

БИБЛИОТЕКА АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

ГЕОЛОГИЯ АЗЕРБАЙДЖАНА

РУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

299

Прилож. к исход. № *0111*
АН Азерб. ССР 19*63* г.

Приложение
к Вх. № *48с*
число *27/12-63*

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Азербайджанской ССР

АЗƏРБАЙҶАН ССР ЕЛМЛƏР АКАДЕМИЈАСЫ

Акад. И. М. ГУБКИН адына КЕОЛОКИЈА ИНСТИТУТУ

АЗƏРБАЙҶАН КЕОЛОКИЈАСЫ

ФИЛИЗ ФАЈДАЛЫ ГАЗЫНТЫЛАРЫ

Мәс'ул редакторлар:

Ш. Ə. ƏЗИЗБƏЈОВ, М.-Ə. ГАШГАЈ, Ə. Ч. СУЛТАНОВ

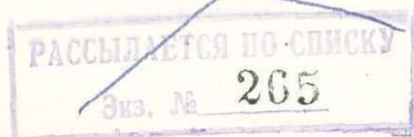
АЗƏРБАЙҶАН ССР ЕЛМЛƏР АКАДЕМИЈАСЫ НƏШРИЈАТЫ

Бакы — 1961

АКАДЕМИЯ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ им. акад. И. М. ГУБКИНА

~~СЕКРЕТНО~~



ГЕОЛОГИЯ АЗЕРБАЙДЖАНА

РУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Ответственные редакторы:

Ш. А. АЗИЗБЕКОВ, М. А. КАШКАЙ, А. Д. СУЛТАНОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Баку — 1961



5434

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

На основании геологического строения, характера магматизма и металлогенических особенностей на территории Азербайджана выделяются следующие металлогенические провинции:

- 1) Сомхито-Карабахская (раннеальпийская);
- 2) Севано-Акеринская (среднеальпийская);
- 3) Нахичеванская (позднеальпийская);
- 4) металлогеническая провинция южного склона Большого Кавказа (позднеальпийская);
- 5) Талышская (позднеальпийская).

СОМХИТО-КАРАБАХСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ (РАННЕАЛЬПИЙСКАЯ)

Сомхито-Карабахская провинция охватывает северо-восточную часть мегантиклинория Малого Кавказа. Она сложена главным образом мощным комплексом мезозойских кислых, средних и основных эффузивов и их пирокластолитов, терригенно-карбонатных отложений и гранитоидных интрузивов. В пределах этой зоны выделяются Шамхорский, Гекгельский, Мровдагский, Агдамский и Карабахский антиклинории, а также Казахский, Дашкесанский, Мардакертский и Мартунинский синклинории.

В пределах указанных антиклинориев в средней юре получил развитие интенсивный вулканизм средней, кислой и основной магм. Эффузивный вулканический процесс нижнего и среднего байоса, характеризующийся излияниями и выбросами андезито-базальтовых лав (различные порфириты и их туфы, туфобрекчии и туфоконгломераты), относится к центральному и частично к трещинному типам. В верхнем байосе особенно широко развиты в пределах Шамхорского антиклинория породы кислой магмы, представленные эффузивными (кварцевые порфиры, плагиопорфиры и их туфы), субвулканическими (плагиогранит-порфиры) и интрузивными (плагиограниты) образованиями. Батский комплекс вулканических пород средней и основной магмы по своему составу очень близок аален-нижнебайосскому эффузивному вулканизму, отличаясь от него некоторым увеличением роли пирокластолитов (туфов, туфобрекчии и туфоконгломератов). Проявлений интрузивного магматизма в бате не отмечалось. Однако эффузивный

вулканизм здесь также сопровождался внедрением малых субвулканических тел, представленных в Шамхорском и Мровдагском антиклинориях и в Дашкесанском синклинории sillами, дайками и экструзивными куполами диоритовых и диабазовых порфиритов и габбро-порфиритов.

Верхнеюрский эффузивный вулканизм более интенсивно проявился в кимеридже, в результате чего как в области Дашкесанского синклинория, так и в северо-западной части Шамхорского антиклинория образовались эффузивные покровы порфиритового состава, а также субвулканические образования, представленные габбро-порфиритами и габбро-диабазам.

Особое место в истории магматизма Малого Кавказа занимает нижнемеловое время. В неокоме произошла перестройка всего тектонического плана Малого Кавказа, и основная часть этой территории превратилась в сушу. С этим временем связано внедрение крупных гранитоидных интрузивов Шамхорского и Агдамского антиклинориев и Дашкесанского синклинория. В неокоме, когда имело место наибольшее воздымание Шамхорского антиклинория, происходит внедрение Джагирского, Кабахтапинского, Дашбулагского, Барум-Барсумского и Ново-Гореловского гранитоидных интрузивов, прорывающих весь комплекс юрских отложений, до кимериджа включительно, и оказывающих активное воздействие на них.

Кедабекский массив, по данным Г. И. Керимова, формировался в две фазы интрузивной деятельности: более ранняя—габброндная (габбро, габбро-диориты и диориты) и более поздняя — гранитоидная (кварцевые диориты, тоналиты, банатиты и гранодиориты). Контактное воздействие интрузива выразилось в образовании скарнов, роговиков, вторичных кварцитов и эпидозитов.

Гипабиссальный интрузивный комплекс Джагирского, Барум-Барсумского, Кабахтапинского, Дашбулагского и Ново-Гореловского массивов был сформирован в одну фазу дифференциации кварц-диоритовой магмы с образованием различных типов гранодиоритов и кварцевых диоритов, а также субфазами жильных дериватов. В пределах Кедабекской и Шамхорской групп интрузивов Г. И. Керимовым выделено 4 субфазы жильных отщеплений, по петрографическому составу представленные различными аплитами, гранит-аплитами, гранодиорит-аплитами, пегматитами, кварцевыми и бескварцевыми порфиритами и диорит-порфиритами, диабазам, микродиабазам, диабазовыми порфиритами и лампрофирами (спессартиты, малхиты и керсантиты). Отмечается вытянутость этих интрузивов в широтном направлении согласно простиранию Шамхорского антиклинория. Вокруг интрузивов образуются контактовые ореолы, представленные окварцованными эффузивно-пирокластическими породами средней юры.

Металлоносный Дашкесан-Зурнабадский интрузив пересекает осевую полосу (СЗ—ЮВ) Дашкесанского синклинория, прорывает батские и верхнеюрские эффузивно-осадочные породы, простираясь в субширотном направлении. По данным М.-А. Кашкая, этот интрузив является полифазным и полифациальным и сложен гранодиоритами, кварцевыми диоритами, кварцевыми сиенит-диоритами, габбро- и габбро-диабазам, а также гранит-аплитами. Он характеризуется процессами гибридизма и ассимиляции и наличием ксенолитов боковых пород. Жильные дериваты интрузива представлены диоритовыми и диабазовыми порфиритами, габбро-порфиритами, аплитами и др. Контактные явления Дашкесанского интрузива выразились в процессах мраморизации и ороговикования, а также в образовании мощных скарново-рудных тел.

Мехманинский гранитоидный интрузив, приуроченный к Агдамскому антиклинорию, представлен, по данным А. Д. Керимова, банатитами, тоналитами, кварцевыми диоритами и диоритами. Среди его жильных пород широко распространены кварцевые и бескварцевые диорит-порфиры и плагиоклазовые порфиры; им уступают спессартиты, одиниты, малхиты и вогезиты; весьма подчиненное значение имеют аплиты, пегматиты, гранодиорит-порфиры и микропегматитовые гранодиориты. С конечной стадией интрузивной деятельности связано интенсивное проявление гидротермального процесса с образованием различных типов вторичных кварцитов и полиметаллического жильного оруденения.

Металлогения Сомхито-Карабахской зоны чрезвычайно интересна. Здесь располагаются месторождения важнейших рудных и нерудных полезных ископаемых различного генетического типа, приуроченные к различным стратиграфическим горизонтам и магматическим комплексам, главным образом, мезозойского возраста.

В пределах мезозойской Сомхито-Карабахской металлогенической провинции выделяется несколько рудных формаций, краткую характеристику которых приводим ниже.

Железорудная формация в пределах Сомхито-Карабахской металлогенической провинции включает следующие генетические типы эндогенных и экзогенных месторождений. Из числа эндогенных месторождений отметим:

1) магнетитовые месторождения контактово-метасоматического генезиса (Дашкесан, Ново-Ивановка);

2) гематитовые месторождения гидротермально-метасоматического генезиса (Алабашлы).

Железные руды контактово-метасоматического генезиса представлены магнетитом, отчасти гематитом, мушкетовитом и мартитом, а гидротермально-метасоматического генезиса — гематитом и отчасти гаусманитом.

К железорудной формации контактово-метасоматического генезиса относится крупное Дашкесанское железорудное месторождение, состоящее из четырех участков: 1) северо-восточного; 2) северо-западного; 3) юго-восточного; 4) юго-западного (из которых первые два ныне разрабатываются). Дальнейшее расширение Дашкесанского месторождения железных руд происходит в направлении г. Гонах-Гермес к югу и юго-востоку от сел. Дардере и Ахмедлы, где обнаружены месторождения железных руд дашкесанского типа.

Дашкесанское железорудное месторождение морфологически представляет собой линзовидно-пластообразные залежи, залегающие между известняками (местами мраморизованными) лузитана и вулканогенными породами кимериджа или только среди вулканогенных пород (СВ участок). Скарново-рудные залежи приурочены к контактам Дашкесанского гранитоидного интрузива, с которым они генетически связаны.

Алабашлинское месторождение расположено в Шамхорском районе. Морфологически оно представлено пластообразными залежами, располагающимися среди вулканогенных пород средней юры (бат), в различной степени метасоматически измененных. Последние вблизи месторождения трансгрессивно перекрываются отложениями верхнего мела и подстилаются кварцево-порфировой толщей верхнего байоса.

Месторождение состоит из двух рудоносных пластов (нижнего и верхнего), состоящих из туфов в разной степени гематитизированных, окварцованных, серицитизированных, хлоритизированных и эпидотизированных.

В рассматриваемой провинции имеются также многочисленные проявления магнетита и гематита, названия которых не перечисляются.

Среди экзогенных месторождений по условиям формирования и вещественному составу выделяются два основных типа:

1) титанисто-магнетитовые туфопесчаники, залегающие в междуречье Кошкарчай и Шамхорчай среди среднеюрских (бат) вулканогенно-осадочных пород в виде пластообразных залежей небольшой мощности (1,5—2,0 м);

2) Молладжаллинское и Эльворское месторождения железо-марганцевых руд осадочного генезиса, приуроченные к верхнемеловым породам и представленные пласто-линзообразными залежами мощностью до 3 м.

Колчеданная формация представлена следующими типами руд¹: 1) серноколчеданными, 2) медно-серноколчеданными, 3) медно-колчеданно-полиметаллическими и 4) медно-мышьяковыми.

Чирагидзорское и Тоганалинское месторождения относятся к первому типу¹, Кедабекское — ко второму и отчасти к третьему, Ново-Гореловское — к третьему и Битти-Булахское — к четвертому типу. Имеется также много мелких месторождений и проявлений колчеданных руд указанных типов.

Свинцово-цинковая формация. На обширной территории Сомхито-Карабахской провинции известны многочисленные месторождения и проявления свинцово-цинковых руд. По условиям формирования и минеральному составу можно выделить следующие типы оруденения: свинцово-цинковое, медно-полиметаллическое и полиметаллическо-баритовое.

Возраст рудопоявлений, как и всей эндогенной минерализации Сомхито-Карабахской металлогенической провинции, определяется как нижнемеловой. Значительный практический интерес имеет собственно свинцово-цинковый тип оруденения, представленный рядом месторождений полиметаллических руд промышленного значения. К их числу относится Мехманинское месторождение в крайней юго-восточной части рассматриваемой провинции.

Морфологически месторождение представлено рядом кварцевых и кварцево-баритовых жил со свинцовым и свинцово-цинковым оруденением гидротермального происхождения, генетически связанных с мехманинской гранитоидной интрузией.

Кроме Мехманинского месторождения, в этой провинции имеются многочисленные проявления полиметаллических руд: Баянское, Моллагасанлинское, Кошкардагское, Човдарское, Мирзикское, Башкишлагское и др.

Кобальтовая формация. Наиболее важные месторождения и проявления кобальта локализованы в пределах Сомхито-Карабахской металлогенической провинции. Наиболее крупным в этой провинции является Дашкесанское месторождение кобальта, расположенное на правом берегу р. Кошкарчай, в 1 км к востоку от с. Нижний Дашкесан (северный рудник). Здесь рудные тела главным образом имеют четко видную жиллообразную и линзовидную форму и заполняют либо тектонические трещины, либо приурочены к зальбандам даек основных пород, преимущественно диабазовых порфириров. На южных рудниках, в районе Дашкесанского месторождения железных руд, отдельные прожилковые, линзообразной и гнездовидной формы рудные тела локализованы в лежащем боку магнетитовой залежи.

¹ Описаны в работе «Геология Азербайджана», т. V, Нерудные полезные ископаемые. Изд. АН Азерб. ССР, 1957.

Вкрапленное, тонкопрожилковое и линзовидное кобальтовое оруденение обнаружено также среди роговиков, главным образом, висячего и в меньшей степени лежащего боков железорудных залежей Дашкесана. Кобальтовые минералы представлены кобальтином, глаукодотом, изредка шмальтином и в окисленной зоне эритрином. С ними ассоциируются арсенопирит, пирротин, магнетит, местами халькопирит, пирит, изредка сфалерит и галенит.

На Северном кобальтовом месторождении главная рудоносная зона прослеживается в северо-западном направлении на расстоянии 1,5 км. Кобальтовое оруденение в промышленной концентрации локализовано в центральной части зоны. На глубине оруденение прослежено более чем на 360 м. Кобальтовое оруденение относится к среднетемпературному гидротермальному типу.

В Дашкесанском рудном районе наряду с этим месторождением отмечено слабое кобальтовое оруденение в дайках основных пород в районе сс. Ахмедлы, Загалы, Кыыхлы, Шахвелетлы, Дастафюр, Зивлян и др.

Редкие и рассеянные элементы. В рудных образованиях мезозойского комплекса установлены селен, теллур, германий (акцессорный), кадмий, индий, галлий, ванадий и благородные металлы в количествах, превышающих их кларки концентрации. Некоторые из перечисленных элементов в отдельности отражают характерные особенности отдельных циклов минерализации. Так, например, индий в заметно повышенных концентрациях характерен только для кобальтовых месторождений. Галлий ни в одном из сульфидных месторождений Сомхито-Карабахской металлогенической провинции не имеет заметных концентраций, лишь пиррофиллито-алунитовая формация содержит его в количествах, несколько превышающих обычное содержание в эффузивном и интрузивном комплексе названной провинции. Селен и в меньшей степени теллур постоянно присутствуют почти во всех сульфидных как колчеданных, так и свинцово-цинковых и кобальтовых месторождениях. Максимальные концентрации теллура отмечены в энаргите из месторождений колчеданного типа и кобальтине из кобальтовых месторождений.

Кадмий характерен для месторождений всех типов, содержащих в рудной массе сфалерит. Однако отношение цинка к кадмию в рудах разнотипных месторождений имеет различную величину. Минимальная характерна для свинцово-цинковых месторождений, что подчеркивает большую количественную роль кадмия именно для них.

СЕВАНО-АКЕРИНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ (СРЕДНЕАЛЬПИЙСКАЯ)

Юго-западнее Сомхито-Карабахской зоны простирается Севано-Акеринская тектоно-магматическая зона и соответствующая ей металлогеническая провинция. Эта зона сложена осадочными (альб, сеноман, верхний сенон) и вулканогенными (средняя юра, нижний сенон, эоцен, плиоцен) толщами, прорванными верхнемеловыми (сантон-кампан) ультраосновными и третичными (палеоген) основными и кислыми интрузивами. Севано-Акеринская провинция характеризуется кулисообразно расположенными асимметричными структурами — антиклиналями (Карабахский — западное продолжение, Замзурский, Старотагский, Гачинский и Кафанский) и синклиниями (Тоурогачайский, Сарыбабинский, Хузабертский и Гочасский), разорванными вдоль осевых полос надвигами и взбросами, по которым внедрялись указанные выше различные по составу и возрасту интрузивы, прерывисто

вытянутые (интрузивные тела офиолитовой формации) на десятки километров.

Ультраосновные интрузивы Севано-Акеринской зоны (синклинория) проходят полосой через среднюю часть Малого Кавказа (Лачинский и Кельбаджарский районы). В северо-западном направлении этот пояс через Зодский перевал и Шахдагский хребет переходит к северному побережью оз. Севан и далее через Безобдальский хребет продолжается в пределы Турции. В юго-восточном же направлении офиолитовый пояс прослеживается до г. Джебраил и далее скрывается под отложениями бассейна р. Аракса. Длина офиолитовой полосы в пределах Азербайджана — свыше 180 км, а в Армении — более 60 км. Ширина полосы — от 2 до 16 км, местами (районы с. с. Чайкенд и Баглыпейя) — до 25 км.

Ультраосновные интрузивы Севано-Акеринской зоны представлены синтетектоническими телами, вытянутыми по простиранию (в общекавказском направлении) верхнемеловых отложений (размеры отдельных массивов не превышают 5—10 км², чаще — 0,2—2 км²). В интрузивной деятельности ультраосновной магмы выделяются две стадии: 1) более ранняя — образование перидотитовых интрузивов с дунитовыми дифференциатами и вкрапленными хромшпинелидами и 2) более поздняя — образование дунитов второй генерации с нодулярными и жильными (гидротермальными) хромшпинелидами.

Перидотиты являются преобладающими породами офиолитовой формации и представлены, в основном, верлитами, саксонитами и лерцолитами. За счет перидотитов и дунитов образовались серпентиниты, среди которых они сохранились в виде реликтовых участков, гнезд и выклинивающихся полос. Серпентиниты образуют отдельные пояса, вытянутые в северо-западном направлении. Каждый из них представлен отдельными разобщенными массивами серпентинитов и их спателлитов. Нередко они содержат ксенолиты вмещающих пород, а также линзы и реакционные каймы лиственитов. По составу серпентиниты представлены бастито-антигоритовыми, фуксито-антигоритовыми, гранато-антигоритовыми, серпофитовыми и антигорито-баститовыми разновидностями.

Перидотитовые массивы (серпентинитовые пояса) прорваны габброидными интрузиями: габбро-амфиболитами, габбро-норитами, габбро-пироксенитами, пироксеновыми габбро, габбро-диоритами. Пути их подъема совпадали с путями подъема перидотитовой магмы, причем габбро-амфиболитовые интрузивы, как и перидотитовые и дунитовые, являются доскладчатыми послесантондокампанского возраста, а остальные габброиды (габбро-нориты, габбро, габбро-диориты и др.) — более молодыми, послескладчатыми, возможно палеогенового возраста. Кроме этих габброидов, здесь развиты гранитоидные (Далидаг, Шальва-Лачин) интрузивы также третичного возраста.

Послеверхнеэоценовые гранитоиды (Далидагский, Шальва-Лачинский) связаны с общим воздыманием области и приурочены к осевым полосам поднятия. Причем Далидагский интрузив, располагаясь в пределах Гочасского синклинория, приурочен к пересечению осевых полос Каранлых-Карахачской антиклинали с Далидагской антиклиналью и Кельбаджарской наложенной мульдой. Этот интрузив, прорывающий верхнемеловые и эоценовые отложения, имеет неправильную форму (площадь около 66 км²), вытянутую в широтном направлении от верховьев р. Тертер до истоков р. Гочасчай (притока р. Акера). В формировании его устанавливаются две серии пород: первая — сиенит-диоритовая, представленная: а) авгито-роговообманковыми сиенит-диоритами, б) кварцевыми и в) роговообманковыми сиенит-диоритами; вторая, более кислая, характеризуется: а) гранитами, гранит-порфира-

ми и гранит-аплитами, б) гранодиоритами и гранодиорит-порфирами, в) адаллеллитами, адаллеллит-порфирами и г) кварцевыми сиенитами, в том числе лейкократовыми, роговообманковыми, роговообманково-биотитовыми и порфировидными дериватами. Дайковая субфаза интрузива представлена аплитами и диорит-порфирами. Контактное воздействие выразилось, главным образом, в мраморизации сенонских и палеогеновых известняков, в частичном скарнировании их и в широкой силицификации вмещающих пород.

Шальва-Лачинский полифациальный интрузив протягивается (до 60 км) в виде узкой (0,2—1,5 км) полосы в северо-западном направлении от меридиана г. Кирс до верховьев р. Шальва (левого притока р. Акера), вдоль зоны гипербазитовых и базитовых интрузивов. Он приурочен к своду Лачинского антиклинория, сложенного среднеюрскими, верхнемеловыми и эоценовыми вулканогенно-осадочными образованиями. Интрузив представлен гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Ближе к апикальной части фациальные изменения выражаются в образовании кварцевых диорит-порфиров, гранодиорит-порфиров и плагиогранит-порфиров. Контактное воздействие интрузива на вмещающие породы довольно слабое.

Воздействие ультраосновных и основных интрузий Севано-Акеринской зоны на вмещающие породы проявляется различно.

