений. К сожалению, как уже отмечалось, литературные сведения в части минералогической и химической характеристики этих зон вообще очень скудны.

Насколько можно судить по данным Фогта и Вильямса (Vogt, 1899; Williams, 1934), по приводимым ими очень кратким общим описаниям и частичным химическим анализам, описанная нами зона окисления обладает наибольшим сходством с зоной окисления месторождения Рио-Тинто в Испании. В этих месторождениях прослеживается аналогичная блявинской вертикальная зональность, имеются резко отделенные друг от друга зоны: 1) железная шляпа, 2) землистый слой, богатый благородными металлами, и 3) тонкий непостоянный слой самородной серы. Ниже располагаются руды зоны вторичного сульфидного обогащения.

Вероятнее всего, что «землистый слой» Рио-Тинто отвечает кремнисто-гипсовой сыпучке Блявы и если не вполне аналогичен ей по составу, то очень сходен по условиям образования. Для него отмечается обогащение такими металлами, как Pb, Sb, Bi, Se, и вынос Cu, Zn, Fe. Характерно образование слоя самородной серы на границе железняков и сульфидов. Золото в «землистом слое» тонко распылено, почти не улавливается при промывке в ковше. Серебро связано с кераргиритом и возможно с сульфидом — Ag_2S .

Сходство замечается и в наличии глубокой зоны вторичного обогащения. Сходны также первичные руды, структуры их и состав вмещающих пород.

Считается установленным, что образование зоны окисления Рио-Тинто протекало при субтропическом климате и замедленной эрозии. Независимо от того, является ли железная шляпа Рио-Тинто древней или современной, условия, определяющие ее состав, глубину и хорошую проработанность, те же, что и отмеченные выше для Блявы.

Несколько отличная по составу и строению зона окисления Чилийских месторождений (Чуквикамата, Алькапароза) представлена по данным Бенди (Bandy, 1938) преимущественно сульфатами железа, меди и отчасти других металлов (здесь установлено более 40 различных сульфатов). Вблизи поверхности руды выщелочены и содержат только основные сульфаты железа, гематит и гипс. Известно, что окислению здесь

подверглись существенно пиритные руды с энаргитом, превращенные первоначально в халькозино-ковеллиновую руду, а затем уже в сульфатные руды. Окисление протекало в течение длительного времени — с середины третичного периода в условиях жаркого и сухого климата. Такие минералы, как ремерит, ссомольнокит, мелантерит, пизанит, галотрихит, встреченные и на Блявинском месторождении, имеют широкое распространение в сульфатных рудах Чили.

Богатством сульфатными минералами характеризуются, судя по данным С. С. Смирнова (1941) и др., также зоны окисления ряда месторождений Яна-Адычанского района Верхоянья, но уже в иных климатических условиях, нежели в Чили. Зоны окисления, подобные чилийским, и зоны окисления типа Эге-Хая Яна-Адычанского района, несмотря на образование в разных широтах, имеют очень много общего. Поэтому в части сульфатной минералогии Блява может быть сравнима не только с Чили, но и с Эге-Хая. Резко выраженная вертикальная зональность, преобладание ярозита в верхах, мелантерита и других сульфатов закиси железа в низах зоны окисления характерны как для Блявы, так и для Эге-Хая. Одни и те же супергенные минералы (мелантерит, фиброферрит, ярозит, сера, гипс, опал, англезит, скородит), но только в иных количественных соотношениях, встречены в зонах окисления обоих месторождений.

Различие этих месторождений, помимо целого ряда других моментов, выражается в том, что в Эге-Хая слагающие сульфатно-сульфидную зону дисульфиды железа — марказит, пирит, мельникит — являются вторичными, образовавшимися на месте пирротина, в то время как на Бляве эти же сульфиды слагают и сульфатно-сульфидную зону и первичные руды, являясь в обоих случаях минералами первичными.

Обращаясь к другим нашим месторождениям колчеданного типа, мы находим много общего между зоной окисления Блявы и Майкайна, в частности с участком «С» этого месторождения, где наряду с баритовыми телами имеются пиритовые залежи.