1. Непосредственно в местах соприкосновения верхнемеловых карбонатных пород с гипербазитами и базитами образуются скарновые породы, преимущественно эпидото-гранатовые или пироксено-гранатовые, контакт которых ограничивается узкой полосой, шириной 2—4 м.

2. Мраморизация и ожелезнение верхнемеловых известняков происходит на расстоянии 10—20 м.

3. Силицификация связана преимущественно с процессом серпентинизации перидотитовых массивов и протекает местами с большой интенсивностью, что видно из высокого содержания кремнезема (выше 50%) в некоторых породах приконтактных участков.

4. Образование флюорита в контактовых участках базитов (оз. Гек-Гель на Шахдаге) происходило в пневматолитовую стадию пегматидного процесса габбровой магмы.

5. Образование лиственитов отвечало в общем гидротермальным фазам ультраосновных и основных интрузивов. Различаются 4 типа лиственитов: 1) слюдисто-антигорито-карбонатные, 2) хлорито-карбонатные, 3) железисто-карбонатные и 4) карбонатные.

Эта особенность в строении и магматизме Севано-Акеринской складчатой зоны, естественно, не могла не отразиться на ее металлогении, представленной рудной формацией хромита и связанных с ней проявлениями никеля, платины и золота, мышьяка и сурьмы. С Далидагским и Шальва-Лачинским третичными гранитоидными интрузивами связано оруденение цветных и редких металлов, а также полиметаллов.

Хромитовая формация локально и генетически связана с офиолитовой и включает ряд хромитовых месторождений, среди которых заслуживают внимания Гейдаринское, Ипякское, Джомартское, Зондское и Шахдагское. Хромитовые руды образуют самостоятельные рудные тела сложной формы (линзы, гнезда, жилы) в серпентинитах.

Рассматриваемая формация характеризуется наличием никеля, содержание которого достигает 0,35% в породах, обогащенных оливином. Платина пока установлена в шлихах вблизи проявлений хромитов. Интересными оказались гидротермальные (жильные) листвениты, никеленосность которых несколько выше, чем в породах дунит-перидотитового комплекса. Металлогенической особенностью лиственитов является также их золотоносность.

Свинцово-цинковая формация проявляется в экзоконтакте Далидагского гранитоидного интрузива. Этот тип оруденения приурочен к кварцево-кальцитовым жилам в виде мелкой рассеянной вкрапленности и тонких прожилков. Из всех рудных проявлений заслуживают внимания Багырсахское месторождение, где наряду с галенитом и сфалеритом встречаются также молибденит и халькопирит.

Молибденская формация проявляется в эндо- и экзоконтактовой зонах Далидагского гранитоидного интрузива. В первом случае молибден с некоторой примесью халькопирита, пирита, сфалерита и галенита приурочен к серии мелких тектонических трещин, рассекающих граносиениты на некотором удалении (0,8—1,0 км) от контакта интрузивного массива. Представителем этого типа оруденения является Теймуручандагское месторождение. Во втором случае молибденит встречается в тесной ассоциации с полиметаллическими рудами в непосредственном контакте Далидагского интрузива с вмещающими породами — известняками, туфопесчаниками, туффитами верхнемелового и эоценового возрастов.

НАХИЧЕВАНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ (ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКАЯ)

Нахичеванская металлогеническая провинция, по данным Ш. А. Азизбекова, характеризуется довольно сложным строением, в котором принимают участие отложения девона, карбона, перми, триаса, юры, мела, палеогена, неогена и антропогена — общей мощностью около 14 км. Представлены они в терригенно-известняковой (девон, нижний карбон, средняя и верхняя юра и верхний мел), доломито-известняковой (верхний карбон, пермь и триас), известняково-песчано-глинистой (датский ярус и палеоцен, верхний эоцен, средний и верхний миоцен), вулканогенно-осадочной (средний эоцен и верхний олигоцен, нижний миоцен) и вулканогенной (нижняя юра, кимеридж, нижний эоцен, верхний и средний олигоцен и нижний плиоцен) литофациях.

Тектоническая структура указанных отложений представлена Шаруро-Джультинским и Зангезурским антиклинориями и Ордубадским синклинорием. Структуры первого порядка имеют общекавказское (СЗ 290°—300°) простирание и с их формированием связана линейная складчатость — домеловая (нижнеюрская?) в пределах Шаруро-Джультинского антиклинория и послеверхнеэоценовая-доверхнеолигоценовая в области Ордубадского синклинория и Зангезурского антиклинория.

Из структур низшего порядка выделяются наложенные поднятия (Даррыдагское, Агкаинское и Карагузейское) и прогибы (Парадашский, Нахичеванский, Тиркешский и Батабатский) запад—северо-западного и широтного простирания. Развитие их началось в конце олигоцена — начале миоцена и закончилось на границе миоцена и плиоцена.

В геологическом развитии этих структур отмечается два крупных этапа. Первый охватывает период от юры до эоцена, характеризующийся преобладающим воздыманием в области Шаруро-Джультинского антиклинория и смещением Ордубадской зоны прогибания с запада на восток. Смещение прогиба происходило в две фазы: 1) на границе триаса и юры (с внедрением диабазовых и габбро-диабазовых пластовых интрузивов) и 2) на границе палеоцена и нижнего эоцена.

Второй этап охватывает период от олигоцена до антропогена и характеризуется тем, что он связан со сводовым воздыманием Малого Кавказа и смещением зоны прогибания на юго-запад. На этом этапе отмечаются три фазы складчатых движений и двукратное изменение плана и характера складчатости:

1) на границе среднего и верхнего олигоцена (формирование линейной складчатости, внедрение Мегри-Ордубадского гранитоидного полифазного интрузива с образованием медно-молибденового оруденения и заложение прогибов), 2) конец миоцена — начало плиоцена (завершение формирования поднятий, прогибов, и складчатости), 3) нижний и верхний плиоцен (развитие прерывистой складчатости андезито-дацитовых и дацитовых интрузивов и экструзивов с образованием полиметаллических, сурьмяно-мышьяковых и марганцевых оруденений).

Таким образом, в тектонической структуре рассматриваемой области, особенно в ее восточной части — в пределах Ордубадского синклинория и Зангезурского антиклинория — процессы третичного магматизма получили широкое развитие в эффузивной, а также в интрузивной и экструзивной фациях.

Третичный эффузивный вулканизм Ордубадского синклинория проявился в сильной форме как во время интенсивного прогибания геосинклинальных зон (эоцен), так и во время их поднятия (олигоцен и плиоцен).

Нижне и среднеэоценовый подводный эффузивный вулканизм центрального и менее трещинного типов выразился излиянием лав и выбросами пирокластолитов средней кислотности, давших различные порфириты (плагиоклазовые, пироксеновые, роговообманковые, кварцевые, мелкобрекчиевидные, агломератные, диоритовые и мандельштейновые), их туфы, туфобрекчии и туфоконгломераты. Нижне- и среднеолигоценовый эффузивный вулканизм был связан с началом инверсии Ереван-Ордубадской геосинклинали и формированием Мисхано-Зангезурского антиклинория. Вулканы этой эпохи, относящиеся к центральному типу, характеризуются отложением эффузивно-обломочного материала средней кислотности (туфоконгломераты, туфобрекчии, туфы, брекчиевидные андезиты) в условиях континентального климата низкой суши с кратковременно существовавшими на ней большими пресноводными бассейнами.

Неогеновый эффузивный вулканизм начался в конце верхнего олигоцена — нижнего миоцена (каширдагская вулканогенная толща) и наиболее сильно развился в нижнем плиоцене. К этому времени тектонические движения обусловили новые поднятия, и Малый Кавказ полностью вступает в континентальную фазу своего развития. Нижнеплиоценовый эффузивный вулканизм выразился образованием мощной (до 1000 м) Зангезурской (Биченаг, Тахалин, Сальварты, Дзиндаг) толщи, представленной различными андезитами (роговообманковыми, биотитовыми, пироксеновыми), андезито-базальтами, базальтами, их туфами и вулканическими брекчиями.

Третичный интрузивный вулканизм в Нахичеванской складчатой области представлен двумя циклами: 1) послеверхнеэоценовым-доверхнеолигоценовым, отвечающим внедрению (в южной части Зангезурского антиклинория) самым крупным на Малом Кавказе полифазным и полифаціальным Мегри-Ордубадским гранитоидным интрузивом и 2) плиоценовым, при котором были сформированы многочисленные гипабиссальные «малые» андезито-дацитовые и дацитовые интрузивы и экструзивы восточной части Нахичеванской АССР.

Мегри-Ордубадский полифазный интрузив (батолит) характеризуется резко секущими контактами, значительной ассимиляцией вмещающих пород, наличием ксенолитов и интенсивным контактовым воздействием (с образованием скарнов, эпидозитов, роговиков, вторичных кварцитов, мраморов).

Многообразие пород Мегри-Ордубадского батолита можно свести к трем различным фазам интрузивной деятельности: наиболее ранней—

тоналитовой, промежуточной — монцонитовой и наиболее поздней — граносиенитовой. Первая фаза представлена контаминированными рогово-обманковыми тоналитами и кварцевыми диоритами, порфировидными гранодиоритами и гранодиорит-порфирами, а в краевых зонах — кварцевыми диорит-порфиритами, биотитизированными кварцевыми диоритами и эпидотизированными диоритами. Вторая фаза представлена кварцевыми монцодиоритами, кварцевыми и бескварцевыми монцонитами, кварцевыми диорит-сиенитами, кварцевыми сиенитами и адамеллитами. Третья фаза представлена порфировидными граносиенитами, шлировыми и бесшлировыми кварцевыми сиенит-диоритами, шлировыми гранодиоритами, шлировыми диоритами и габбро-диоритами.

В соответствии с тремя фазами внедрения Мегри-Ордубадского интрузива выделяются три дайковые субфазы. В тоналитовой (первой) и граносиенитовой (третьей) фазах интрузии формирование даек происходило (северо-западные, более ранние, чем северо-восточные) в следующей последовательности: для первой фазы — гранодиорит-порфиры, кварцевые и бескварцевые порфиры, керсантиты, затем аплиты и пегматиты; для третьей фазы — лампрофировые породы, габбро-порфириты, позднее — гранодиорит-порфиры, аплиты, пегматиты и кварцевые жилы. Во второй фазе плутона вначале возникли трещины северо-восточного (дайки аплитов, гранодиорит-порфиров, диабазов), а затем северо-западного простирания с таким же последовательным изменением кислотности внедрения магмы дайковой субфазы.

Граносиенитовый интрузив Саккарсу, расположенный в высокогорной части Зангезурского хребта, у оз. Гейгель, характеризуется рогово-обманково-биотитовыми граносиенитами, а в краевой зоне — рогово-обманково-биотитовыми диорит-сиенит-порфирами.

Лякятахский монцодиоритовый интрузив, расположенный в истоках Алинджачая, представлен кварцевыми монцодиоритами, монцонитами, сиенит-диоритами и сиенит-порфирами. В теле интрузива зафиксирована серия разломов широтного простирания, к которым приурочены многочисленные дайки диоритовых порфиритов и (в краевой зоне) аплитов. Вдоль разломов породы интрузива сильно каолинизированы, ожелезнены и окварцованы.

Плиоценовые интрузивы (сфенолиты и силлы) и экструзивы Нахичеванской складчатой области представлены, в основном, андезито-дацитами, дацитами, а также, в незначительном количестве, диоритами и долеритами. Эти образования обнаруживают более тесную связь с формированием структур низшего порядка (прерывистой складчатостью северо-западного и меридионального простирания), причем главным образом в пределах Ордубадского синклинория, в меньшей степени в области погружения Зангезурского антиклинория. Они совершенно отсутствуют в области Шаруро-Джюльфинского антиклинория.

Интрузивы Башкенда, Казанчи, Бердыка, Ортакенда, Ханага, Парадаша, Хашкешина и Гяла прорывают осадочную толщу верхнего эоцена и не выходят за пределы ее распространения. Исключением в этом отношении являются пластовые интрузивы Сарыдага (контаминированные диориты) и Асадкяфа (дациты), прорывающие верхнеолигоценовые — нижнемиоценовые отложения Нахичеванской впадины. Интрузивы (Зернель, Айричая, Аляги, Бист, Тиви, Кяхраманчухура, Хазарюрта и Бильява-Эльты) прорывают отложения среднего и нижнего эоцена. Пластовый интрузив Керимкулидиза (контаминированные диориты) — отложения датского яруса и палеоцена, долеритовый (Араджи) и андезито-дацитовый (Кюки) интрузивы, вулканическую толщу нижнего плиоцена (меотис-понт).

Наряду с интрузивами (силловыми и другими) отмечаются и экстрезивы — Иландаг, Алинджа, Нагаджир, Норашен, Сурамалик, Караджалал, Сираб, Кутандаг, Халхал, из которых первые три прорывают осадочные отложения верхнего эоцена, остальные (за исключением Кутандага) — вулканогенные отложения нижнего и среднего олигоцена, а экстрезив Кутандаг — осадочные отложения верхнего олигоцена — нижнего миоцена.

Контактное воздействие этих интрузивов и экстрезивов на вмещающие их осадочные (верхний эоцен и верхний олигоцен — нижний миоцен) и вулканогенные (олигоцен) породы очень слабое. Оно выразилось лишь в уплотнении и осветлении песчаников и в ороговикании аргиллитов и мергелей с образованием местами пятнистых роговиков (Иландаг, Ортакенд, Нагаджир) и скарнированных известняков (Сарыдаг, Асадкяф).

Среди жильных пород плиоценовых интрузивов и экстрезивов отмечены (в убывающем порядке) андезиты, андезито-дациты, дациты, андезито-базальты, спессартиты, одиниты и керсантиты.

Металлогения Нахичеванской складчатой области связана с внедрением, с одной стороны, послеверхнеэоценового-доверхнеолигоценового Конгуро-Алангезского полифазного интрузива (батолит), к эндо- и экзоконтактовым зонам которого приурочены молибденовые и медно-молибденовые оруденения, и с другой — нижнеплиоценовыми гипабиссальными андезито-дацитовыми и дацитовыми интрузивами, с образованием которых связаны полиметаллические, сурьмяно-мышьяковые и марганцевые оруденения. Дорудные разломы северо-западного и северо-восточного простираний этих складчатых структур и интрузивов создали необходимые условия для циркуляции и локализации рудных растворов.

Свинцово-цинковая формация в пределах Нахичеванской металлогенической провинции представлена многочисленными месторождениями и проявлениями свинцово-цинковых руд, из которых промышленное значение имеет Гюмушлугское месторождение. Почти все полиметаллические месторождения обнаруживают генетическую связь с плиоценовыми «малыми» интрузиями андезито-дацитов и дацитов.

По условиям образования и составу руд среди рассматриваемой формации можно выделить две группы руд: полиметаллические и собственно свинцово-цинковые. Для первой из них характерна постоянная ассоциация двух главных минералов — галенита и сфалерита, при подчиненном значении халькопирита, пирита, блеклых руд, золота, серебра и др. Месторождения этой группы (Агдаринское, Насирваское, Квануцское) относятся, как правило, к среднетемпературному типу.

Группа собственно свинцово-цинковых руд характеризуется простым составом и состоит из галенито-сфалеритовых или галенитовых руд с некоторой примесью серебра. Большинство месторождений этой группы принадлежит к низкотемпературному типу гидротермальных образований (Гюмушлугское месторождение); полиметаллическое оруденение бывает локализовано в купольной части брахиантиклинальной складки в виде линзовидных залежей.

Не менее важным для локализации промышленного оруденения является фактор литологического контроля. Примерами этого могут служить месторождения Гюмушлугское, залегающее среди известняков среднего девона, и Агдаринское, приуроченное к литологическому стыку пород различного состава (порфириров и их туфов) среднего эоцена. В обоих месторождениях процесс рудоотложения сопровождался интенсивным гидротермальным метасоматозом, вследствие чего рудные тела приняли более сложную форму в отличие от простых по форме

трещинных жил остальных месторождений и проявлений рассматриваемой формации.

Молибденовая формация. Молибденовое оруденение, генетически связанное с граносиенитовой фазой Мегри-Ордубадского батолита, проявляется вдоль ее эндоконтакта от с. Килит на юго-востоке через Нюснүс—Гекгюндур—Алчалых до Парагачайского месторождения на северо-запад. По характеру оруденения и вещественному составу эти месторождения относятся к высоко- и среднетемпературному типу гидротермальных образований, возраст которых определяется по времени формирования гранитоидного интрузива как послелевхнеэоценовый—доверхнеолигоценовый.

Среди молибденовых месторождений и проявлений выделяются два типа: 1) собственно молибденовый; 2) медно-молибденовый. В первом молибденит с незначительной примесью пирита и халькопирита проявляется или в кварцевых жилах или приурочивается к зонам сопряжения разломов. Второй тип оруденения выражен обычно в виде мелких вкрапленников и прожилков молибденита и халькопирита и реже в виде самостоятельных медно-молибденовых жил.

Сурьмяно-мышьяковая формация представлена в виде четырех основных групп: 1) реальгар-аурипигментовой, 2) реальгар-антимонитовой, 3) антимонитовой и 4) пирит-арсенопиритовой.

Представителем реальгар-аурипигментовой группы является Дарридагское месторождение, расположенное на расстоянии 9 км к северу от г. Джульфы. Здесь рудная минерализация приурочена к разлому северо-западного простирания, проходящему по оси Дарридагской антиклинальной складки, сложенной купольным поднятием северо-восточного направления. Мергели и туфопесчаники верхнего мела и эоцена вдоль разлома перемяты и каолинизированы (в полосе шириной 30—35 м). Разлом прослеживается на 2,5 км, причем в северо-западной его части наблюдаются проявления реальгар-аурипигментовых руд, в центральной развиты антимонитовые руды, а в крайнем юго-восточном участке развиты проявления реальгара и аурипигмента. Морфологически Дарридагское месторождение представляет собой штокверкский тип. Рудные минералы представлены в основном реальгаром и аурипигментом, реже арсенопиритом и антимонитом, причем с глубиной заметно повышается содержание антимонита.

Группа реальгаро-антимонитовых руд в Нахичеванской провинции известна также на Сальвартинском месторождении. Здесь среди андезитов нижнего плиоцена наблюдается разлом северо-западного простирания, с которым связано окварцевание и образование кварц-каолиновых пород. Оруденение штокверкового типа. Рудные минералы представлены реальгаром, аурипигментом, антимонитом, пиритом, реже сфалеритом и халькопиритом.

Группа антимонитовых руд проявляется, в основном, в Дарридаге, на расстоянии 600 м к юго-востоку от Дарридагского реальгаро-аурипигментового месторождения, по разлому, находящемуся в осевой части Дарридагской антиклинали северо-западного простирания. Морфологически антимонитовые рудопроявления представлены мелкими гнездами, маломощными прожилками, реже вкрапленностью. Главные рудные минералы — антимонит, реже реальгар; нерудные — кальцит, гипс, арагонит.

Группа пирито-арсенопиритовых руд известна в районе сс. Кетам и Урумыс. В первом пункте имеется кварцево-баритовая жила северо-западного простирания: основные минералы жилы — кварц, барит, арсенопирит, иногда халькопирит. Во втором пункте кварцево-каолинитовые

породы и роговики по трещинам, отделяющим породы, содержат спорадическую вкрапленность, а также тончайшие прожилки пирита и арсениопирита. Это — высокотемпературная генерация мышьяковых руд.

Редкие и рассеянные элементы. Концентрация редких и рассеянных элементов в рудных формациях Нахичеванской металлогенической провинции связана с медно-молибденовыми и полиметаллическими месторождениями третичных кислых интрузивов. Для последних характерны следующие редкие элементы: рений, селен, теллур, таллий, индий и отчасти галлий. Рений приурочен исключительно к молибдениту, иногда отмечаются довольно высокие для него концентрации, главным образом, в молибденитовых месторождениях жильного типа. Характерной чертой месторождений этого типа является проявление индивидуальных минералов — теллура и селена, при преобладающем значении первого.

Полиметаллические месторождения третичного комплекса, в отличие от мезозойского, характеризуются заметным накоплением таллия и индия. Кроме того, для этого комплекса характерны висмут и, в меньшей степени, олово, хотя и не дающие самостоятельных и больших скоплений, но, тем не менее, отличающие третичный сульфидный комплекс от комплексов мезозойской эпохи.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА (ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКАЯ)

5434
Интрузивы этой области представлены третичными (?) габброидами, прорывающими отложения альба-сеномана (ортоклазовое габбро между селениями Каладжих и Сумагалы), юры (оливиновые габбро и нориты в верховьях р. Катехчай и нижнего мела (габбро-порфиры у с. Джалу), а также дациты, секущими юрские отложения в междуречье Белаханор и Мазымчай. Морфологически все они представлены силлами и дайками.