Детальные исследования Ф. В. Чухрова (1938) дают достаточно полное представление о зоне окисления Майкайинских месторождений и делают возможным сопоставление ее по целому ряду деталей с зоной окисления Блявы.

Особенно сближает эти две зоны окисления наличие в них больших масс ярозита. Пока что это, пожалуй, единственные в Союзе месторождения, обладающие столь мощными скоплениями сплошного ярозита. Глубина проникновения процессов окисления в этих месторождениях почти одинакова. Как на Бляве, так и в Майкайне ярозиты переходят в верхних горизонтах в красные железняки. В Майкайне они представлены гидрогематитом внизу и гидрогетитом вверху, а на Бляве гематитом и гетитом с небольшой примесью гидрогематита и гидрогетита. В отличие от Майкайна, где отчетливо проявляется преобладающая роль бурых железняков в верхних частях зоны, на Бляве бурые железняки имеют ничтожное распространение и встречаются отдельными скоплениями.

Присутствие значительных масс самородной серы в виде «жил» или прослоев до 20 см, аналогично Бляве, приурочено к нижним частям зоны окисления. Для обоих месторождений характерно присутствие галоидных соединений серебра, присутствие вторичного барита, свидетельствующего о миграции бария в процессе окисления, и отсутствие карбонатов (за исключением карбонатов меди в Майкайне).

В отличие от Блявы, где железняки и ярозиты почти совершенно лишены золота, на Майкайне золото концентрируется и в железняках и

в ярозитах. Однако здесь отсутствует зона, соответствующая кремнисто-гипсовой сыпучке Блявы. Кроме того, блявинское золото тонкодисперсно, тогда как на Майкаине оно нередко видимое (улавливается при промывке в ковше). Общим является факт миграции и обогащения золотом нижних частей зоны окисления.

Особенностью Блявы является полное отсутствие окислов меди в железной шляпе.

Остается выяснить черты сходства и различия между зонами окисления Блявы и других колчеданных месторождений Урала.

К сожалению, литературные данные по характеристике состава и других особенностей зон окисления Уральских месторождений незначительны и практически ограничиваются сводкой, составленной А. А. Амираслановым (1937).

В настоящее время не имеется твердо установленных фактов, которые бесспорно доказывали бы возраст зоны окисления этих месторождений. А. А. Амирасланов (1937) относит образование железных шляп колчеданных месторождений восточного склона Урала к началу мезозоя.

Как показывают имеющиеся данные, в целом ряде месторождений глубина зоны окисления определяется современным положением уровня грунтовых вод. В то же время в некоторых месторождениях (Ворошиловское, Тубинское) нижняя граница зоны лежит значительно глубже этого уровня. В тех случаях, когда выход колчеданной залежи приурочен к пониженным участкам рельефа, когда поверхность покрыта торфяниками и болотами, железная шляпа либо отсутствует (Ревдинская Дегтярка, Пионерское), либо имеет ничтожную глубину 1—2 м (Первомайское, Сталинское), и вблизи поверхности устанавливаются кварцево-баритовые «пески» и колчеданная сыпучка.

Почти исключительное развитие в железных шляпах Урала гидроокислов железа типа гидрогетита (лимонита), в совокупности с указанными выше фактами, касающимися залегания уровня грунтовых вод и зоны выщелачивания, позволяет считать вполне вероятным для большинства месторождений современный возраст зоны окисления, сформированной в умеренном влажном климате, при слабой эрозионной деятельности и сравнительно расчлененном рельефе.

По глубине распространения и по своему составу зоны окисления различных месторождений Северного, Среднего и Южного Урала не вполне аналогичны. В целом вторичная вертикальная зональность проявлена более или менее отчетливо почти во всех месторождениях, за исключением слепых рудных тел. Как правило, сверху залегает железная шляпа, сложенная окислами и гидроокислами железа с ничтожной примесью окислов меди; ниже следует зона «песков», обычно баритовых, кварцевых или кварцево-баритовых, еще ниже — колчеданная сыпучка и, наконец, слабо проявленная зона вторичного обогащения и зона первичных руд.

Основное отличие вторичных зон большинства колчеданных месторождений Урала от блявинской заключается в почти исключительном развитии в них буро-железняковых образований в шляпе (за исключением некоторых месторождений, например Семеновского, Бурибая и Учалов на Южном Урале, где развиты также красные железняки), в совершенно ином составе и строении зоны окисленных и выщелоченных руд, представленной упомянутыми «песками», в значительно меньшей глубине железной шляпы и зоны окисления в целом (кроме некоторых месторождений Южного Урала), в наличии в большинстве железных шляп повышенных содержаний золота, обычно значительно мень-

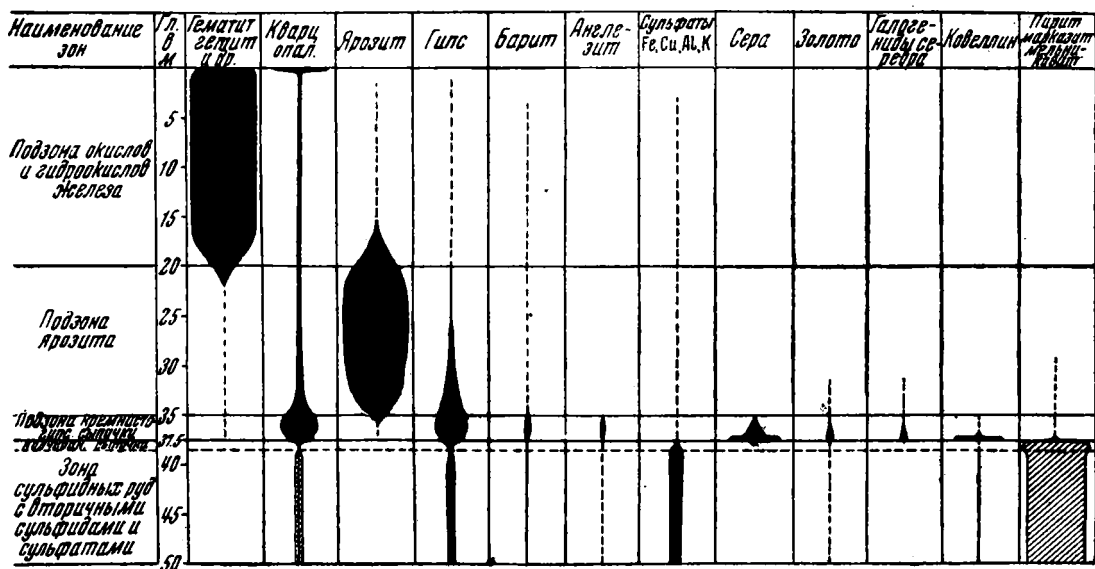
шей глубине и интенсивности вторичного обогащения и отсутствию столь характерных для Блявы многообразных и обильных сульфатных образований в верхних горизонтах сульфидной зоны.

VII. ВЫВОДЫ

1. Возраст зоны окисления Блявинского месторождения древний, зона формировалась в течение длительного периода, с начала мезозоя до верхнего мела. Основными данными, подтверждающими это положение, являются: залегание на размытой и осевшей поверхности зоны окисления осадков верхнемелового и палеогенового моря, хорошая проработанность и резкие границы отдельных вторичных зон, глубокое и интенсивное вторичное обогащение сульфидной части месторождения.

2. Процессы окисления в начальных стадиях протекали в условиях жаркого и сухого климата, постепенно сменявшегося менее жарким и более влажным (возможно субтропическим).

Об этом свидетельствуют следующие факты: а) обилие сульфатов в верхних горизонтах сульфидной зоны, наличие в пределах ее «погретых» концентрированных сульфатных растворов; б) обилие ярозита и большие мощности сплошных масс его; в) замещение ярозита безводными



Фиг. 46. Распределение главнейших минералов зоны окисления в отдельных подзонах.