В металлогеническом отношении южный склон Большого Кавказа в пределах Азербайджана сравнительно беден рудными проявлениями. Известные рудные проявления в основном располагаются лишь в Белокаанском и Закатальском районах в приводораздельной части Главного Кавказского хребта, на высотах порядка 2000—2500 м над ур. м. Рудовмещающими толщами являются метаморфизованные глинистые, в основном глинисто-сланцевые-хлоритовые сланцы и песчаники аалена и тоара. Рудоконтролирующую роль играет главный надвиг южного склона на Главный Кавказский хребта, причем оруденение с юга ограничивается тектоническим контактом между нижней и средней сланцево-песчанистой юрой. Рудные месторождения и проявления южного склона Большого Кавказа представлены: 1) медно-пирротиновыми и 2) медно-серноколчедановыми.

Медно-пирротиновые руды проявляются в собственно Белокаанском месторождении; они представлены, главным образом, пирротином, в незначительных количествах встречены сфалерит, пирит и халькопирит. Морфологически оруденение обычно имеет характер линз или тонкопрожилковой вкрапленности.

Медно-серноколчеданные руды отличаются от первых значительно большим развитием в них пирита, по сравнению с пирротином, большим количеством сфалерита и проявлением галенита. Эти руды отмечены в южной части Белокаанского рудного поля.



В глинисто-сланцево-песчаниковой толще нижней юры в Белокано-Закатальском районе широко развиты полости, содержащие горный хрусталь.

ТАЛЫШСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ (ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКАЯ)

Область характеризуется интенсивным проявлением эффузивного и интрузивного вулканизма третичного возраста. Эффузивный вулканизм представлен палеоценовыми, нижнеэоценовыми и верхнеэоценовыми-нижнеолигоценовыми вулканогенными толщами, сложенными андезитами, андезито-базальтами, базальтами и их туфами и туфобрекчиями. Причем в палеоцене и в нижнем эоцене состав эффузивов был преимущественно основным (базальты и их пирокластиты), а в верхнем эоцене-нижнем олигоцене — преимущественно щелочным среднего состава (анальцимовые андезиты и их пирокластиты).

Третичные (нижнеолигоценовые) интрузивы Ленкоранской тектонической области представлены пикритами, тешенитами, габбро, габбро-диоритами и сиенит-диоритами, залегающими в виде силлов, даек, штоков и экструзивных куполов. Эти интрузивы тесно связаны с эффузивами анальцимовых андезитов и базальтов.

Рудоносность данной провинции выражена лишь наличием месторождений титанистых магнетитовых песков. Образование россыпей связано с денудацией основных эффузивов и туфогенных пород эоцена (космальянской свиты), широко развитых в пределах Талышского хребта. Эти породы включают большое количество зерен магнетита и авгита, которые в результате гранулярной дезинтеграции выделяются и транспортируются потоками в Каспийское море. Там они отлагаются в виде россыпи в прибрежной полосе, образуя аккумулятивного типа месторождения титанистых магнетитовых песков, содержащих ванадий и хром.

Магнетитовые пески прослеживаются в виде полосы от порта Ильича до Астары. В песках отмечается повышенное содержание окиси железа, двуокиси титана и окиси ванадия.

I

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЖЕЛЕЗО

ВВЕДЕНИЕ

Железные руды являются важным сырьем, применяемым в металлургической промышленности для плавки и производства чугуна, железа и стали.

На территории Советского Союза имеется довольно много крупных промышленных железорудных месторождений, обладающих значительными запасами высококачественных железных руд, которыми обеспечиваются металлургические заводы страны. К числу таких месторождений относится Дашкесанское железорудное месторождение в Азербайджанской ССР, обеспечивающее высококачественной рудой Закавказский металлургический завод.

На северо-восточном склоне Малого Кавказа, да и на всей территории Азербайджана установлено широкое развитие различных генетических типов железорудных месторождений. К ним относятся месторождения и проявления.

1) контактово-метасоматического генезиса магнетито-гематитовых руд (Дашкесанская группа, Ново-Ивановка и др.);

2) гидротермально-метасоматического генезиса гематитовых руд (Алабашлинское месторождение и др.);

3) магматического типа проявления вкрапленных железных руд (Учтепе у гор. Кировабада и ряда участков с высокими аномалиями основных пород в направлении Гонах-Гермез в Дашкесанском районе);

4) осадочные месторождения титанистых-магнетитовых песчанников Дашкесанского, Шамхорского, Таузского и других районов (между речье Кошгарчая и Шамхорчая) и магнетитовые пески Ленкорань Астаринского побережья Каспийского моря.

Изучение железных руд Азербайджана позволило наметить перспективные участки для постановки дальнейших геологоразведочных работ и для расширения железорудной базы республики. Как подтвердили наши исследования и буровые работы Азгеолуправления, наиболее перспективными оказались Южно-Дашкесанские месторождения с большими запасами магнетитовых руд. Перспективными оказались также участки к юго-западу в направлении г. Гонах-Гермез и к востоку (по направлению к с. Дардере) от Южно-Дашкесанского месторождения железных руд, затем у Верхнего Дашкесана — в балке Гендере и др.

Дашкесанский район, располагающий крупными месторождениями рудных и нерудных полезных ископаемых, играет довольно важную роль в экономике Азербайджанской ССР, так как в его пределах развита горно-рудная промышленность.

Кроме железорудных месторождений, в Дашкесанском горнорудном районе имеются месторождения кобальта, алунитов, алунитопирофиллитов, каолинитов, мраморов, абразивов, строительных материалов и других полезных ископаемых.

К Дашкесанскому горнорудному району тяготеют Човдарское месторождение баритов, сульфидные проявления Кошгардага, вторичные кварциты Кошгарчай, марганцевые месторождения Молладжали и Эльвора.

На базе ряда этих месторождений в Дашкесанском районе строятся и развиваются крупные горнорудные предприятия. С 1937 г. работает горнорудное предприятие «Дашкесанкобальт», где имеется обогатительная фабрика, а с 1953 г. начало разрабатываться Дашкесанское месторождение железных руд. Проведены подготовительные работы по разработке Загликского месторождения алунитов и ведется строительство Кировабадского алюминиевого завода, который из алунитовой руды будет получать окись алюминия, калиевое удобрение и серную кислоту, а в дальнейшем — специальный цемент. Кроме того, намечаются к разработке и другие месторождения полезных ископаемых.

ДАШКЕСАНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

Дашкесанские железорудные месторождения расположены: Северные в 55 км к юго-западу от гор. Кировабада, а Южные на расстоянии 60—62 км. Ближайшая железнодорожная станция «Кушчинский мост» находится в 13 км.

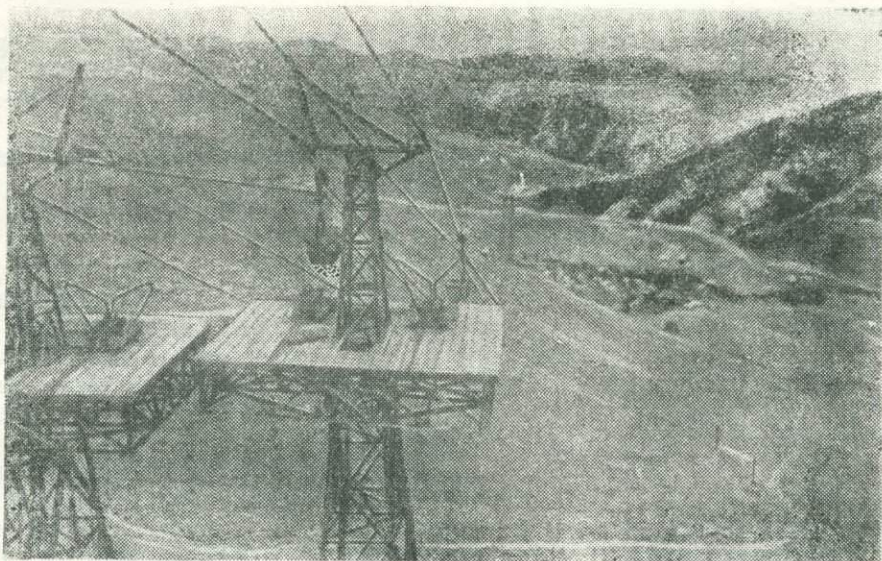


Рис. 1. Канатная дорога от Северо-западного и Северо-восточного участков железорудных месторождений на ст. Кушчинский Мост.

Обогатительная фабрика Дашкесанского горнорудного комбината расположена на левом склоне долины р. Кошгарчай, ниже северо-западного железорудного участка (рис. 1). Железная руда в Северо-восточного участка транспортируется на эту фабрику по канатной дороге, протяженностью около 900 м.

Дашкесанское месторождение железных руд было известно населению Азербайджана еще в древние и средние века. После бронзы, в же-

лезном веке в Азербайджане изготавливали из железа различные изделия (украшения, оружие, предметы быта и др.), которые найдены при археологических раскопках. Средневековый историк (XIII в.) Хамдулла Казвини в своих записях, наряду с нефтью, медными и другими полезными ископаемыми Азербайджана, дает краткие сведения о добыче железа близ гор. Гянджи (ныне гор. Кировабад) и Каламбара. В литературе имеются указания на то, что во времена владычества персов дашкесанские железные руды разрабатывались для получения железа и приготовления из него металлических изделий.

В течение продолжительного времени из руд Дашкесанского месторождения железо получалось местными жителями кричным способом. Об этом свидетельствуют примитивные первобытные доменные печи — ямы и расположенные около них отвалы шлака, а также древние небольшие штольнеобразные горные выработки, расположенные во многих местах Дашкесанского месторождения, где рудные пласты выходят на дневную поверхность.

Первые литературные сведения о Дашкесанском районе даются в «Горном журнале» за 1824 и 1825 гг., в связи с вопросом получения квасцов из алунитов. С 1865 г. о Дашкесанском месторождении писали следующие геологи: А. Берноули (Bernoulli, 1867), Г. Розе [306], Г. В. Абих [10], А. Варенцов [68], И. Сегаль [310], А. М. Терпигорьев [338], А. Г. Эрн [379], Л. Ячевский [393], А. В. Штольцнер (1905), Р. Бекке (1909), К. И. Богданович [64, 65], В. Н. Вебер [69], А. Л. Конюшевский [236, 237, 238], С. А. Докторович-Гребницкий [84], Н. И. Сафронов (1926), Л. В. Хмельницкий (1926), А. Булгаков (1926), М. В. Юнчев (1927), К. Н. Паффенгольц [285], Д. Л. Ортенберг [282], П. Л. Серебрянников и М. Ш. Асланян (1929—1932), Л. В. Радугина [300], Е. Г. Багратуни [44], Д. М. Павленко [283], Г. А. Крутов, Г. А. Кремчуков и Н. Б. Борисевич [242], Г. А. Крутов [243], М. А. Кашкай (1935—1959), В. Н. Котляр [240], Д. И. Шербаков [372], Г. П. Барсанов и С. А. Боровик [53, 54, 55], М. А. Карасик [100, 106], Ш. А. Азизбеков [19], И. Н. Ситковский (1942), С. М. Сулейманов [331], Г. И. Керимов (1942), А. М. Бабочкин [66], И. А. Ширванзаде и Н. А. Липина (1946), В. Е. Кошман и А. М. Быбочкин (1949), В. П. Фролов (1952), И. М. Либерзон (1952), Г. Д. Кордовер (1954), А. С. Марфуни [269, 270], Ш. Н. Мамедов (1957), Г. Х. Эфендиев [387].

Последние годы Азгеолуправление ведет на Южных месторождениях железных руд Дашкесана геологоразведочные работы (М. А. Осипов, З. Сардаров, Н. Мамедов, Г. П. Корнев, Д. И. Ахмедов, Э. С. Бабаев). Минералы окисленной зоны Дашкесана изучались Г. А. Крутовым, Г. Румянцевой и Л. К. Яхонтовой.

Геологическое строение

В геологическом строении Дашкесанского района принимают участие вулканогенные, вулканогенно-осадочные, интрузивные и метаморфические породы, относящиеся по возрасту к среднему и верхнему отделам юры. Причем месторождения железных и других руд Дашкесана находятся, в основном, в пределах толщ верхней и отчасти средней юры.

Среднеюрские образования в районе железорудных залежей слагают, в основном, северное крыло Дашкесанской синклинали и, частично, в юго-восточной части ее — южное крыло.

Кварцевые порфиры и их туфы (верхний байос) являются наиболее древними образованиями, так же как и в большей части Малого Кавказа. Они выступают участками в северной части рассматриваемого района в виде «окон» в глубоко врезающихся эрозионных долинах

бассейна р. Кошгарчай и в тектонически нарушенных зонах (по р. Кырванцсу, у с. Кызылджа, Кушчу, по р. Човдарчай и др.). Видимая наибольшая мощность их достигает здесь 200 м.

К нижнему бату относятся (снизу вверх): порфириновые покровы, агломератные пестрые лавы и толща желтых и желто-зеленых туфопесчаников и туфоконгломератов с тонкими пропластками мергелей и глин, содержащих обильную фауну. Эти эффузивы и их пирокластолиты широкое развитие получили в районе с. Дастафюр, прослеживаясь по направлению с. Кыйыхлы; на северном же крыле Дашкесанской синклинали они имеют весьма подчиненное распространение.

К горизонту желтых и зеленых туфопесчаников и туфоконгломератов приурочены выходы титанистых магнетитовых песчаников, располагающихся в верхней его части. К верхнему бату относятся верхние агломератные туфобрекчии и туфоконгломераты с прослоями туфопесчаников, мощностью до 250 м.

Верхняя юра представлена отложениями келловея, оксфорда, лузитана и кимериджа. Отложения келловея в нижней части представлены туфоконгломератами, туфобрекчиями и гравелитами; в верхней же части выражены тонким чередованием туфопесчаников, аргиллитов и мергелей. Выше они согласно перекрываются вулканогенно-осадочными породами оксфорда, представленными известковыми или кремнистыми туфопесчаниками и туфоконгломератами, известняками и порфиритами. Их венчают массивные известняки лузитанской фации оксфорда—кимериджа. Вулканогенные образования кимериджа (с известняками лузитана) занимают значительную площадь в ядре Дашкесанской синклинали. Они характеризуются в нижней части желтыми и темно-серыми туффитами, туфопесчаниками и туфоконгломератами, переходящими выше в грубообломочные туфоконгломераты и туфобрекчии. В районе г. Кемеркая (г. Шарукар) до Северо-западного железорудного участка включительно непосредственно над известняками лузитанской фации вулканогенные образования кимериджа алунитизированы и каолинизированы, а в районе г. Кырвакар — пиррофиллитизированы и алунитизированы.

Отложения сеномана у восточного края с. Зурнабад, на правом берегу р. Гянджачай, трансгрессивно налегают на Дашкесан-Зурнабадский интрузив и на среднеюрские вулканогенные породы. Непосредственно над интрузивом отложения сеномана представлены базальными конгломератами с гальками гранитоидов, порфиринов, кварцевых порфиров, вторичных кварцитов (нередко с пиритом).

Все описанные породы средней и верхней юры интродуцированы последовательными внедрениями габброидов и гранитоидов с их жильными дериватами. Формирование интрузивов, по М.-А. Кашкай, происходило в четыре фазы: первая — габброиды (с субфазой диоритов), вторая — гранитоиды, третья — граноаплиты и аплиты и четвертая — микрогаббро-порфириды, диабазы, диабазовые порфириды и др. Причем, большинство жильных пород основного состава являются производными последней фазы габброидной магмы. Этих жил насчитываются сотни. Довольно много жил связано и с граноаплитовой фазой интрузивного процесса.

В Дашкесанском рудном районе обнаружен ряд новых выходов интрузивов: 1) у восточной окрестности с. Заглик, 2) у южной окрестности с. Шарукар, 3) севернее моста через р. Кошгарчай, ведущего на Северо-восточный участок, 4) над горнорудным предприятием «Дашкесан-кобальт», 5) у с. Карагуллар, 6) на Дардеринском участке железорудного месторождения, 7) против с. Ени-Загалы, 8) по р. Молла-Гасанлы, 9) над Гендере на юго-восточном склоне г. Гонахгермез и др.

На крайнем юге Дашкесанской синклинали в системе рр. Беюк и Кичик Кашкачай, а также у истоков р. Кошгарчай обнаружено около десяти интрузивов, аналогичных Дашкесанским.

Общая площадь всех Дашкесанских интрузивов составляет более 40 км². Дашкесанские гранитоидные и габброидные интрузивы можно отнести к гипабиссальному типу. Характерно для Дашкесанских интрузивов отсутствие пегматитовой стадии магмообразования и ограниченное развитие гидротермальных процессов при сравнительно низких температурах.

Гибридизм — характерное явление для Дашкесанских интрузивов, что обусловлено контаминацией и фазами внедрения различной кислотности магмы. Мощность гибридных пород изменяется от нескольких сантиметров до десятка метров и более. Местами гибридными породами представлены огромные массивы.

Дашкесан-Зурнабадские интрузивы прорывают верхнеюрскую вулканогенно-осадочную толщу, что определяет нижний возрастной их предел как послевверхнеюрский; у с. Зурнабад покрываются трансгрессивно фаунистически охарактеризованными отложениями сеномана. Для этих интрузивов калий-аргоновым методом абсолютный возраст (по М.-А. Кашкай) исчисляется в пределах 115—135 млн. лет, что соответствует по шкале Марбли (1950 г.) нижнему мелу. По геологическим условиям залегания, учитывая время интенсивности складкообразования и данные абсолютного возраста, время формирования Дашкесанских интрузивов можно отнести к нижнему мелу (неоком).

Краткая характеристика пород околорудных изменений в зоне Дашкесанского месторождения

В ареоле Дашкесанских интрузивов, с которыми генетически связаны их жильные дериваты и залежи железных руд Дашкесанского месторождения, развита зона контактовых пород, образованных в результате контактового и гидротермального метаморфизма. Общая мощность пород, подвергшихся в той или иной степени контактовому и гидротермальному изменению на участке железорудных месторождений, достигает более 500 м. Среди этих пород выделяются следующие разновидности: 1) мраморы; 2) роговики и ороговикованные породы; 3) магнетитовые и гематитовые руды; 4) скарны высоко-, средне- и низкотемпературные, тесно ассоциирующие с магнетитовыми и гематитовыми рудами (с выделением эндо- и экзоскарнов, дашкесанитов, скарнированных даек); 5) гидротермально измененные жильные породы и 6) алунизитизированные, пироксилитизированные и каолинизированные породы.

Такое большое разнообразие метаморфических пород в ареоле Дашкесанских интрузивов обусловлено тем, что метасоматическому изменению подверглись неодинакового литологического состава вмещающие их породы, которые имели различную степень податливости по отношению к метасоматизму, различную трещиноватость и испытывали неодинаковое температурное воздействие при вторжении интрузии, обуславливавшей различный состав метаморфизирующих растворов.

Условия залегания, формы и размеры рудных залежей

В настоящее время на Дашкесанском месторождении железных руд выделяются следующие участки:

на северном рудном поле: 1) Северо-восточный и 2) Северо-западный и 3) Гендеринский;

на южном рудном поле: 4) Юго-восточный; 5) Юго-западный; 6) Дардере-Ахмедлинский и 7) Конахгермезский.

Кроме этих, в пределах Дашкесанского рудного района выделяются еще два самостоятельные рудопроявления: 8) Северная зона титанистых и магнетитовых песчаников и 9) Юго-восточная или Даста-Фюрская зона титанистых магнетитовых песчаников.

Северный и Южные участки Дашкесанского месторождения были представлены когда-то двумя разобщенными крупными рудными площадями. Затем каждая из этих площадей в результате эрозионных процессов р. Кошгарчай была разделена (размыта) на две части. В настоящее время одна половина северной и южной рудных площадей располагается на правом берегу долины р. Кошгарчай, другая — на левом (рис. 2).

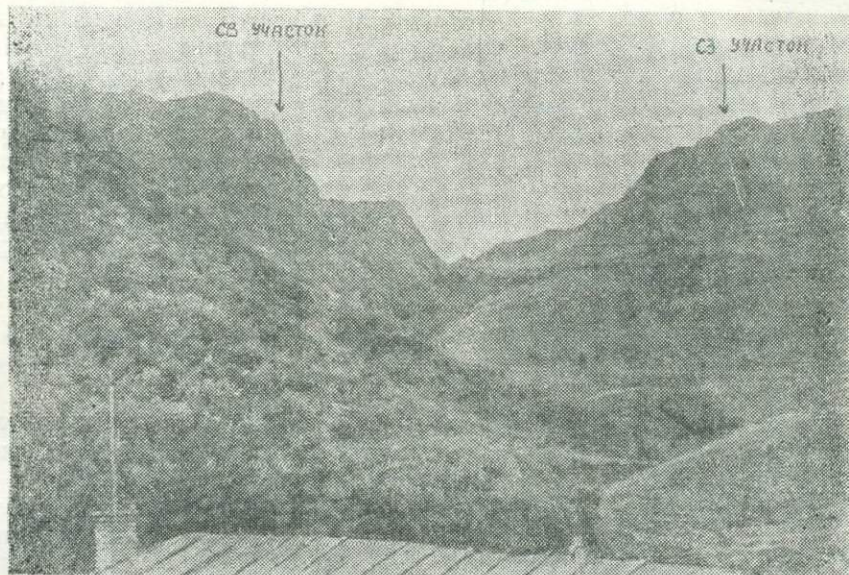


Рис. 2. Общий вид профиля горы у железорудных месторождений Северо-восточного и Северо-западного участков Дашкесана.

Рудные залежи в пределах этих участков располагаются среди пород верхнеюрской толщи, которые в различной степени изменены под действием контактового метаморфизма. Магнетитовые руды в большинстве случаев залегают на ороговикованных туфопесчаниках и туфобрекчиях («нижние роговики»), гранатовых, эпидото-гранатовых и пироксено-гранатовых скарнах, скарнированных породах, а на южных и отчасти на северо-западных участках руды залегают на известняках лузитанской фации. Покрываются эти руды также различными ороговикованными и скарнированными породами. Контакт рудных залежей с покрывающими и подстилающими породами всегда хорошо прослеживается, но он не во всех случаях является отчетливым, резким и ровным. Наблюдаются случаи, когда из основной рудной залежи магнетитовые прожилки и жилы внедряются (рис. 3) во вмещающие (подстилающие и покрывающие) породы. Когда же магнетитовые руды непосредственно покрываются или подстилаются слабо оруденелыми (магнетито-гранатовыми или гематито-гранатовыми) скарнами, то контакт между залежью массивных магнетитовых руд и этими скарнами является нечетким, расплывчатым. По мере приближения к залежи сплошных магнетитовых руд количество вкрапленников магнетита (и гематита) в

оруденелом скарне увеличивается, и слабо оруденелые скарны постепенно переходят в сильно оруденелые (т. е. в густо вкрапленные руды) и далее в сплошные (массивные) магнетитовые руды.

Среди массивных магнетитовых руд иногда наблюдаются небольшие участки безрудных скарнов, ксенолиты (отторженцы) роговиков и скопления кальцита.

Северная часть Дашкесанского месторождения (Северо-западный и Северо-восточный участки) представляет наибольший практический интерес, так как она содержит главную массу промышленных запасов магнетитовых руд. Южная часть этого месторождения (Юго-западный и Юго-восточный участки) также содержит промышленные запасы железных руд, но разведка их пока продолжается.

Рудные залежи обоих участков обнажаются на склонах долины р. Кошгарчай, которая размыла в пределах долины надрудную покрывающую толщу пород и частично рудную залежь, разделив ее на две неравные части. На всей же остальной части площади рудные залежи Северо-западного и Северо-восточного участков покрыты толщей верхнеюрских туфогенно-осадочных пород.

Для более детальной характеристики условий залегания железных руд и строения их рудных залежей ниже дается описание по участкам.

На Северо-западном участке рудная залежь, представленная массивной и вкрапленной магнетит-гематитовой рудой, располагается на левом склоне долины р. Кошгарчай, на абсолютных отметках 1550—1850 м (рис. 4). Общее протяжение рудной залежи на поверхности в меридиональном направлении, начиная выше моста (ниже с. В. Дашкесан) до г. Кырвакар, более 2 км. В северной части этого участка рудная залежь прерывается Цюртахпюрским сбросом и далее размыта. Мощность рудной залежи колеблется от 1—3 до 64 м (скв. 2). Глубина залегания руд колеблется от 6 до 211 м (скв. 15а). По форме рудное тело представляет собой как бы пластообразную залежь, но состоящую из отдельных линзообразных неравномерно насыщенных магнетитом, гематитом и скарновыми минералами тел.

На прилагаемых геологической карте (рис. 4) и блок-диаграмме (рис. 5) видно, что рудная залежь Северо-западного участка покрывается вулканогенными породами (туфопесчаниками, туфобрекчиями, туфоконгломератами и порфиритами), роговиками, пироксено-гранатовыми, эпидото-пироксеновыми и эпидото-гранатовыми скарнами. На магнетитовых рудах располагаются непосредственно скарны, роговики или ороговикованные породы.

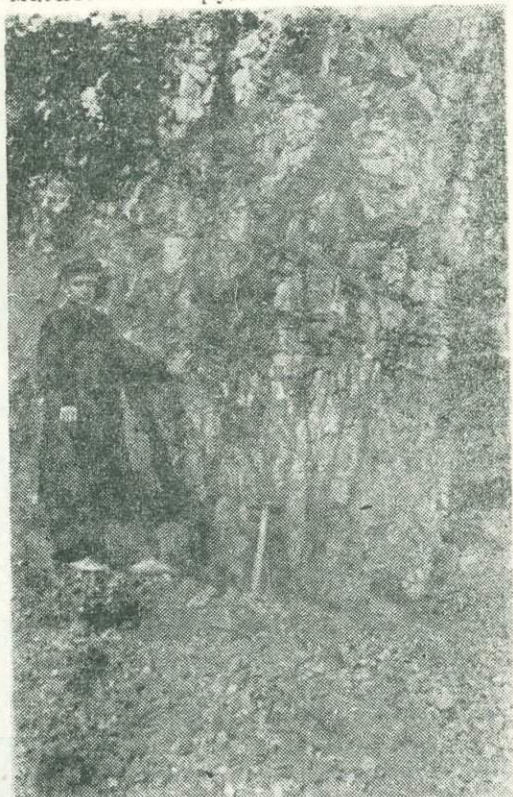


Рис. 3. Роговики, пронизанные прожилками магнетита. Северо-западный участок.

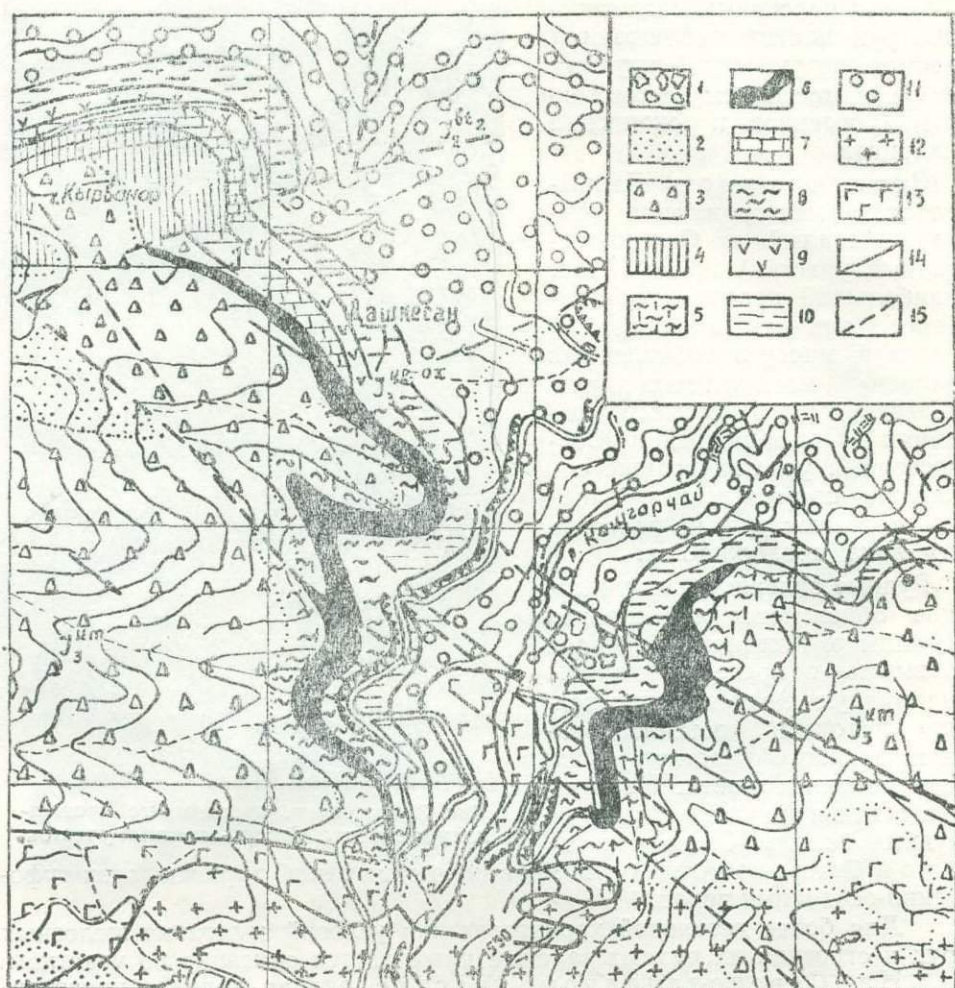


Рис. 4. Геологическая карта северных участков Дашкесанского железорудного месторождения.

Составил М.-А. Каишай.

1—отвал; 2—элювиальные и делювиальные отложения (Q); 3—туфоконгломераты, туфопесчаники, туфобрекчии (I_3 кимеридж); 4—пиррофилитизированная и алуинитизированная толща (I_3 кимеридж) Кырвакара; 5—ороговикованные отложения келловей-оксфорда ($I_3^{ке-ох}$) (верхние роговики); 6—скарново-железородная залежь; 7—известняки (лузитанская фация) (I_3^{lu}); 8—ороговикованные туфопесчаники и туфобрекчии ($I_3^{ке-ох}$) келловей-оксфорда (нижние роговики); 9—туфопесчаники, туфоконгломераты, туфобрекчии оксфорда (I_3^{ox}); 10—туфопесчаники, туфобрекчии, туфоконгломераты келловей-оксфорда ($I_3^{ке-ох}$); 11—верхние агломеративные туфобрекчии и туфоконгломераты с шаровыми лавами и прослоями туфопесчаников верхнего бата (I_3^{bt}); 12—гранодиориты, кварцевые диориты (II фаза внедрения); 13—габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты и гибридные породы, их дресва (I фаза внедрения); 14—жилы породы; 15—линии тектонических разрывов.

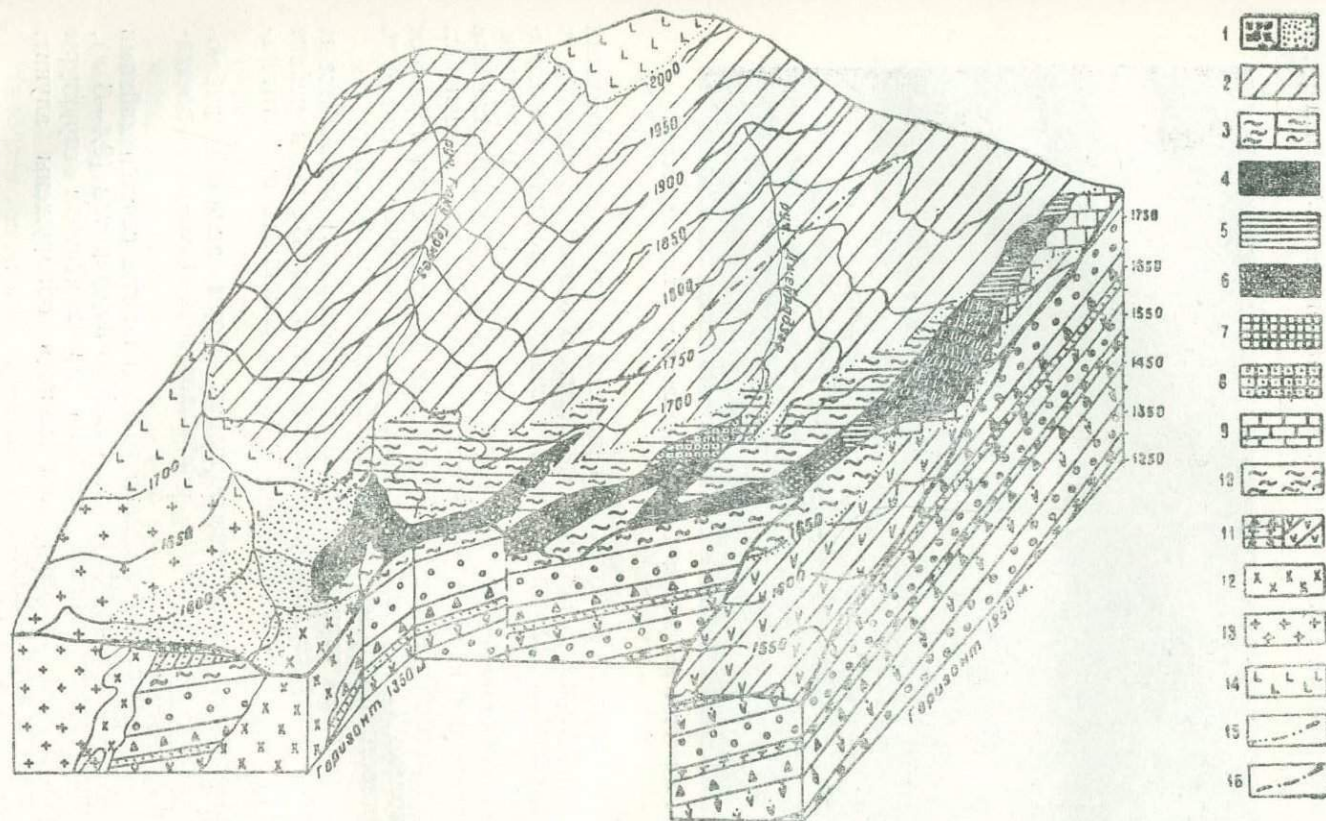


Рис. 5. Блок-диаграмма Северо-западного участка Дашкесанского железорудного месторождения.

1—элювиально-делювиальные отложения; 2—вулканогенная толща—розовые и серые туфобрекчии, туфоконгломераты и порфиры (кимеридж); 3—кимеридж—ороговик-важные породы (верхние роговики); 4—магнетитовая руда; 5—гематитовая руда; 6—магнетито-гранато-эпидотовый скани (железная руда); 7—гранато-магнетитовый скани с малахитом (железная руда); 8—гранато-эпидотовый скани; 9—известняки (лузитанская фаши оксфорда-кимеридж); 10—ороговик-важные туфопесчаники и туфобрекчии келловей-оксфорда (нижние роговики); 11—агломератные туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники (бат); 12—гранитоиды; 13—габброиды; 14—диабазы, микрогаббро-диабазы; 15—дайки; 16—линии тектонических разрывов.

Подстилаются магнетитовые руды роговиками, ороговикованными породами, скарнами, туфогенными породами (туфами, туфопесчаниками, туфобрекчиями) и в западной части участка известняками.

Рудная залежь имеет пологое падение, местами разбитая сбросами и сбросо-сдвигами на отдельные блоки.

Рудная залежь Северо-западного участка (рис. 6) представлена сплошными массивными магнетитовыми и отчасти гематитовыми руда-

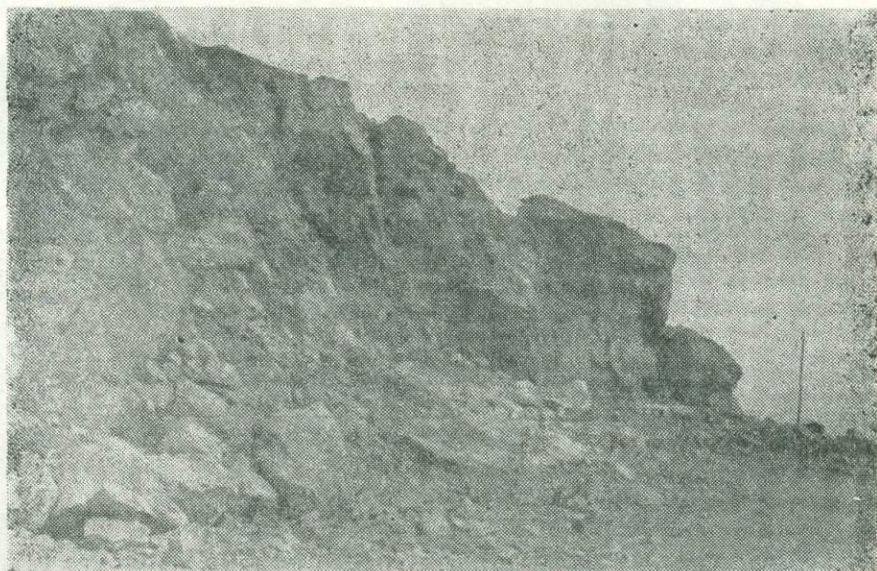


Рис. 6. Магнетитовая залежь Северо-западного участка Дашкесана.

ми и магнетито-эпидото-гранатовыми скарнами, а также вкрапленными магнетитовыми рудами, в которых магнетит образует то редкую, то густую вкрапленность. Последние, хотя и содержат пониженное количество железа в сравнении со сплошными магнетитовыми рудами, также являются балансовыми, так как они хорошо обогащаются при магнитной сепарации и дают высокосортный железистый концентрат.

Сплошные магнетитовые руды в пределах рудной залежи образуют иногда несколько (2—4) выдержанных по простиранию и мощности горизонтов (пластов) или несколько обособленных рудных линз.

Наиболее мощный горизонт сплошных (массивных) магнетитовых руд обнажается севернее Джебрадорского разлома. Здесь, в районе обогатительной фабрики, мощность горизонта сплошных обогатительных руд достигает 30 м.

Кроме пластообразных и линзообразных форм залежей наблюдается также густая сеть рудных прожилков и жил, секущих вмещающие породы-роговики.

Рудная залежь рассматриваемого участка иногда сечется дайками порфиров, диабазовых порфиров и габбро-порфиров (0,4—3 м), не оказывающих существенного влияния на изменение структуры рудной залежи. В этой железорудной залежи обнаружены алунит, серицит, каолинит и пиррофиллит.

Гендеринский участок является новым и расположен на южном продолжении Северо-западного железорудного участка. Он занимает долину Гендере, где в южной части возвышаются основ-

ные породы конахгермезской свиты, а в северной части — вулканогенные породы кимериджа, покрытые основными породами конахгермезской свиты (диабазы и др.). Эти породы интродуцированы габброидами и гранитоидами дашкесанских интрузивов и их жильными дериватами.

К западу от с. В. Дашкесан, где интрузивы контактируются с вулканогенными породами, в долине можно встретить скарновые образования. Гендеринский участок в северной части, по-видимому, является непосредственным продолжением северо-западного участка железорудного месторождения.

Управление Г и ОН на Гендеринском участке производит геолого-разведочные работы. Скважины 141, 149 и др., пробуренные в 3,2 км к западу от с. В. Дашкесан и 880—900 м к юго-западу от Северо-западного участка встретили скарно-рудную толщу на глубинах 62,7—66,45 м. (скв. 141) с прослоями магнетитовой руды около 1,5 м., где отмечены два прослоя магнетитовых руд мощностью 2,9 и 1,1 м.

Северо-восточный участок Дашкесанского железорудного месторождения расположен на правом склоне р. Кошгарчай, между с. В. Дашкесан и рудником «Дашкесанкобальт».

Рудная залежь этого участка имеет пластообразно-линзовидную форму и протягивается от Дашкесанского интрузива на север, примерно на 1 км. Абсолютные отметки залежи в южной части — 1555 м, а в северной — 1650 м. Мощность залежи колеблется в пределах от 1 до 24,5 м, а местами достигает 58 м. Рудная залежь (рис. 7) покрывается и подстилается роговиками и местами туфопесчаниками, туфами, туфоконгломератами и порфиритами. Это можно видеть из следующего разреза, составленного (снизу вверх) в районе южного карьера:

1. Роговики светло-зеленого и голубоватого цвета, мощностью 3—8 м.

2. Ороговикованные туфоконгломераты серого цвета (с размером порфировых галек от 3 до 20 см), мощностью 8 м.

3. Слоистые, сильно метаморфизованные туфопесчаники серовато-желтого цвета с большим количеством прослоев магнетита, протягивающиеся на значительное расстояние и мощность которых колеблется от нескольких миллиметров до 10—15 см. Мощность пачки около 8 м.

4. Магнетитовая залежь с небольшими безрудными участками, имеющими вытянутую линзообразную форму и представленными хлоритизированными породами слоистого сложения. По трещинам этих пород наблюдаются редкие кристаллы магнетита. Среди магнетитовой залежи встречаются сферолиты магнетита (размером 0,5—15 см), сцементированные метаморфизованной карбонатно-каолиновой породой.

На юго-западном фланге описываемого разреза, уже у карьера, среди магнетита отмечена кальцит-эпидотовая жеода (размером до 5 м), в центре которой располагается молочно-белый кальцит, а по периферии — эпидот.

Магнетитовая залежь и подстилающая пачка слоистых пород перескаются дайками габбро-диорита. Породы их интенсивно скарнированы, по трещинам отдельности пронизаны прожилками магнетита и местами нацело замещены магнетито-гранатовым скарном. Мощность магнетитовой залежи на северо-восточном фланге равна 12 м и на юго-западном — 18 м.