и маловодными окислами железа — гематитом, гетитом, отчасти гидрогематитом; г) наличие в нижних горизонтах зоны окисления галогенных соединений серебра; д) палеофизиографические данные ряда исследователей Южного Урала.

Район месторождения очевидно был представлен сглаженным рельефом, почти равниной, претерпевшей в некоторые периоды поднятия, связанные с юрскими и возможно более поздними дифференциальными движениями.

Современное положение уровня грунтовых вод, почти совпадающего с нижней границей зоны окисления, не противоречит высказанному положению о древнем выветривании.

3. Строение окисленной части месторождения характеризуется наличием следующих, расположенных друг за другом по вертикали подзон: а) подзона окислов и гидроокислов железа, б) подзона ярозита, в) подзона кремнисто-гипсовой сыпучки, г) прослой ковеллина и самородной серы, д) подзона колчедана-сыпучки, е) подзона сульфидных руд с большим количеством вторичных сульфатов.

4. По минералогическому составу зона окисления Блявы значительно отличается от таковой аналогичных месторождений Урала. Основными минералами подзоны окислов и гидроокислов являются — гематит, гетит, подчиненными — ярозит, резко подчиненными — кварц, опал, гипс. В подзоне ярозита преобладает ярозит, в подчиненных количествах присутствуют опал, кварц, гипс. В подзоне кремнисто-гипсовой сыпучки распространены: гипс, опал, кварц, сера, барит, англезит и в небольших количествах — ковеллин, пирит, ярозит, гидроокислы железа, галоидные соединения серебра, сажистый аргентит (?), фосфоскородит и др. (Распределение главных минералов по отдельным подзонам показано на фиг. 46).

5. Подзона кремнисто-гипсовой сыпучки является весьма своеобразной как по составу, так и по условиям образования, отличной от подобных сыпучек или кварцевых и баритовых «песков» других колчеданных месторождений Урала. Зона эта отвечает условиям максимальной интенсивности окисления и выщелачивания и в то же время представляет собой в основном новообразование. Основные слагающие ее минералы (опал, гипс, сера и др.) не являются остаточными продуктами от выщелачивания; они отложились из растворов, повидимому в результате реакций сульфатных вод, богатых серной кислотой с растворимыми соединениями, приносившимися просачивающимися с поверхности водами. Значительные участки сыпучки сложены рыхлым материалом с большим количеством обломков, отдельные прослой с брекчиевидной текстурой залегают среди грубослоистых масс, тонкослоистые массы смяты.

6. Своеобразные по генезису тонкие прослой сплошных масс ковеллина и самородной серы отложены также из растворов на границе зоны окисления и сульфидного обогащения.

Не обычна, но характерна концентрация золота и серебра в низах зоны окисления — кремнисто-гипсовой сыпучке, самородной сере и ковеллине. Золото находится исключительно в грубо- или тонкодисперсном состоянии и заключено в отдельных минералах, главным образом в темном гипсе, ковеллине, сере, темных тонкодисперсных скоплениях сложного состава (иногда с теллуrom и мышьяком), в меньшей мере — в англезите, барите, опале, галоидных соединениях серебра. Серебро присутствует главным образом в виде галоидных соединений и в темных тонкодисперсных скоплениях сложного состава, отчасти подобно золоту заключено в отдельных минералах.