5. Роговики зеленоватые, с прожилками скарных минералов. Наиболее интенсивно роговики скарнированы близ магнетитовой залежи, причем непосредственно по периферии трещин располагаются хорошо образованные кристаллы граната и магнетита, затем, по на-

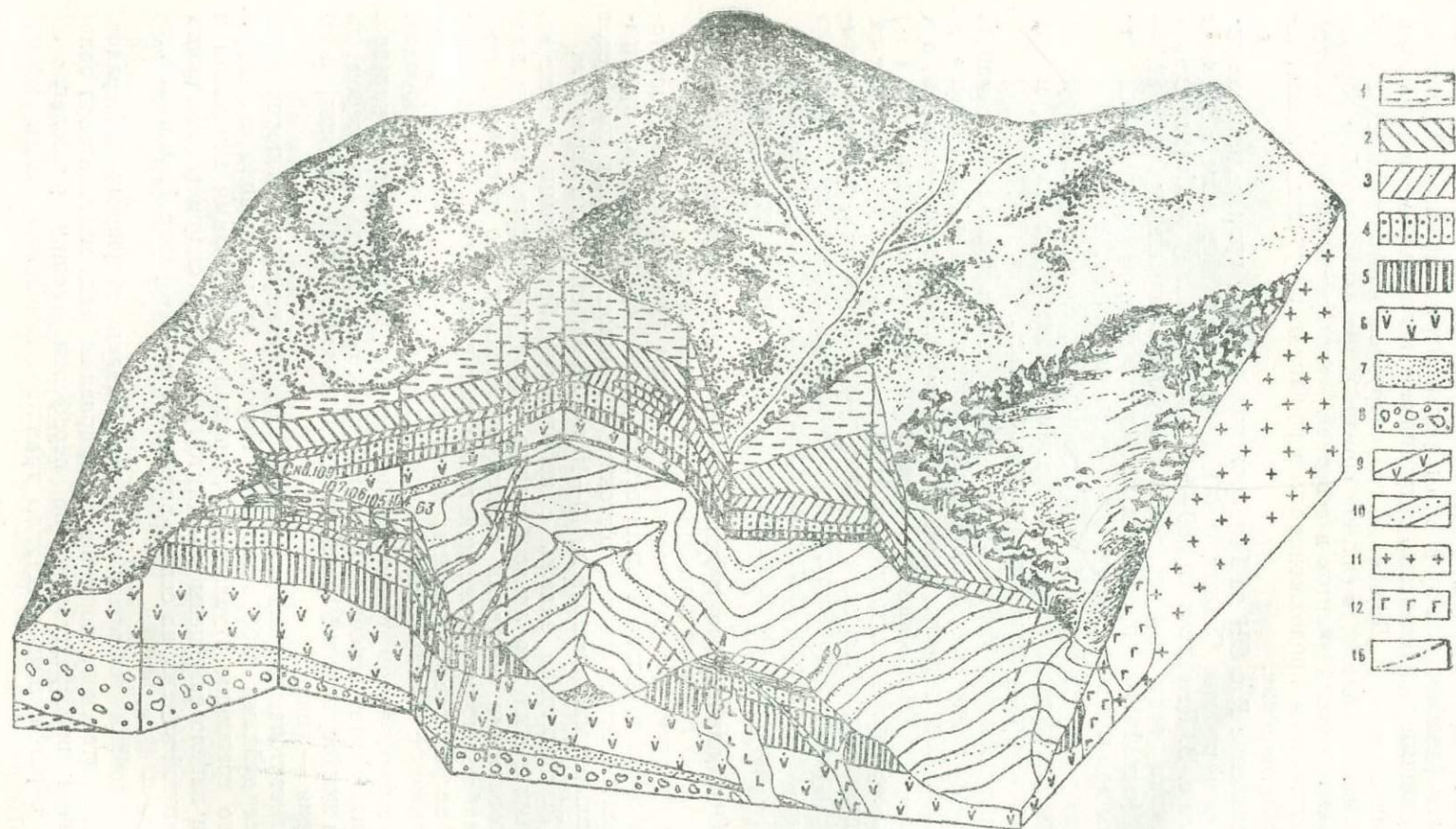


Рис. 7. Блок-диаграмма Северо-восточного участка железорудного месторождения.

1—в. юра (кимзриджский ярус)—вулканогенные; 2—роговники покровные; 3—магнетитовая залежь; 4—роговники подстилающие (образованы за счет туфоконгломератов); 5—ороговиксвые туфопесчаники; 6—микротуфобрекчии; 7—песчаники ожеденные; 8—туфоконгломераты; 9—дайка плагноклазового порфирита; 10—дайки диабазовых порфиритов; 11—гранодиориты; 12—габбро; 13—сбросы.

правлению к центру, следуют гранатовый, далее эпидотовый и, наконец, актинолитовый скарны; в последнем часто заключены кристаллы молочно-белого, иногда прозрачного кальцита. Некоторые трещины заполнены магнетитом, гидроокислами железа и хлоритом.

Данный разрез на протяжении 150 м осложняется несколькими сбросами небольшой амплитуды, не превышающей 2—3 м. Сбросы более значительной амплитуды наблюдаются в 200—350 м к юго-западу от дробилки, по этим сбросам происходит смещение юго-западной части разреза или проходит контакт магнетитовой залежи с гематито-актинолитовыми скарнами, содержащими гнезда и жилы актинолита.

Другой разрез Северо-восточного участка снят в 200 м к северо-востоку от трансформаторной станции и к северу от Урдаринского сброса. Он характеризуется следующей последовательностью образований покрывающей толщи (снизу вверх):

1. Магнетитовая залежь (видимая мощность 2 м), состоящая из тонкозернистого (сливного) магнетита с плитчатой отдельностью, падает на юго-восток под углом 15°.

2. Эпидото-гранатовые скарны (с прожилками магнетита), мощностью 2 м.

3. Роговики скарнированные, зеленоватого цвета, содержат по трещинам гранат, эпидот, кальцит, а также прожилки розоватого аплита. У контакта с магнетитовой залежью роговики более сильно скарнированы, и гранат, эпидот, магнетит здесь представлены в виде хорошо образованных кристаллов, располагающихся в пологих трещинах, имеющих, в основном, юго-западное (300°) простирание. Мощность роговиков 18 м.

4. Роговики светло-серого цвета, без скарновых минералов, с налетами по трещинам гидроокислов железа, мощностью 6 м.

5. Светло-серые, слабоороговикованные песчаники (с прожилками аплитов), мощностью 5 м.

6. Черные слоистые мелкозернистые песчаники, мощностью 2 м.

7. Кварцевые песчаники светло-серого цвета, мощностью 6 м.

Зафиксированные здесь Урдаринский (простирание 290°) и Джебраздорский (простирание 310°) сбросы являются пострудными, смещающими как рудную залежь, так и вмещающие ее породы. Урдаринский сброс с амплитудой 12—30 м приводит в контакт слабоскарнированные покровные роговики и поднятую часть магнетитовой залежи. Здесь скарны с магнетитом, а ниже чистый магнетит имеют слоистый характер с плитчатой отдельностью. Близ Урдаринского сброса происходит как бы выкручивание залежи. В присбросовой части проходит дорудная дайка габбро-диабазового состава, почти нацело скарнированная.

Глубина залегания руд на северо-восточном участке колеблется от 12 (скв. 54) до 152 м (скв. 66). Рудная залежь этого участка представлена сплошными массивными магнетитовыми и вкрапленными магнетито-гематитовыми рудами, которые, по существу, являются оруденелыми (магнетито-эпидото-пироксеновыми и гематито-гранато-эпидотовыми) скарнами. Рудная залежь иногда слагается несколькими пропластками сплошных и вкрапленных магнетитовых руд, а иногда сплошные (массивные) магнетитовые руды образуют линзообразные скопления, несколько обособляющиеся от основной пластообразной магнетитовой залежи. В редких случаях в составе рудной залежи сплошные (массивные) магнетитовые руды отсутствуют и она слагается лишь одними вкрапленными рудами. Так например, скв. 49 были вскры-

ты лишь вкрапленные магнетитовые руды (рудные скарны), мощностью 5 м, залегающие на глубине 131 м.

Южные железорудные участки

Южные железорудные участки Дашкесанского месторождения расположены в 2 км к югу от с. Верхний Дашкесан. Здесь, как и в северной части месторождения, выделяются рудные участки: Юго-восточный и Юго-западный (рис. 8). Эти участки являются продолжением один другого, но они разделены современной долиной р. Кошгарчай; к востоку и югу от них располагаются новые рудные участки.

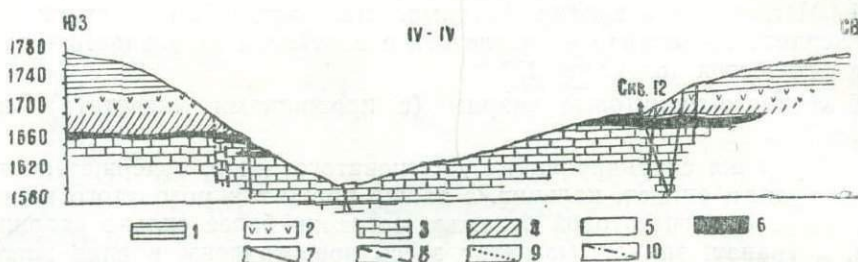


Рис. 8. Геологический профиль по Южно-Дашкесанским месторождениям железных руд (с ЮЗ на СВ)

1—порфириновые туфоконгломераты и туфобрекчии верхней юры; 2—порфиры верхней юры; 3—мраморизованные известняки лузитана; 4—роговики; 5—скарны; 6—магнетит; 7—габбро-порфиры; 8—диабазовые порфиры; 9—габбро-диоритовые порфиры; 10—линии тектонических разрывов.

Рельеф местности района южных участков гористый. Склоны долины р. Кошгарчай и ее продолжения — долины р. Амамчай являются довольно крутыми. Восточный склон заканчивается вершиной безымянной горы (2802 м), после чего раскрывается поляна в восточном направлении до перевальной дороги близ г. Пирсултан (2072,8 м). Западный крутой склон заканчивается вершиной г. Галача (1974,9 м). Ложе долины р. Амамчай в пределах месторождения находится на высоте 1500—1550 м. Справа к ней примыкает ущелье с. Загалыдереси.

В геологическом строении Южно-Дашкесанских участков принимают участие мраморизованные известняки лузитанской фации, которые в верхней части у лежачего бока рудной залежи слабо- или нескарнированы. Далее идет рудная залежь, покрываемая вулканогенными породами кимериджа, которые висячем боку интенсивно скарнированы, а выше ороговикованы. Выше идут туфоконгломераты и туфобрекчии, которые покрываются розоватыми мелкообломочными туфобрекчиями. Среди вулканогенных пород кимериджа располагаются диабазы, микрогаббро-диабазы, порфиры и микрогаббро-порфиры.

Большое развитие даек основных пород на Южно-Дашкесанском месторождении является следствием интенсивных тектонических напряжений, на что указывают также развитые в районе дизъюнктивные дислокации. Поэтому жилные дериваты основных пород пререзают здесь рудно-скарновую залежь. В свою очередь, в зальбандах некоторых даек основного состава образовались магнетитовые тела мощностью до 0,5 м и скарновые породы. Это указывает на непрерывный

процесс рудообразования как до внедрения даек, так и в процессе их интрузий.

В пределах месторождения выявлен ряд основных и разрывных нарушений, среди которых встречаются и более мелкие линии тектонических разрывов с небольшими амплитудами, флексурные изгибы.

Здесь отмечены с пологими падениями крыльев Присултанское поднятие (СЗ—300°) и Гюнейзагалинское (СЗ 310—320°). Ряд разрывных нарушений отмечается на южных склонах г. Пирсултан-Дардере, в районе урочища с. Хачбулах, на склонах г. Гонахгермез и др. Наиболее крупные и интенсивные дизъюнктивные и пликативные дислокации имели место южнее. Направление этих тектонических нарушений в общем север—северо-западное. Амплитуда сбросов достигает 40—50 м. Встречаются и другие направления нарушений.

Магнетитовая залежь с крупными промышленными запасами железной руды симметрично расположена по обоим склонам р. Амамчай. По геологическому положению и минерально-петрографическому составу пород и руд Южные железорудные участки аналогичны Северным.

Исследованиями последних лет выявляются перспективные участки, являющиеся продолжением южных месторождений на юг, в направлении г. Гонахгермез и на восток—в направлении с. Дардере и с. Ахметлы. Магнитометрической съемкой 1956 г. в районе разведочных работ в Южно-Дашкесанском месторождении выявлена магнитная аномалия интенсивностью более 2000 гамм. Аномалия вытянута в широтном направлении и занимает площадь около 30 км².

Мощность промышленной железнорудной залежи варьирует в больших пределах — от 2 (скв. 6) до 25 м и больше, а мощность залежи около 7—9 м.

Несмотря на близость геологического строения обоих склонов долины (следовательно, и участков месторождений) все же усматриваются некоторые различия.

Юго-западный участок (рис. 9) сложен в северной части гранодиоритами и гибридными интрузивами. К югу они заменяются мраморизованными известняками, которые близ устья р. Загалыдереси прорываются вулканогенными породами. На мраморизованные известняки налегает маломощный слой диабазовых порфиритов, которые выше переходят в туфоконгломераты и туфобрекчии. В более высоких гипсометрических участках получили развитие розоватые и зеленоватые мелкообломочные туфобрекчии, характерные для кимериджа. Привершинная часть г. Галача сложена из микрогаббро-порфирита. Несколько ниже они покрываются туфобрекчиями, что было выявлено при бурении скважин. Вдоль балки Загалыдереси рудная залежь и вмещающие ее породы сброшены.

Железорудная залежь и скарны встречаются параллельными зонами на различных гипсометрических участках. Основная железорудная залежь располагается между мраморизованными известняками и вулканогенными породами. Остальные скарновые зоны располагаются ниже. Помимо указанного сброса, несколько севернее рудная зона разбита сбросом небольшой амплитуды. Так же, как и на юго-восточном участке, сплошные магнетитовые руды прерываются эпидото-гранато-кальцитовыми скарнами. Последние располагаются в висячем и лежащем боках залежи. Вулканогенные породы висячего бока несколько ороговикованы. Здесь рудная залежь вместе со скарнами и вмещающие

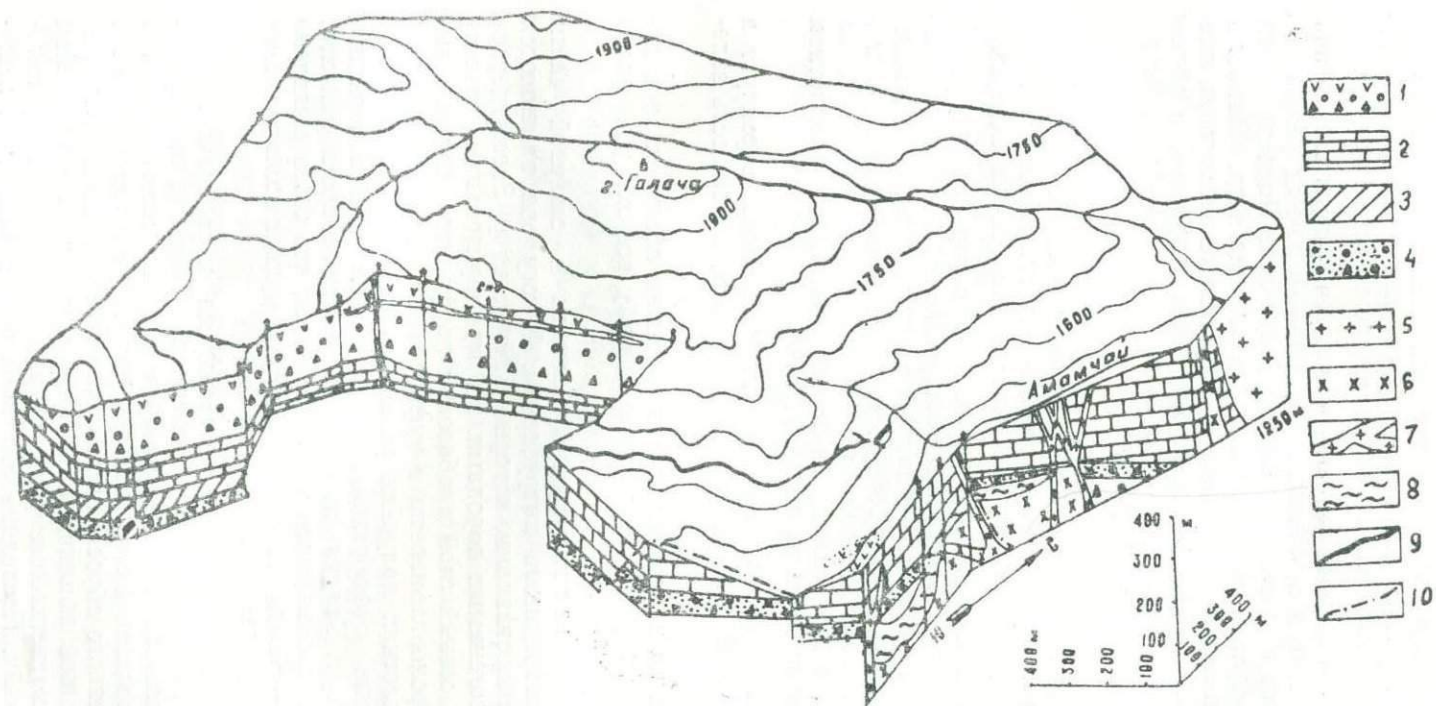


Рис. 9. Блок-диаграмма юго-западного участка Дашкесанского месторождения.

1—кимеридж-туфобрекчии, туфоконгломераты и порфириды; 2—лузитанская фация—мраморизованные известняки; 3—оксфорд—вулканогенная фация и карбонатные породы; 4—келловей—туфопесчанки, туфобрекчии и туфоконгломераты; 5—гранитоиды (II фаза); 6—гибридные породы; 7—основные трещинные экструзивы (IV фаза); 8—роговики; 9—сплошные и вкрапленные магнетитовые руды со скларированными силикатными породами висячем боку залежи; 10—линии тектонических разрывов.

их породы пререзаются дайками основных пород. Интересно еще отметить внедрение небольших тел габброидов и гранодиоритов.

Ниже приводится краткое описание железорудных залежей Южных участков Дашкесанского месторождения по данным разведочных работ. Так же, как на Юго-восточном участке, железорудная толща значительных размеров достигает в северной части, ближе к интрузиву, причем одно крупное скопление линзовидной формы прослежено в широтном направлении на 1,5 км и далее, примерно через 500 м, снова появляются кондиционные железные руды со скарном. Мощность промышленных руд в северной части месторождения, по данным разведки, указанных линзовидных скоплений, достигает от 2 до 13 м, при средней мощности около 6—7 м.

В районе с. Загалы вновь наблюдается увеличение мощности залежи до 10 м. Здесь она представлена, в основном, сплошными магнетитовыми рудами. Далее на запад рудная залежь уходит под толщу покрывающих вулканогенных пород и прослеживается уже буровыми скв. 10, 33 и 34 на расстоянии 1150 м. На всем протяжении от «загалинского» выхода она прослеживается в виде выдержанной пластовидной формы линзы сплошных магнетитовых руд, мощностью 7—12 м и только к западу от скв. 33 начинает быстро выклиниваться (мощность рудной залежи в скв. 34 равна 2,1 м).

Аналогичное поведение рудной залежи мы наблюдаем и на участке по разведочной линии скв. 5, 6, 7, 8, 9. Мощность рудной залежи и содержание в ней железа по отдельным выработкам — непостоянные. Так, например, если толща скарнов по скв. 5 и 6 представлена, в основном, слаборудными их разностями с маломощными прослоями сплошного магнетита, суммарной мощностью 2—2,5 м, то по скв. 7, 8 и 9 мощность сплошных магнетитовых руд достигает 8,8—13,3 м.

Помимо основного горизонта вкрапленных магнетитовых руд на Юго-западном участке наблюдаются линзообразные их залежи в толщах подстилающих известняков и покрывающих туфогенных пород.

Такие линзы обнажаются по левому склону долины ручья Загалысу, недалеко от места впадения его в р. Амамчай, и по склону г. Галачадаг в 200 м юго-восточнее скв. 9.

Протяженность этих маломощных (1—8 м) и сравнительно бедных магнетитом вкрапленных руд изучена недостаточно. По некоторым данным она колеблется в пределах нескольких десятков метров.

Общее представление об условиях залегания рудной залежи и геологическом строении Юго-западного участка дает прилагаемая блок-диаграмма (рис. 9), составленная нами по данным буровых скважин и естественных обнажений этого участка.

Конахгермеский участок является западным продолжением Юго-западного железорудного участка. Здесь также вскрыты промышленные магнетитовые руды в скарнах (скв. 96, 97, 104, 111).

Конахгермеский участок сложен в основном экструзивного характера основными породами, представленными микрогаббро-порфиритами, диабазовыми порфиритами, долеритами и другими. Они сопровождаются эруптивными брекчиями. На Конахгермезе мощность этих экструзивных пород достигает 400 м и больше. Местами вдоль сильной трещиноватости они ороговикованы.

В нижней части эта мощная толща прорвана гибридного характера интрузивами гранодиоритового и кварцево-диоритового состава. В контакте интрузивов отмеченные силикатные породы Конахгермеской

толщи скарнированы и оруденелые. Мощность скарново-рудной толщи достигает 20 м, а местами и больше.

Мощности кондиционных железных руд колеблются от 2 до 12 м, содержание железа в них варьирует от 30 до 64%. Разведка Конахгермезского участка пока продолжается и дальнейшие перспективы его будут выявлены в дальнейшем.

Таким образом, из вышеизложенного видно, что мощность рудной залежи обоих рудных участков сильно меняется. Невыдержанность мощности рудных залежей характерна также и для северных участков месторождения, где по разведочным и эксплуатационным выработкам она колеблется от 2—3 до 23 м.

В пределах толщи оруденелых скарнов на Южных участках сплошные магнетитовые руды располагаются в виде отдельных гнездообразных скоплений (раздувов) и линз.

Значительная протяженность (в несколько сот метров) этих магнетитовых линз и раздувов по простиранию и падению рудной залежи, а также их большое количество на различных гипсометрических высотах в пределах рудной толщи, создают пластообразное рудное тело, имеющее в разрезе четковидную форму.

В промежутках между магнетитовыми линзами и раздувами обычно располагаются вкрапленные магнетитовые руды или маломощные прожилки магнетита.

Юго-восточный участок сложен в нижней части мраморизованными известняками лузитана. Примерно на высоте 1550 м (в северной части) и 1700 м (в южной части) на протяжении свыше 2 км обнажается карнизом железорудная залежь в контакте с вулканогенными породами верхней юры (кимериджа), представленными туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками и порфиритами.

В средней части залежи, где она поворачивает с северо-запада на юго-восток, отмечается сброс северо-восточного направления. Следующий довольно крупный сброс установлен в южной части месторождения. Он переходит через реку на западный склон, прослеживаясь по долине Загалыдереси.

Скарново-рудная залежь имеет общее падение на север—северо-восток под углом 6—8°. В соответствии с этим как бы определяется ее морфология, выраженная в пластообразном залегании; но в пределах залежи отдельные крупные скопления железной руды и скарнов приурочены к различным гипсометрическим участкам, главным образом, вулканогенным породам кемериджа. Ороговикованию подвергались лишь эти силикатные породы всякого бока; в лежащем же боку известняки слабо скарнированные, но в основном мраморизованные. Рудная залежь, как по падению, так и по простиранию изменчива; сплошные магнетитовые руды, прерываясь, заменяются оруденелыми скарнами. В всячем и лежащем боках сплошных магнетитовых руд располагаются оруденелые и безрудные скарны. Ближе к интрузиву, где преимущественно развиты гибридного характера габброиды и габбро-диориты, гранодиориты, интенсивность оруденения и скарнообразования увеличивается, в связи с чем здесь скопляются наиболее крупные скарново-рудные тела на различных, но близких гипсометрических высотах.

На Юго-восточном участке железорудная залежь на севере начинается непосредственно у контакта интрузивов и их гибридных разно-

видностей. У водосборного сооружения наблюдается выход верхней части залежи, представленной здесь укрепленными магнетитовыми рудами. На полную мощность залежь здесь не обнажается. Однако в буровой скв. 16, пробуренной в 200 м восточнее, она равна 98 м. Встреченная скв. 16 мощная толща вкрапленных магнетитовых руд быстро выклинивается на восток и на юг. В скв. 25, расположенной в 200 м к востоку от скв. 16, мощность рудной залежи равна 17,6 м.

Аналогичная картина уменьшения мощности залежи наблюдается и в южном направлении, где мощность руд на выходе, выше обжиговой известковой печи и в скв. 14 (через 400 м), равна 0,5 м.

К югу от обжиговой печи снова наблюдается увеличение мощности магнетитовых руд, которое отмечается и по обнажению и по скв. 15. Мощность залежи в этом месте составляет 21,7 м. На восток залежь прослежена скв. 15, 18 и 23 на расстоянии 540 м от выхода ее на поверхность. В этом же направлении (т. е. от скв. 15 к скв. 23) наблюдается уменьшение мощности сплошных магнетитовых руд и увеличение мощности слабрудных скарнов. Интересно отметить обнаружение скарно-рудной залежи ниже известняков. Они были подсечены скв. 1017 и 1019. Мощность залежи достигает 27 м, а рудных слоев 8 м.

Общая характеристика Юго-восточного участка устанавливается из того, что в северной части его крупное линзовидное скопление скарно-рудной залежи разведано более чем на 1,2 км в длину и от 200 до 800 м. в ширину. Мощность кондиционной железной руды от 2 до 25 м, при средней мощности 7,8 м. Далее он прерывается, а затем снова появляется к востоку, в направлении г. Пирсултан.

Общая мощность скарно-рудной толщи в северной части залежи, по данным скважин, достигает 190 м. Но мощность магнетитовых руд и безрудных скарнов колеблется от 1—2 до 25—35 м.

В южном и юго-восточном направлениях рассматриваемого участка мощность отдельных скоплений уменьшается, как например, ближе к Казах-Елчулар и др., где мощность рудных прослоев 2—4 м. В северной части месторождения Юго-восточного участка гибридные габбро и габбро-диориты, с которыми в основном связано интенсивное оруденение, встречены буровыми скважинами. Все породы Юго-восточного участка, в том числе и железорудная залежь, прорвана дайками основной магмы (IV фаза). Магнетитовые руды, а также скарны наблюдаются по зальбандам некоторых из указанных даек. Здесь следует считать это как более поздний процесс рудообразования. Например юго-восточнее штольни, близ скв. 10, в зальбандах дайки образовались сплошная магнетитовая руда и скарны.

Состав скарно-рудной толщи с северо-запада на юго-восток также изменяется; причем ближе к интрузиву образовались высокотемпературные скарны с магнетитом, гранатом и др. Затем появляются пироксены (диопсид, ильваит и др.), далее скарны обогащаются амфиболами и более распространенными эпидотом, кальцитом, кварцами и др. Местами встречается дашкесанит. В отдельных участках и на глубине увеличивается содержание сульфидных минералов, в частности, арсенопирита, халькопирита, пирита и др. На этом участке кобальтовые оруденения встречены среди скарнов с гранатом, хлоритом и дашкесанитом, содержание которых достигает от 0,01 до 0,5%. Кобальтовые минералы в ассоциации с другими сульфидами характерны для призальбандовых участков даек основных пород.

Пирсултанский участок является непосредственным продолжением Юго-восточного участка, где также выявлены благоприятные условия образования железных руд, что подтверждается высокой магнитной аномалией. Благодаря близкому расположению к Дашкесанскому интрузиву и развитию здесь гибридных пород первой фазы извержения, можно полагать о встрече скарново-рудной залежи промышленных масштабов. Этот участок также интересен в отношении кобальтового оруденения.

Дардере-Ахмедлинский участок железных руд, как новый, изучался и разведывался за последние годы. На этом участке, местами под мощными аллювиально-делювиальными отложениями, обнажаются основные породы конахгермезской свиты, на севере выступают дашкесанские интрузивы с характерными габброидами и кварцевыми диоритами г. Зияратдага и с. Ахмедлы. К этим интрузивам с запада примыкают граноаплиты и аляскиты, а далее гранитоиды, а к востоку обнажаются мощные массивы Зурнабадского интрузива. Непосредственно в районе участка на вулканогенные породы кимериджа налегают основные породы конахгермезского типа. Среди них выступает небольшой ряд гранитоидных и габброидных интрузивов.

В южной и юго-восточной частях месторождения, на некотором отдалении, обнажаются вулканогенные породы оксфорда и известняки лузитанской фации.

На Дардере-Ахмедлинском участке выявлено довольно много даек основных пород, которые характеризуются некоторой кобальтоносностью. В южной части с. Ахмедлы обнажаются скарны с магнетитовой рудой. Этот выход, а также научные обоснования позволили произвести здесь магнитометрическую съемку, результаты которой показали высокие аномалии для Дардере-Ахмедлинского участка.

Скарново-рудные скопления здесь имеют такой же характер, как и в других участках, т. е. они приурочены к нижней части силикатных пород и характеризуются прерывистой формой оруденения, преимущественно широтного направления. Мощность скарново-рудной залежи исчисляется десятками метров, но прослой промышленных руд колеблются в пределах 2—6 м.

Площадь распространения кондиционных руд на разведанной части участка приблизительно 160 тыс. м², содержание железа в рудах колеблется от 25 до 50—60%. Руда представлена слитным или мелкозернистым магнетитом, а в скарново-рудной зоне присутствуют гранат, пироксен, кальцит, кварц и др. Встречаются прожилки сульфидов.

В отдалении от интрузивов мощности скарново-рудной зоны уменьшаются, содержание железа в рудах становится более бедным.

Учитывая, что рудоносность этого участка на разведанной части не заканчивается и интрузивы далее продолжают к Зурнабаду, поиски скарново-рудной залежи следовало бы продолжить от Ахмедлы-Дардере в направлении г. Шахдаг и с. Шахвелетли и в направлении г. Чыдырлы и с. Мирзик.

Таким образом, из вышеизложенного видно, что мощность рудной залежи обоих рудных участков сильно меняется. Невыдержанность мощности рудной залежи характерна также и для северных участков месторождения, где по разведочным и эксплуатационным выработкам она колеблется от 2—3 до 23 м.

Минеральный состав железных руд

В составе скарново-железорудных залежей Дашкесанского месторождения принимают участие 106 рудных и нерудных минералов¹. Рудные минералы представлены окислами железа, сульфидами, сульфид-арсенидами и арсенидами. К минералам железа относятся магнетит, гематит (железный блеск), мушкетовит, ильменит и в зоне окисления — мартит, редко маггемит, гидрогематит и гидрогетит, гетит и лимонит. Из сульфидов, сульфид-арсенидов и арсенидов в рудах присутствуют халькопирит, пирит, арсенопирит, глаукодит, кобальтин, кобальтпирит, марказит, пирротин, браунит, молибденит, сфалерит и галенит, кубанит, сафлорит и теннантит (из сульфосолей). Нерудные минералы представлены гранатом, кальцитом, кварцем, аметистом, эпидотом, плагиоклазом, ортоклазом, обыкновенной роговой обманкой, дашкесанитом, актинолитом, тремолитом, пироксеном, волластонитом, цеолитами, турмалином, клинохлором, бемитом и хлоритом. Из гипергенных минералов обнаружены: из окислов и гидроокислов (кроме указанных выше железистых минералов) кварц, псиломелан, купроасболян и опал; из сульфидов — халькозин, борнит и ковеллин; из сульфатов — гипс, ярозит, мелантерит, пизанит, халькантит и копиалит; из арсенатов — эритрин и скородит; из карбонатов — кальцит, арагонит, смитсонит, кобальт-смтсонит, малахит, азурит; из силикатов — хлорит, каолинит, галлуазит, каламин, хризоколл, нонтронит, монотермит; из самородных — медь.

Магнетит в рудных залежах является главным минералом. Мелкозернистые и среднезернистые его агрегаты слагают залежи сплошных (масивных) руд. В жильных рудах октаэдрические кристаллы магнетита достигают 3 см в поперечнике. Во вкрапленных рудах (рудные скарны) магнетит образует редкую и густую вкрапленность и часто метасоматически замещает гранат.

Обычной формой кристаллов магнетита является октаэдр {III}. Встречаются также ромбододекаэдрические и другие формы кристаллов магнетита (рис. 10).

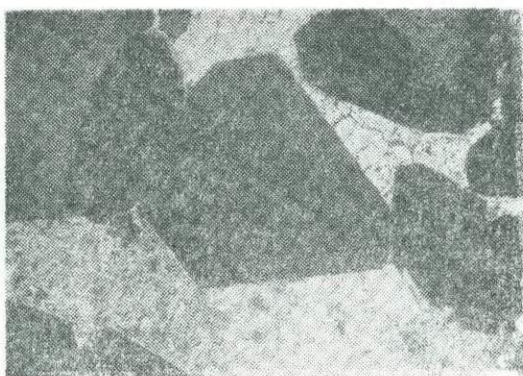


Рис. 10. Хорошо ограниченные кристаллы магнетита (черное) располагаются среди кристаллической кальцитовой массы (серое). Белые участки — пустота. Проход. св. Ник. II, $\times 46$.

Редко встречаются грани куба в комбинации с октаэдром. Поверхность граней кристаллов темная, блестящая или тусклая, благодаря вторичным процессам — мартитизации и лимонитизации. На таких гранях наблюдаются следы разъедания. Под микроскопом в отраженном свете хорошо наблюдается замещение магнетита гематитом (мартитом), нередко с образованием структур замещения. Иногда наблюдается структура нарастания зерен магнетита (рис. 11), что указывает на стабильность кристаллизации магнетита.

Для установления химического состава магнетита химическому анализу был подвергнут магнетит октаэдрической формы из руд Северо-восточного участка. Результаты этого анализа приведены в табл. 1.

¹ Все эти минералы подробно описаны в монографии «Петрология и минералогия Дашкесанского рудного комплекса» (сдана в печать).

Пересчитывая этот анализ на минералогический состав, получаем 95% магнетита ($\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$) и 5% андрадита ($\text{Ca}_3\text{Fe}_2 \cdot [\text{SiO}_4]_3$).



Рис. 11. Зональное строение магнетита, выявленное при травлении парами концентрированной HCl (в течение 1,5 мин). Отраж. св., $\times 165$.

Таким образом, андрадит находится в виде включений среди кристаллов магнетита, что подтверждается также и исследованиями под микроскопом.

По данным спектрального анализа из микроэлементов выявлены в чистом магнетите следы кобальта, никеля, хрома, марганца и титана. Наличие последних четырех элементов естественно в геохимической ассоциации железа, кобальт же является специфической особенностью руд Дашкесана.

В значительной части сплошных и вкрапленных руд магнетит с небольшой примесью гематита является, по существу, почти единственным минералом. Он встречается либо в виде плотных (сливных)

Таблица 1

Химический анализ		Спектральный анализ	
компоненты	содержание, %	элементы	содержание, %
SiO_2	1,65	Cu	$1 \cdot 10^{-3}$
TiO_2	нет	Co	$6 \cdot 10^{-3}$
Al_2O_3	следы	Ni	$2 \cdot 10^{-3}$
Fe_2O_3	66,66	Cr	$3 \cdot 10^{-3}$
FeO	30,00	Ga	$2 \cdot 10^{-3}$
CaO	2,02	Ca	$2 \cdot 10^{-1}$
MgO	нет	Mn	$1,4 \cdot 10^{-2}$
MnO	следы	Ti	$2 \cdot 10^{-2}$
		Zn	$2 \cdot 10^{-2}$
Сумма	100,33		

черных блестящих сплошных масс, сложенных агрегатом мелких кристаллических зерен аллотриоморфнозернистой структуры, либо в виде крупнозернистых агрегатов. Во вкрапленных рудах (рудных скалах) магнетит образует густую и редкую вкрапленность (рис. 12). Вследствие большой кристаллизационной способности магнетита, во вкрапленных рудах широко развиты его идиоформные зерна. Агрегаты зерен магнетита нередко окаймляют зерна граната, контактируя с ними по гладким граням кристаллов последнего. Местами крупные межзерновые про-

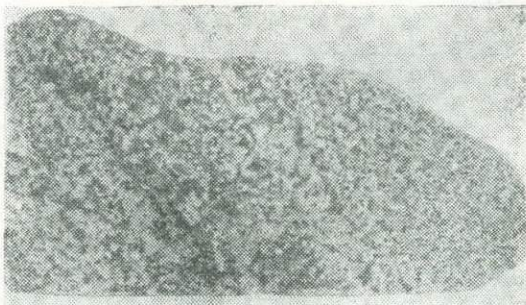


Рис. 12. Магнетитовая руда вкрапленной текстуры. Магнетит (темное) рассеян среди гранатового скара (серое). Нат. вел.

странства нацело выполнены магнетитом аллотриоморфнозернистого строения, а нередко головки хорошо образованных кристаллов магнетита обрастают жеодами, заполненными кварцем и карбонатом (рис. 13).

Магнетит в скарне имеет неправильные извилистые очертания, образующие местами тонкие прожилковидные обособления в гранатовой породе. Пористый магнетит изобилует мелкими включениями нерудного вещества или он замещается кварцем и карбонатом (рис. 14).

Для части зерен характерно слабо выраженное тонкое зональное строение кристаллов магнетита (рис. 12), что характерно для такого типа месторождений. Внутреннее строение зерен магнетита наиболее отчетливо видно после травления концентрированной соляной кислотой, а также в его замещенных и выщелоченных зернах (рис. 11, 15). Местами нечеткие полосы в шлифе сложены кристаллическими зернами магнетита удлиненной формы.

Гематит, наряду с магнетитом, также имеет широкое распространение среди железорудных залежей, но по количеству он значительно уступает магнетиту. Гематит представлен несколькими морфологическими разновидностями, соответствующими генетическим типам образований.



Рис. 14. Среди поля тонкозернистого магнетита (серое) видны поры (темное), образовавшиеся вследствие выщелачивания нерудных минералов. В местах наибольшей пористости и по трещинам наблюдается замещение магнетита гематитом (белое). Отраж. св. $\times 320$

Первая генерация гематита — это более раннее его образование, чем магнетит, участвует в составе рудной залежи. Как видно из микроописания, магнетит по отношению к гематиту располагается аллотриоморфно или образует псевдоморфозы по нему — мушкетовит (рис. 16, 17), но оба эти минерала ксеноморфны к гранатам.

Вторая генерация гематита (мартит) образовалась за счет замещения магнетита. Этот гематит можно встретить в различных частях рудных залежей, отстоящих на различном расстоянии от интрузивов. Его образование связано с гипергенными процессами, обусловившими окисление магнетита.

Иной характер имеет железная слюдка, относящаяся к третьей генерации и представленная в тонкой пластинчатой и мелкочешуйчатой формах, рассыпающаяся на отдельные чешуйки, до 1—2 мм в продоль-

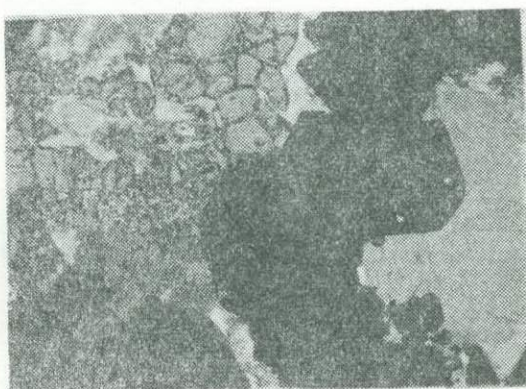


Рис. 13. Агрегаты кристаллических зерен магнетита (черное) ассоциируют с кальцитом (светло-серое), гранатом (серые зерна с высоким рельефом) и актинолитом (серое между магнетитовыми зернами в левой части снимка). Проход. св.; Ник. 11; $\times 46$.

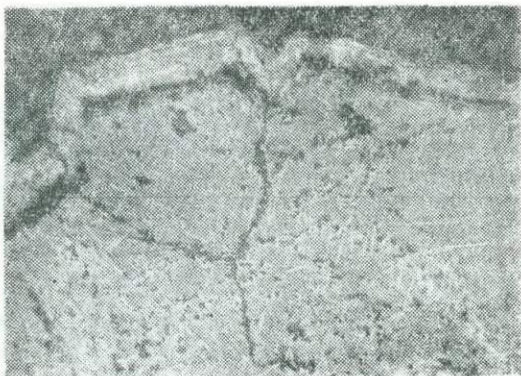


Рис. 15. Магнетитовая руда вкрапленной текстуры. Зерна магнетита имеют по периферии зональное строение (магнетит образовался по гранату). Магнетит по трещинам замещается гематитом (светлые шнурочки). Отраж. св.; $\times 320$.

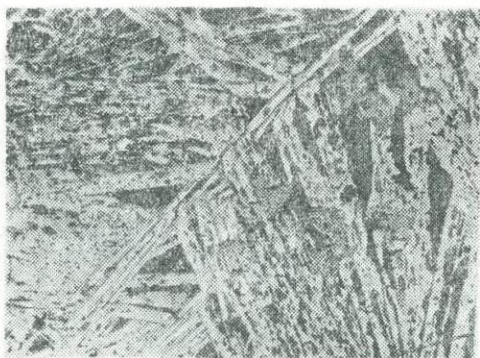


Рис. 16. Среди пластинчатых кристаллов гематита (светлое) располагаются агрегаты зерен магнетита (серое). Промежутки между пластинками гематита выполнены кварцево-карбонатной массой (темное). Отраж. св.; $\times 100$.

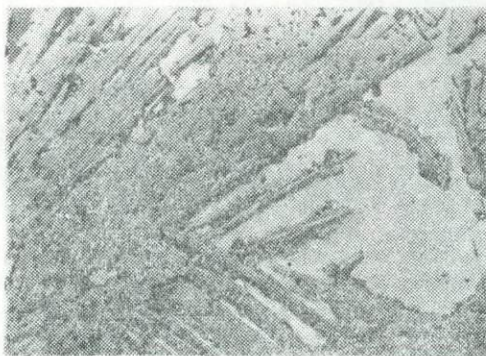


Рис. 17. Мушкетерит. Пластинчатые кристаллы гематита почти нацело замещены магнетитом. Промежутки между пластинками выполнены кальцитом (белое). Отраж. св.; $\times 100$.