ЛИТЕРАТУРА

- Амирасланов А. А. Минералогическая характеристика колчеданных месторождений Урала и вторичные процессы в них. ОНТИ, 1937.
- Аристов В. Р. К вопросу об оценке выходов золоторудных месторождений. *Вопр. теор. и прикл. геол.*, сб. 3. Изд. Моск. геол.-разв. инст., М., 1947.
- Безруков П. Л. и Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения бокситов на Южном Урале. *Тр. Инст. геол. и мин.*, 1934, вып. 7.
- Безруков П. Л. и Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения алюминиевых руд в Примугоджарских степях. *Бокситы*, т. 1. Тр. Всес. инст. мин. сырья, 1937, вып. 110.
- Берг Г. Геохимия месторождений полезных ископаемых. ОНТИ, 1933.
- Бетехтин А. Г. 1. Ковеллин. *Минералы СССР*. Изд. Акад. Наук СССР, 1940.
- Бетехтин А. Г. 2. Галенит. *Минералы СССР*. Изд. Акад. Наук СССР, 1940.
- Вернадский В. И. *Очерки геохимии*, ГИЗ, М.—Л., 1927.
- Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания в связи с никель-кобальтовым оруденением на Южном Урале. *Тр. Уральск. научн. конфер.*, 1939, 139—147, М.—Л., 1940.
- Заварицкий А. Н. Колчеданные месторождения Блявы в Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще. *Тр. Геол. инст. Акад. Наук СССР*, 1936.
- Заварицкий В. А. Отчет о детальной петрографической съемке м. 1 : 5000 в районе Блявинского месторождения медистого пирита. 1935, рукопись.
- Заварицкий В. А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале. *Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР*, 1946, вып. 71, петр. сер., № 24.
- Крейтер В. М. Материалы к вопросу о миграции золота. *Тр. Моск. геол.-разв. инст.*, 1941, 17.
- Крейтер В. М. О поведении золота в зоне гипергенеза. *Геол. и горн. дело. Минцветметзолото. Сб. научн. труд.*, 1947, № 16, 23—28.
- Крейтер В. М. и Роговер Г. Б. Блявинское медно-колчеданное месторождение. *Пробл. сов. геол.*, 1935, № 6.
- Кротов Б. П. Классификация и номенклатура минералов группы окиси и гидратов окиси железа. *Сб. «Железородные месторождения Алапаевского типа»*, т. 1—2, 1936.
- Кротов Б. П. К вопросу о классификации и номенклатуре минералов из группы гидратов окиси железа. *Докл. Акад. Наук СССР*, нов. сер., 1943, 40, № 3, 131—134.
- Ларсен Е. и Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. ОНТИ, 1937.
- Николаев В. А. и Разумовский Н. К. Месторождение ремерита и др. сульфатов железа на рч. Нельды. *Зап. Мин. общ.*, 1934, 62, вып. 1, 160—165.
- Разумовская Е. Э. Геология южной части Южного Урала. *Междун. XVII геол. конгр. Уральск. экск.*, 1937.
- Разумовский Н. К., Хабаков А. В., Разумовская Е. Э. и Волкова Е. В. Геологическое строение района Блявинского месторождения на Южном Урале. 1933.
- Роговер Г. Б. Месторождения Блявы в свете предварительного изучения. *Цвет. мет.*, 1936, № 1.
- Роговер Г. Б. Медноколчеданное месторождение Блява. *ГОНТИ*, 1939.