ном измерении. Она заполняет трещины или образует небольшие линзы (до 10—15 см в длину) в скарнах, роговиках, а также в большом отдалении от железорудной залежи в вулканогенных породах. Встречается в алунито-пиррофиллитовом горизонте, а также висячем боку железорудной залежи среди дашкесанитовой породы, в ассоциации с кобальтовыми минералами. Однако практический интерес представляет железная слюдка на Северо-восточном участке месторождения, где она встречается среди рудных скарнов вдоль габброидных пород интрузива и является главным рудообразующим минералом, тогда как магнетит встречается здесь в виде редких спорадически расположенных зерен. Но ближе к магнетитовой залежи количество гематита постепенно уменьшается, а затем постепенно заменяется магнетитом. На отдельных кристаллах магнетита иногда нарастают полусферические мелкие тонкопластинчатые кристаллики гематита, или же мельчайшие пластинки гематита замещают магнетит по единичным грешинам. Характерно, что местами между зернами граната располагаются крупные скопления тонких и длинных пластинок гематита, образующих сноповидные пучки. Зерна гематита располагаются также среди кварцево-карбонатной массы или замещаются ею.

Местами гематит почти нацело замещает отдельные зоны магнетита, подчеркивая зональное его строение. Иногда гематит в магнетите образует тонкую прерывистую сетку ориентированных мельчайших пластинок.

Образование самостоятельных кристалликов гематита,

наряду с магнетитом, следует объяснить изменением кислородной обстановки в процессе отложения железных руд.

Мартит хорошо наблюдается под микроскопом в отраженном свете по своей светлой окраске. Иногда мартит полностью замещает отдельные зерна и участки магнетита (рис. 18), но чаще всего он замещает магнетит по трещинам октаэдрической спайности с образованием решетчатых и других структур замещения. В некоторых случаях мартит образуется и по мушкетовиту. Следует отметить, что хотя мартит во многих случаях и замещает магнетит, однако в пределах Дашкесанского месторождения процессы окисления магнетита не привели к полному замещению его мартитом и не сформировали на этом месторождении зоны мартитовых руд. Это можно, по-видимому, объяснить тем, что магнетитовые залежи Дашкесанского месторождения скрыты под толщей покрывающих пород и потому не подвергались процессам выветривания. Окисление магнетита и замещение его гематитом (мартитом) происходило под действием кислорода воздуха, который проникал в магнетитовые залежи только по трещинам. Различные по форме и по величине пластинки железного блеска и их взаимоотношения с другими рудными и нерудными минералами иллюстрируются на рис. 16, 17, 19. Пластинки железного блеска образуют пересекающиеся, сноповидные, веерообразные, изогнутые и другой формы агрегаты, которые тесно ассоциируют с магнетитом, кальцитом, гематитом и кварцево-карбонатной массой.

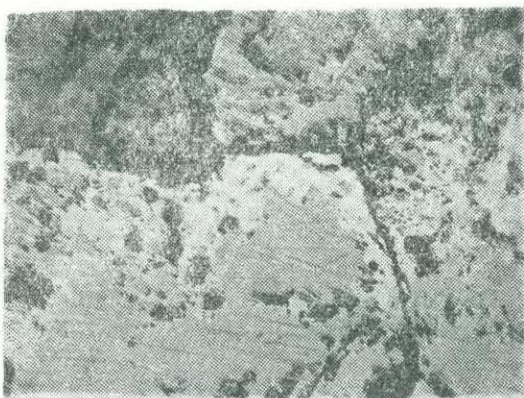


Рис. 18. Зерна магнетита (темно-серое) замещаются с периферии мартитом (светлое). Отраж. св.; $\times 320$

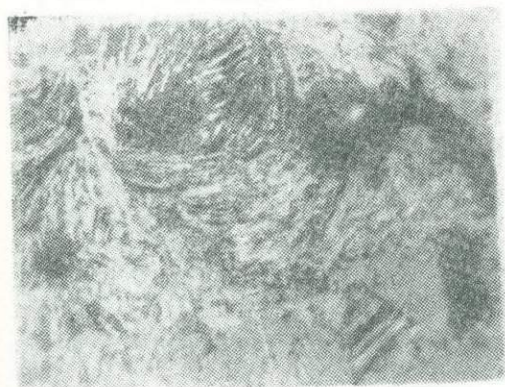


Рис. 19. Различно ориентированные пластинки железного блеска располагаются среди магнетита (серое). Темное—нерудные скारновые минералы. Отраж. св.; $\times 320$

17). Местами мушкетовит является сильно раздробленным и нередко цементируется и замещается кварцем и кальцитом. Иногда мушкетовит по тонким трещинам окисляется и замещается гематитом.

Ильменит в рудах Дашкесанского месторождения встречается редко. Он располагается между зернами магнетита в виде неправильной формы выделений и иногда наблюдается среди нерудной анизотропной массы.

Пирротин встречается в рудах очень редко. Его мелкие кристаллы и зерна неправильной формы встречаются среди скарна и зернистых агрегатов пирита. Иногда он ассоциирует с халькопиритом.

Халькопирит, наряду с пиритом, является наиболее распространенным сульфидным минералом среди рудных залежей. Он представлен мелкими зернами и их агрегатами. Нередко халькопирит обладает тонким двойниковым сложением и образует среди руд и скарнов крупные поля.

Халькопирит среди магнетита обладает довольно изрезанным очертанием, изобилует мелкими трещинками и включениями кварца и карбоната. Он имеет крупнопластинчатое строение, отчетливо видимое при скрещенных николях.

Характерна тесная парагенетическая ассоциация халькопирита с пиритом. Он образует мелкие выделения среди сплошной массы пирита, соприкасаясь с ним то по правильным плоскостям, то образует очень извилистые очертания, проникая местами вдоль трещинок в пирит. Более крупные выделения халькопирита встречаются также и в периферических частях скоплений пирита. Халькопирит, по-видимому, участвовал в перекристаллизации пирита, не сохранив признаков идиоморфизма вследствие большой кристаллизационной способности пирита.

В тесном срастании халькопирит находится также со сфалеритом, который образует в нем неправильные выделения с сильно изрезанными гранями.

Среди скарновых пород Северо-восточного участка особенно часто встречается халькопирит к северу от Урдаринского сброса до старых штолен, где он прослеживается и приурочен, главным образом, к дашкесанитам висячем боку железорудной залежи. Здесь с халькопиритом ассоциирует пирит, кобальтин, глаукоdot, иногда сфалерит, галенит, редкие мельчайшие выделения пирротина (в пирите) и марказит. Халькопирит находится также вместе с кобальтсодержащим пиритом, что характерно для руд Северо-западного и Северо-восточного участков.

В дашкесаните и в других скарнах халькопирит ветвисто замещает слагающие их минералы или проникает в межминеральные пространства.

Скопления халькопирита в многочисленных секущих трещинах по периферии покрыты новообразованиями ковеллина. Борнит тонкими прожилками проникает в халькопирит, замещая его, образует каемку, постепенные переходы; но иногда наблюдается обратная картина, когда халькопирит замещает борнит, являясь его более поздним образованием. Местами халькозин располагается в трещинах или образует также каемку. Из вторичных продуктов разложения халькопирита довольно часто встречается в обнажениях магнетитовых руд лимонит, а местами ковеллин, малахит и азурит. Некоторые формы выделений халькопирита показаны на рис. 20.

Спектральным анализом в халькопирите установлены кобальт, никель, цинк, серебро и следы мышьяка.

Пирит на месторождении не образует сколько-нибудь значительных скоплений, но в небольших количествах присутствует в сплошных и вкрапленных рудах, безрудных скарнах, габброидных породах и в различных жильных образованиях.

В массивных и вкрапленных рудах пирит образует мелкие зернистые вкрапленности и агрегаты, в которых он ассоциирует с халькопиритом и другими сульфидными минералами. Пирит в рудных залежах сформировался позже магнетита, гематита и граната. В скарново-рудной залежи пирит образовался также в нескольких генерациях.

Пирит из наиболее ранних генераций встречается в виде агрегатов более или менее правильных зерен. Он находится среди граната, магнетита и гематита и отчасти халькопирита, будучи по времени образо-

вания весьма близок к минералам этой парагенетической ассоциации. Пирит среди магнетита находится в самых различных взаимоотношениях. Он часто ассоциирует с халькопиритом, сфалеритом, кварцем, кальцитом и другими скарновыми минералами. Пирит образует сростки довольно крупных зерен с сильно изрезанными очертаниями. Среди сростков пирита встречаются жеоды, ограниченные головками хорошо образованных кристаллических зерен пирита и заполненные кварцем. Большая часть его разбита трещинами кливажа на более или менее параллельные пластинки. Он располагается между зернами магнетита, проникая в него вдоль тонких трещин.

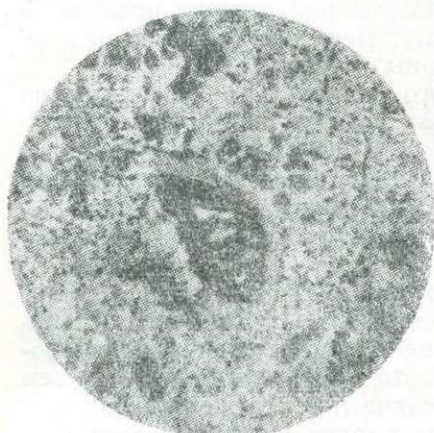


Рис. 20. Сплошное выделение магнетита (светло-серые), испещренного точечными зернами крупного минерала. В центре—зерна халькопирита (белые), окруженные каймой халькозина. Отраж. св.; Ник. II; $\times 36$.

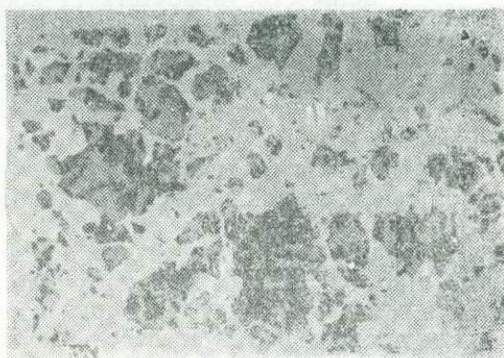


Рис. 21. Пирит (белое) замещает во вкрапленной магнетитовой руде (серое) нерудный минерал (темное) и частично магнетит (серое). Отраж. св.; $\times 106$.

В отдельных участках шлифа под микроскопом среди пирита видны остатки мелких зерен магнетита, сохранившихся от замещения. Среди нерудной массы наблюдаются извилистые неправильного начертания полоски или оторочки пирита. Кристаллические зерна пирита в этих плоскостях имеют правильную огранку. Пространство между полосками нередко выполнено кальцитом. Противоположные края полосок имеют сильно извилистые очертания и переходят в мелкую вкрапленность среди скоплений сплошного пирита. Образование пирита в общем указывает на некоторую тенденцию возрастания парциального давления сероводорода в процессе отложения магнетитовых руд и, следовательно, на более восстановительную обстановку в определенные моменты образования магнетитовых и гематитовых руд.

Пирит более поздней генерации располагается среди других сульфидов или среди кварцево-карбонатной массы. В ряде случаев отчетливо наблюдаемый идиоморфизм пирита по отношению к находящимся вместе с ним магнетиту и сульфидам объясняется сравнительно большой силой кристаллизации минерала, поэтому возрастные соотношения по отношению к другим сульфидам определяются иногда очень трудно. Нередко пирит образует довольно крупные идиоморфные метакристаллы. Пентагон-додекаэдрические кристаллы пирита, имеющие очень неровную изрезанную форму, местами образуют комбинацию с гранями куба. В промежутках между агрегатами кристаллических зерен пирита заключена трудно определяемая в полированном шлифе измененная нерудная масса, содержащая выделения гидроокислов железа и мелкие

листочки гематита. Нередко карбонаты проникают в слегка раздробленный пирит по тонким ветвящимся трещинам. В парагенетической ассоциации с карбонатом находится также и халькопирит, наблюдающийся в виде мелких выделений между зернами пирита, среди карбоната и в тонких карбонатных прожилках в пирите. Среди карбонатной массы в крупных пространствах между сростками пирита широко распространены коломорфные новообразования гидроокислов железа. Пирит, по-видимому, отложен на месте магнетитово-скарновой породы и подвергся затем кальцитизации. Нередко пирит пересечен тонкими параллельными трещинками, представляющими собой реликты характерной параллельной спайности пирротина. Мельчайшие зерна последнего нередко также можно наблюдать в пирите. Некоторые формы выделения пирита в магнетитовых рудах показаны на рис. 21.

В пирите (по данным спектрального анализа) в сравнительно большом количестве присутствует кобальт (в виде линий средней интенсивности) и в несколько меньшем содержится никель. В некоторых образцах пирита присутствует мышьяк в сотых долях процента. В анализированных образцах пирита встречается свинец, медь, серебро, цинк, марганец и висмут, а также кальций, алюминий и некоторые другие элементы.

Марказит встречается в рудах в виде мелкозернистых агрегатов со своеобразной реликтовой грубопластинчатой структурой, характерной для минерала, возникшего в процессе дисульфидизации пирротина. Характерно также развитие марказита метасоматическим путем вдоль многочисленных трещинок в пирротине и в периферических частях его скопления. Нередко марказит ассоциирует с пиритом. Марказит в халькопирите образует отдельные кристаллы ромбического габитуса или же встречается в виде неправильных струйчатых агрегатных выделений. Для него также характерна грубая реликтовая отдельность пирротина. Марказит в виде некрупных выделений, состоящих из агрегатных зерек, обычно полисинтетически двойникового строения, под микроскопом отличается от пирита своими анизотропными свойствами.

Кобальтин является наиболее распространенным из сульфидных минералов среди дашкесанских магнетитовых и кобальтовых руд. В магнетитовых рудах в некоторых местах кобальтин образует редкую мелкозернистую вкрапленность. Иногда он образует небольшие гнездообразные скопления. В дашкесанитовом же скарне встречаются прекрасные кристаллы его, достигающие 1 см в поперечном сечении.

Кобальтпирит в магнетитовых залежах иногда образует редкую мелкозернистую вкрапленность или небольшие гнездообразные скопления. Он не всегда ассоциирует с кобальтином. Нередко он встречается в сульфидных прожилках поздней генерации, где ассоциирует с халькопиритом и кварцем.

Глаукоdot в магнетитовых рудах Дашкесанского месторождения встречается редко. Он ассоциирует с кобальтином и арсенопиритом и образовался позднее кобальтина. Нередко он образует периферическую оболочку на зернах кобальтина (кокардовая структура).

Саффорит обнаружен нами впервые. Он встречается часто среди магнетитовых руд Дашкесанского месторождения, но в некоторых местах рудных залежей образует редкую вкрапленность в виде тонколистоватых кристаллов или идиоморфных кристаллических зерен. Этот минерал, так же как и глаукоdot, является редкой примесью в рудах и никакой существенной роли в их составе не играет.

Сфалерит и галенит очень редко встречаются среди вкрапленных магнетитовых руд в виде мелких и редких вкрапленников и ассоциирует с пиритом и халькопиритом.

Эритрин встречается редко среди магнетитовых руд и приурочен к тем участкам, где эти руды выходят на поверхность. Он образует налеты, корочки и землистые агрегаты на поверхности магнетитовых руд, которые содержат в своем составе кобальтин.

Малахит встречается среди магнетитовых руд, где он выходит на дневную поверхность. Он образуется по халькопириту и нередко ассоциирует с ковеллином и борнитом. Никакого существенного значения этот минерал в составе железных руд не имеет.

Самородное золото среди магнетитовых руд Дашкесанского месторождения было обнаружено М. А. Карасиком [103]. Оно представлено мелкими изометрическими и вытянутыми червеобразными зернами, величиной от $0,01 \times 0,01$ до $0,05 \times 0,07$ мм. Эти зерна находятся в тесной ассоциации с пиритом, магнетитом и гематитом. Золото установлено химическими анализами в рудах и рудных концентратах Северо-западного и Северо-восточного участков, где оно связано с пиритом.



Рис. 22. Округлые зерна граната и их агрегаты (серые) располагаются среди магнетита (чернее). Гранат образовался раньше магнетита. Проход. св.; Ник. II; $\times 46$.

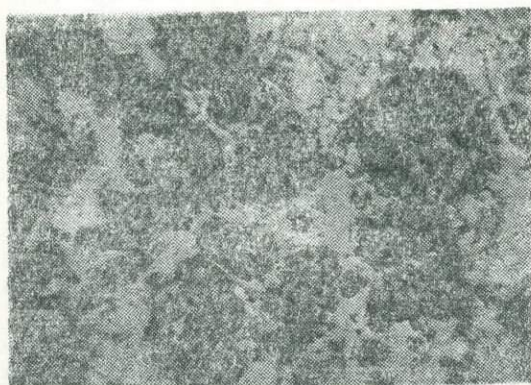


Рис. 23. Округлые гранатовые зерна (темное) цементируются магнетитом (светло-серое), который частично замещается гематитом (белые участки среди светло-серого магнетита). Отраж. св.; $\times 40$.

до нескольких (2—6) сантиметров.

Гранаты Дашкесанского месторождения были подвергнуты детальному минералогическому, петрографическому и химическому изучению.

Пересчеты химических анализов дашкесанских гранатов, выполненных в геохимической лаборатории Института геологии Академии наук Азербайджанской ССР, показали следующие соотношения молекул изоморфного ряда гранатов (табл. 2).

Как видно из данных табл. 2, преобладающими минералами являются андрадит, затемgrossуляр. Встречены также grossуляры с малыми примесями. В составе гранатов следует отметить колебание отно-

Гранат является наиболее распространенным из всех нерудных минералов среди рудных залежей. В сплошных (массивных) магнетитовых рудах он образует редкую или густую вкрапленность и играет незначительную роль в минеральном составе этих руд (рис. 22, 23). Во вкрапленных рудах гранат играет весьма существенную роль, весьма часто количественно преобладает над другими минералами, входящими в состав этих руд.

Гранат представлен мелкими и крупными хорошо ограниченными зернами и их агрегатами. Размеры отдельных зерен граната колеблются от долей

нения андрадита к гроссуляру—от 05:1 до 6,29:1. Спектральными анализами в гранатах установлено присутствие галлия, стронция, ванадия, меди, титана и др.

Таблица

Минералы \ № анализа	Северо-западный участок				Северо-восточный участок		
	I	V	VIII	XVI	II	IX	X
Андрадит	61,56	78,24	4,20	25,73	53,99	55,50	75,41
Гроссуляр	30,42	12,45	85,73	47,13	34,55	28,00	20,85
Альмандин	3,12	7,01	—	11,78	0,83	—	—
Спессартин	2,98	—	1,40	2,48	—	3,22	2,01
Пироп	—	—	1,86	1,88	0,48	4,06	1,36
Меланит	—	—	—	1,88	6,32	—	—
Отношение—андрадит:гроссуляр	2,02:1	6,29:1	0,05:1	0,54:1	1,59:1	1,98:1	,62:1

Продолж. табл. 2

Минералы \ № анализа	Южный участок		Дардаринский участок		Гонахгермес	
	III	IV	XV	XVIII	XIX	XVIII
Андрадит	78,93	80,50	72,75	10,65	77,66	64,76
Гроссуляр	13,03	12,50	15,35	77,37	17,00	24,88
Альмандин	—	1,00	3,46	4,69	0,854	1,35
Спессартин	—	2,00	1,06	5,15	—	0,642
Пироп	0,40	0,46	1,98	0,27	1,636	1,138
Меланит	—	—	1,48	0,92	—	—
Отношение—андрадит:гроссуляр	6,05:1	7,24:1	4,73:1	0,13:1	5,5:1	2,6:1

Кварц в рудных залежах встречается часто, но количество его в составе магнетитовых руд невелико. Иногда он представлен крупными кристаллами горного хрусталя и аметиста. Крупные кристаллы кварца чаще встречаются в рудной залежи Северо-восточного участка. Иногда кристаллы горного хрусталя образуются в жеодах сплошных магнетитовых руд. В отдельных небольших участках кварц является цементирующей массой для магнетита, а иногда он образует мелкую и редкую вкрапленность в сплошных рудах.

Эпидот встречается в сплошных и вкрапленных рудах довольно часто, но количественно он значительно уступает гранату. В сплошных рудах он вместе с гранатом образует вкрапленность, а во вкрапленных рудах эпидот, наряду с гранатом, иногда играет существенную роль в минеральном составе этих руд. Он представлен мелкими изометричными зернами и удлиненными листовидными кристаллами, которые иногда образуют радиально-лучистые агрегаты.

Кальцит среди железных руд встречается часто. Иногда он образует среди них вкрапленность или небольшие гнездообразные скопления, состоящие нередко из крупнокристаллических зерен кальцита.

Спектральными анализами в кальците установлены медь, стронций, барий, а в кальците с Южно-Дашкесанского участка были зафиксированы слабые линии вольфрама.

В состав железных руд Дашкесанского месторождения, кроме описанных выше, входят также и другие минералы. Однако все они не играют существенной роли в составе железных руд месторождения, а являются лишь незначительной минеральной примесью и потому описание этих минералов здесь не приводится.

Типы железных руд и их краткая характеристика

Классификация руд. Среди железных руд Дашкесанского месторождения по текстурным, структурным, минералогическим и физическим признакам выделяется несколько типов разновидностей.

По текстурным признакам на месторождении выделяются следующие типы: 1) массивные (сплошные), 2) пористые, 3) вкрапленные, 4) брекчиевые, 5) брекчиевидные, 6) прожилковые, 7) друзовые и 8) жеодовые.