- Роговер Г. Б. и Свиридов Е. А. Опыт бурения в условиях кислых рудничных вод на Бляве. Разв. недр, 1935, № 19.
- Роде Е. Я. Физико-химическое изучение Уральских железных руд. Сб. «Железорудные месторождения Алапаевского типа», т. 2, 1936.
- Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. ОНТИ, 1936.
- Смирнов С. С., Дубовик М. М. и др. Минералогический очерк Яна-Адычанского района. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, вып. 46, мин. сер., 1944, № 9.
- Хабаров А. В. Юрский рельеф и древняя кора выветривания. Изв. Гос. геогр. общ., 1935, 67, вып. 2.
- Хабаров А. В. Геологическое строение Орско-Халиловского района. Геол. изд., 1941.
- Хитаров Н. И. Характеристика рудничных вод как сырья для производства медного купороса. Журн. хим. пром., 1937, № 1.
- Хитаров Н. И. Некоторые данные о генезисе ярозита. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, мин.-геох. сер., 1940, № 2.
- Хитаров Н. И. и Муликовская Е. П. К геохимии рудничных вод сульфидных месторождений. Пробл. сов. геол., 1935, № 8.
- Чухров Ф. В. К минералогии и геохимии бария. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1937, № 3.
- Чухров Ф. В. О выветривании ярозитов. Докл. Акад. Наук СССР, 1939, 23, № 3.
- Чухров Ф. В. О составе ярозитов из месторождений Центрального Казахстана. Докл. Акад. Наук СССР, 1940, 28, № 9.
- Чухров Ф. В. Некоторые общие вопросы генезиса галоидных минералов серебра. Докл. Акад. Наук СССР, 1940, 27, № 7.
- Чухров Ф. В. О миграции золота в зоне окисления. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1947, № 4.
- Шадлун Т. Н. О галотрихите в колчеданных рудах Блявинского месторождения. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1940, вып. 2.
- Шадлун Т. Н. и Нестерова Ю. С. 1. О некоторых новых сульфатах в Блявинском колчеданном месторождении. Докл. Акад. Наук СССР, 1941, 32, № 5.
- Шадлун Т. Н. 2. Сера. Сфалерит. Вюртцит. Минералогия Урала, т. 2, Изд. Акад. Наук СССР, М.—Л., 1941.
- Шадлун Т. Н. О колломорфных структурах руд месторождения Яман-Касы. Зап. Мин. общ., 1942, № 3—4.
- Шадлун Т. Н. Англезит из месторождения Блява. Зап. Мин. общ., 1944, № 4.
- Шадлун Т. Н. и Нестерова Ю. С. Фосфоскордит из месторождения Блява. Зап. Мин. общ., 1947, № 3.
- Bandy M. C. Mineralogy of the sulphate deposits of Northern Chile. Amer. Min., 1938, 23, № 11.
- Cornu F. Die Bedeutung gelartiger Körper in der Oxydationszone der Erzlagerstätten. Zs. prakt. Geol., 1909, 17.
- Doelter. Handbuch der Mineralchemie, 1925.
- Posnjak E. a. Merwin H. The hydrated ferric oxydes. Amer. Journ. Sci., 1919, 47.
- Rasor Ch. Bromyrite from Trombstone Arizona. Amer. Min., 1938, 23, 3.
- Schneiderhöhn H. Die Oxydations- und Zementationszone der Sulfidischen Erzlagerstätten. Fritsch. Min. Krist., 1924, 9.
- Vogt J. Das Huelva-Kiesfeld in Südspanien und dem Angrenz. Theile V. Portugalien. Zs. prakt. Geol., 1899, 241.
- Williams D. The geology of the Rio-Tinto mines, Spain. Inst. Min. a. Met., 1934, 43, 594.
-

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	<i>Стр.</i>
Предисловие	1
Введение	2
I. Геологические и палеогеографические особенности района и участка Блявинского месторождения	3
II. Описание месторождения	8
1. Зона сульфидных руд	8
2. Зона окисленных руд	15
а. Подзона окислов и гидроокислов железа	17
б. Подзона ярозита	20
в. Подзона кремнисто-гипсовой сыпучки	23
г. Колчеданная сыпучка	33
3. Рудничные воды	34
III. Описание минералов зоны окисления	37
1. Самородные элементы	38
2. Сульфиды	41
3. Галоидные соединения	44
4. Окислы	46
5. Сульфаты	51
6. Фосфаты, арсенаты	73
IV. Поведение отдельных химических элементов в зоне окисления	77
V. Условия образования зоны окисления	93
VI. Некоторые особенности зоны окисления Блявинского и других месторождений	96
VII. Выводы	99
Литература	101

Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета Академии Наук СССР

Редактор издательства *С. Т. Попова*. Технический редактор *И. И. Карпов*.
Корректор *Н. Н. Морозов*.

РИСО АН СССР № 2962. А-05912. Издат. № 1551. Тип. заказ 308. Подп. к печ. 16.7. 1948 г.
Формат бум. 70×108^{1/16}. Печ. л. 6^{1/2} + 8 вклеек. Уч.-изд. л. 10,4 Тираж 1500.

2-я тип. Издательства Академии Наук СССР. Москва, Шубинский пер., 10

Цена 8 руб.