По структурным признакам выделяются следующие типы руд: 1) решетчатые (или петельчатые), 2) зернистые, 3) пламевидные, 4) порфиробластические, 5) раскрошенные, 6) пластинчатые, 7) сноповидно-волокнистые, 8) радиально-лучистые, 9) сфероидальные и 10) скрытокристаллические.

По минералам-примесям выделяются следующие типы железных руд: 1) с силикатами, 2) с кальцитом, 3) с кварцем и 4) с сульфидами.

По физическим свойствам среди железных руд выделяются следующие разновидности:

по крепости: 1) весьма крепкие (плотные) сливные руды, 2) крепкие (уплотненные) мелкозернистые руды и 3) не крепкие (слабо уплотненные) средние- и крупнозернистые руды;

по цвету: 1) темные, 2) темные со сталью-серым оттенком, 3) темные с коричневым оттенком, 4) темно-серые (с кальцитом и кварцем), 5) серые (вкрапленные, магнетито-гранатовые) и 6) темно-зеленоватые (с эпидотом и хлоритом).

Химический состав руд. Геологоразведочными партиями, начиная с 1927 по 1954 г. в разное время проводилось опробование железорудных месторождений Дашкесана. Всего было отобрано и опробовано более 6000 рядовых и около 700 групповых проб. В них определялись: кремнезем, глинозем, окись и закись железа, а в ряде проб окись титана, окись марганца, медь и мышьяк.

Согласно химическим анализам групповых проб, состав железных руд Северо-восточного и Северо-западного участков Дашкесанского месторождения изменяется как по простиранию, так и по падению залежи, что находится в зависимости от количественного соотношения рудных и нерудных минералов, входящих в состав руд.

Поэтому в соответствии с содержанием железа можно выделить следующие типы руд: 1) сплошные (массивные) магнетитовые руды с содержанием железа от 48 до 68%; 2) вкрапленные руды с густой и средней вкрапленностью магнетита, с содержанием железа от 30 до 48%; 3) вкрапленные руды с редкой вкрапленностью магнетита с содержанием железа от 17 до 30% и 4) слабооруденелые породы с содержанием железа до 17%.

Соотношение средневзвешенного содержания железа в слабооруденелых породах, вкрапленных и массивных магнетитовых рудах по Северо-западному и Северо-восточному участкам приводится в табл. 3.

В железных рудах Дашкесанского месторождения между содержанием железа и объемным весом существует прямая зависимость, которая хорошо подтверждается данными табл. 4.

Для магнетитовых руд Дашкесанского месторождения условиями установлен нижний предел содержания железа в 20%.

Рудная залежь Северо-западного участка имеет большую протяженность и колеблющуюся мощность. Содержание химических элементов в рудах этой залежи изменяется в больших пределах. Наиболее бедна железом южная часть залежи, так как она представлена слабо-

оруденелыми скарнами. Химический состав железных руд этого участка приведен в табл. 5.

Таблица 3

Характер материала проб	Среднее содержание железа по рядовым пробам, %	Содержание железа по групповым пробам, %
Северо-западный участок		
Безрудная и слабооруденелая порода	12,84	14,82
Вкрапленная руда с редкой вкрапленностью магнетита	17,80	20,70
Вкрапленная руда со средней и густой вкрапленностью магнетита	34,20	33,10
Сплошная (массивная) магнетитовая руда	50,40	48,80
Северо-восточный участок		
Безрудная и слабооруденелая порода	12,23	16,27
Вкрапленная руда с редкой вкрапленностью магнетита	19,76	23,20
Вкрапленная руда с средней и густой вкрапленностью магнетита	39,09	39,55
Сплошная (массивная) магнетитовая руда	53,38	53,83

Таблица 4

Место взятия проб	Объем вынудой массы, см ³	Вес, кг	Объемн. вес	Содержание железа, %	Влажность, %
Штольня № 2	2,116	8656	4,09	52,7	1,0
Штольня № 1	1,906	7136	3,74	39,0	1,8

Из табл. 5 видно, что содержание железа в рудах Северо-западного участка колеблется от 27,2 до 60,9%, кремнезема — от 4,7 до 35,10%, глинозема — от 0,17 до 15,35%, окиси железа — от 30,53 до 68,57%, закиси железа — от следов до 25,62%, окиси магния — от 0,08 до 4,41%, окиси кальция — от 1,16 до 20,50%, окиси марганца — от следов до 3,85%, фосфора — от следов до 0,32%, серы — от 0,05 до 5,34%, меди — от 0 до 0,78% и мышьяка — от 0 до 0,04%, окиси титана и др.

Среднее содержание основных компонентов в рудах Северо-западного участка приведено в табл. 6.

Содержание железа в рудах залежи Северо-восточного участка повышается с юга на север. В южной части залежи преобладают весьма слабо оруденелые скарны и содержание железа в них незначительное. В центральной части залежи наиболее богата железом, колеблющимся от 35 до 60—68%. Здесь в составе залежи преобладают сплошные магнетитовые руды. Среднее содержание железа в этой части залежи колеблется от 45 до 50%. В табл. 7 приведены результаты полных химических анализов железных руд групповых проб, отобранных из кернов буровых скважин Северо-восточного участка Дашкесанского месторождения.

Таблица 5

Результаты химических анализов групповых проб железных руд Северо-западного участка Дашкесанского месторождения, взятых из керна буровых скважин

№ скв.	№ групп. проб	Содержание компонентов, %											Сумма	Fe
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	P	S	Cu	As		
1	11	4,7	3,28	68,57	16,55	0,41	3,45	—	0,21	0,07	нет	0,02	99,48	60,9
2	124	9,65	0,17	57,67	19,95	0,34	8,01	0,66	следы	0,07	следы	—	100,26	55,9
3	19	9,18	2,15	58,07	17,94	2,02	9,02	0,65	0,17	0,63	—	0,06	99,97	54,6
4	155	15,86	5,20	57,7	16,3	0,30	14,57	—	—	0,37	—	—	113,58	53,1
5	176	10,15	1,94	46,01	25,62	0,82	8,77	0,46	0,02	5,34	нет	нет	97,85	52,7
6	187	6,44	8,20	46,66	23,2	0,45	10,92	3,85	0,01	0,51	нет	нет	100,22	50,1
7	25	8,13	1,12	54,36	24,5	0,30	6,90	0,90	0,16	0,08	нет	нет	97,02	57,9
8	236	22,8	7,12	34,26	15,4	1,52	15,14	—	—	0,08	нет	—	100,09	35,0
9	271	14,0	15,35	38,88	19,10	0,88	11,20	0,44	0,02	0,48	нет	—	102,40	42,7
9a	—	12,32	1,31	54,0	19,12	0,55	11,65	0,52	0,06	0,08	следы	—	99,81	52,5
10	346	22,66	7,02	37,19	13,51	4,41	12,63	0,32	0,07	0,16	нет	нет	98,21	36,8
10a	—	8,91	2,26	67,67	8,3	0,32	8,52	1,74	0,08	0,08	нет	—	97,97	53,1
106	4	14,20	10,64	41,86	19,30	0,24	8,72	1,77	0,15	0,06	следы	0,04	100,6	44,1
10в	101	30,07	6,99	28,18	9,53	1,28	20,42	0,83	следы	1,61	0,06	нет	98,73	21,1
11	398	35,10	3,25	38,19	16,80	1,00	10,22	—	0,08	0,32	нет	нет	—	39,8
12	—	28,37	5,01	28,57	8,31	0,32	20,50	0,35	нет	0,54	нет	0,02	100,9	26,5
13	460	16,04	6,60	36,50	22,66	0,79	12,69	0,36	нет	1,00	нет	0,01	99,8	43,2
13a	28	15,08	7,11	42,45	18,25	0,20	13,40	0,81	0,04	0,33	0,04	0,04	88,09	43,9
14	155	18,35	3,84	42,03	11,86	1,25	16,83	0,94	0,13	0,99	0,02	следы	99,55	41,9
14a	38	8,56	8,96	62,50	17,10	0,19	1,16	1,09	0,03	0,06	0,09	0,04	100,14	57,0
15	66	22,61	9,53	32,20	13,21	1,82	14,65	0,52	0,32	0,67	—	—	94,96	32,8
15a	82	25,42	7,51	38,82	следы	1,25	21,85	1,20	0,16	2,54	нет	нет	100,1	27,2
16	57	20,39	4,60	45,42	12,50	1,37	15,87	0,35	0,11	0,29	—	—	100,99	41,5
17	134	20,06	3,84	43,59	14,10	0,65	14,11	0,63	—	1,21	0,20	нет	98,15	42,1
18	47	15,78	7,80	42,54	18,12	0,08	14,71	0,9	0,056	—	0,78	0,029	100,31	43,9
19	145	21,62	4,06	40,44	11,85	1,75	14,20	0,77	0,15	2,55	следы	нет	97,61	37,6
20	94	8,53	2,78	54,75	23,53	1,64	5,22	0,59	0,09	1,50	нет	следы	98,55	56,6
21	107	5,22	5,62	52,58	22,04	1,19	7,64	0,47	следы	3,82	следы	нет	97,79	54,0
22	115	7,48	5,05	56,42	23,83	0,45	3,13	0,49	следы	1,89	0,02	нет	98,50	58,0
25	123	24,88	9,62	30,53	12,21	0,82	18,12	0,85	0,03	1,21	0,02	нет	98,24	30,9

Средний состав главных химических компонентов в рудах Северо-западного участка (среднее из 541 анализа)

Химические компоненты	Главная рудная зона	Рудные скарны
Fe _{общ}	37,9	20,0
SiO ₂	20,3	31,2
Al ₂ O ₃	6,9	10,6
Fe ₂ O ₃	38,9	20,6
FeO	12,9	7,65
CaO	14,6	20,6
MgO	1,2	1,4
MnO	0,9	1,0
S	0,37	0,47
P	0,077	0,088

Из табл. 7 и 8 видно, что содержание железа в пределах рудной залежи Северо-восточного участка колеблется от 8,27 до 60,79%, кремнезема — от 5,94 до 43,66%, глинозема — от 0,29 до 19,61%, окиси железа — от 10,42% до 63,58%, закиси железа — от 2,58 до 35,60%, окиси магния — от следов до 7,10%, окиси кальция — от 0,41 до 26,69%, серы — от следов до 2,27%, фосфора от следов до 0,34%, меди — от 0 до 0,28%, окиси титана и др. Присутствие хрома и мышьяка в рудах этого участка химическим анализом не установлено.

Среднее содержание железа и серы и средняя мощность руд по скважинам Южно-Дашкесанских железорудных участков приведены в табл. 8.

Содержание железа в рудах Южно-Дашкесанского месторождения колеблется от 10—15 до 65—67%. Среднее содержание железа на Юго-западном и Юго-восточном участках соответственно равно 48,8% и 46,7%.

Вредные примеси в рудах представлены серой и фосфором. Содержание фосфора весьма незначительное. Количество серы на отдельных участках среди руд достигает 18—20%, однако такие участки на месторождении редки и, как правило, маломощны. Среднее содержание серы в рудах Юго-западного участка равно 1,54 и Юго-восточного — 0,62%.

Спектральными анализами в железных рудах месторождения установлен кобальт и ряд других элементов.

Подводя итоги рассмотрения химического состава железных руд Дашкесанского месторождения, следует сказать, что наличие в их составе различных шлакообразующих (SiO₂, Al₂O₃, CaO, MnO), вредных (S, P) и летучих компонентов обусловлено разнообразием минерального состава этих руд.

Рудные залежи месторождения сложены, в основном, как указано было выше, двумя типичными рудами — сплошными (массивными) и вкрапленными рудами со средней и густой вкрапленностью магнетита. Эти два типа руд (сплошные и вкрапленные) по содержанию железа вполне удовлетворяют кондициям (см. табл. 3) и относятся к балансовым рудам. Вкрапленные же руды с редкой (бедной) вкрапленностью магнетита имеют незначительное распространение и по низкому содержанию железа относятся к забалансовым рудам. Сплошные магнетитовые руды содержат в среднем 52—54% железа и могут идти в плавку без предварительного обогащения, а вкрапленные руды (с густой и средней вкрапленностью магнетита) предварительно подвергаются обогащению и из них получается вполне удовлетворительный железный концентрат.

Генезис Дашкесанского железорудного месторождения

Дашкесанская группа железорудных месторождений рассматривается как типичное контактово-метасоматическое и гидротермально-метасоматическое образование, располагающееся в скарновой зоне. Установлено, что магнетитовые и отчасти гематитовые руды в скарновой зоне не образуют непрерывной пластообразной залежи, а находятся среди скарнов в виде прерывистых линзообразных тел самых различных размеров. Поэтому, когда говорится о пластообразных железорудных залежах Дашкесанского месторождения, то следует понимать под этим рудно-скарновые залежи. Причем характер скарнов и магнетитового и отчасти гематитового оруденения в них меняется не только от контактов интрузивов в северном и южном направлениях, а он изменяется также в зависимости от пространственного расположения и состава интрузивных и вмещающих пород. Если раньше полагали, что магнетитовые залежи располагаются лишь на ограниченном и небольшом участке, причем почти перпендикулярно к гранодиоритовому массиву, то такое понятие в настоящее время отпадает, благодаря обнаружению новых месторождений железных руд в Дашкесанском районе и габброидов.

В пространственном расположении железорудных залежей наблюдается следующая закономерность. Они находятся, главным образом, в районе развития более основных, чем гранодиориты, и гибридных пород интрузивов (например, Северные, Южные, Дардере-Ахмедлинский и Гонахгермезский участки). Поэтому вокруг всей огромной контактовой зоны гранитоидного интрузива оруденения не наблюдается.

Из приведенных данных видно, что концентрация магнетита связана со скарновыми образованиями. Судя по значительному распространению среди железорудных и кобальтовых залежей хлорсодержащих амфиболов (дашкесанитов), апатита, местами и турмалина, определенную роль при подъеме железа из глубин играли летучие компоненты, в частности хлор. Надо полагать, что оно поднималось в форме Fe_2Cl_6 , а затем в скарновой гипабиссальной зоне окислялись до FeO , Fe_2O_3 и Fe_3O_4 , а часть хлора в последующем вошла в состав указанных минералов. Кроме последних, некоторое количество рассеянного хлора обнаруживается в экзо- и эндоконтактных породах, в том числе и в роговиках.

Магнетит образовался (также как протекал процесс скарнирования) пульсационно, в несколько стадий — от первой фазы интрузива до IV включительно. Отложение магнетита штокверкового типа в трещинах роговиков и скарнов объясняется отложением его из инфильтрующихся восходящих растворов. В этих условиях железо могло быть и в окисной и в закисной форме. Наконец, к наиболее поздней стадии относится образование железной слюдки, располагающейся в мелких трещинках и в карманах среди скарнов, алунигов и пироксилитов. Железная слюдка на месторождении крупных скоплений не дает.

Промышленные скопления железа располагаются в экзоскарнах, в некотором отдалении от интрузивов, а в эндоскарнах они не обнаруживаются. На примере наиболее крупных промышленных участков — Северо-восточного и Северо-западного, характер изменения состава скарново-рудной зоны представляется в следующем виде:

1. В горизонтальном направлении изменение идет от интрузива с образованием следующих зон: а) эндоскарны, б) мелкозернистые сплошные гранато-эпидотовые скарны, в) гранато-эпидото-актинолитовые скарны с кальцитом, г) гранато-магнетито (и гематито) — эпидотовые скарны с кальцитом и кварцем (и амелистом), д) гранато-магнетито-пироксено-эпидотовые скарны с сульфидами и е) гранато-магнетито-дашкесанитовые скарны с сульфидами и сульфоарсенидами.

Результаты химических анализов групповых проб
Дашкесанского месторождения

№ скв.	№ групп. пробы	С о д е ж а н и е				
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
15	1	18,04	1,48	60,46	11,55	0,71
"	2	23,80	2,58	37,82	14,01	0,4
"	3	5,48	0,29	51,68	16,63	0,46
"	4	31,36	1,76	38,27	6,93	0,39
"	5	29,22	8,92	41,07	16,63	0,84
"	6	24,08	7,59	35,66	13,24	0,53
"	7	5,94	1,98	60,03	29,26	0,50
"	8	32,72	14,65	17,52	16,24	0,38
"	9	5,80	4,16	63,53	20,98	0,33
"	10	13,41	9,83	52,71	18,48	0,37
"	11	16,41	13,83	42,97	17,24	0,38
"	12	6,73	3,09	57,86	30,49	0,44
"	13	9,08	1,96	68,11	22,79	0,75
"	14	25,01	14,56	44,36	19,50	0,78
"	15	15,01	0,77	59,20	22,02	0,64
"	16	7,80	2,95	58,33	24,00	0,46
"	17	38,18	10,43	28,65	9,10	0,33
10	1	30,02	1,91	36,76	19,01	0,43
"	2	36,84	9,86	20,30	14,65	0,37
"	3	22,64	7,24	20,01	35,60	0,50
"	4	12,88	4,81	48,69	23,80	0,55
"	5	11,22	2,06	50,29	24,10	0,58
"	6	15,76	4,26	50,05	23,20	0,58
"	7	19,04	7,58	43,89	19,83	0,40
"	8	26,18	10,47	29,25	16,68	0,33
"	9	38,92	10,42	14,30	6,06	0,33
12	1	35,2	2,04	43,39	13,30	0,71
"	2	16,92	1,67	54,47	21,32	0,33
"	3	19,48	1,96	45,77	17,74	0,50
"	4	40,28	15,96	8,95	2,58	0,50
"	5	10,28	2,16	56,01	25,07	0,44
"	6	22,42	6,59	40,06	10,80	0,85
"	7	6,53	2,20	59,53	27,06	0,44
"	8	16,31	2,28	50,50	19,68	0,88
"	9	11,62	2,15	55,47	22,79	0,81
"	10	13,20	1,98	59,26	16,17	0,85
"	11	32,32	0,97	31,26	8,00	0,33
"	12	19,18	7,25	41,57	17,40	0,61
"	13	11,64	5,19	48,09	22,63	0,50
"	14	6,01	4,70	60,29	27,41	0,37
"	15	24,80	12,53	29,14	15,24	0,41
"	16	43,08	13,25	12,67	4,62	0,43
"	17	14,16	2,40	50,70	23,36	0,41
"	18	45,74	6,81	10,42	6,57	0,46

железных руд Северо-восточного участка
по скважинам 15, 10 и 12

к о м п о н е н т о в. %								
CaO	MgO	S	P	Cr	Cu		As	Fe
6,26	0,41	0,75	0,19	нет	следы	0,01	нет	51,32
16,80	2,34	0,30	0,20	"	—	нет	"	37,39
2,49	1,38	2,20	0,22	"	—	нет	"	49,19
20,01	0,66	0,85	0,01	"	—	0,02	"	32,18
12,06	0,22	0,56	0,18	"	—	0,06	"	41,71
15,02	1,22	следы	следы	"	—	0,01	"	35,28
3,60	0,44	"	0,15	"	—	0,02	"	64,82
20,49	0,84	0,01	следы	"	следы	0,01	"	21,02
3,94	1,22	следы	0,14	"	—	нет	"	60,79
6,04	следы	0,34	0,13	"	—	0,04	"	51,30
3,68	0,41	0,24	0,21	"	—	0,04	"	43,51
3,81	0,36	0,27	0,22	"	—	0,05	"	63,58
1,75	0,44	следы	0,19	"	—	нет	"	61,94
5,14	0,41	0,80	0,26	"	—	0,02	"	46,21
2,03	0,21	следы	0,22	"	—	0,13	"	58,61
0,41	0,45	0,39	0,16	"	—	0,07	"	59,55
20,75	2,21	0,11	0,12	"	—	0,07	"	20,75
5,78	2,52	0,18	0,23	"	—	0,13	"	40,55
13,24	3,07	0,11	0,10	"	—	0,10	"	26,53
9,33	1,02	0,25	0,31	"	—	0,40	"	41,76
6,30	1,92	0,28	0,33	"	—	0,28	"	52,67
4,98	2,01	0,40	0,28	"	—	0,22	"	53,99
5,40	1,02	0,31	0,21	"	—	0,15	"	54,11
7,66	2,10	0,52	0,21	"	—	0,17	"	46,18
12,03	1,68	0,15	0,17	"	—	0,25	"	33,48
26,69	2,05	0,32	0,19	"	следы	0,01	"	14,73
17,68	0,36	0,13	следы	"	—	0,04	"	40,74
11,50	0,50	0,21	0,02	"	—	0,05	"	54,74
14,40	0,43	0,19	0,05	"	—	0,02	"	46,56
30,20	0,23	0,11	0,26	"	—	0,02	"	8,27
6,20	0,72	0,12	0,26	"	—	0,01	"	58,01
16,96	1,84	следы	0,25	"	—	0,07	"	36,46
3,61	1,04	"	0,33	"	следы	0,01	"	62,77
9,55	0,58	0,36	0,18	"	—	0,04	"	50,70
6,02	1,25	0,31	0,15	"	—	0,08	"	56,69
7,14	0,63	0,48	0,12	"	—	нет	"	54,09
21,90	0,22	0,15	следы	"	—	0,04	"	28,12
13,05	следы	0,68	"	"	—	0,04	"	42,65
7,43	2,45	0,21	0,02	"	—	0,04	"	51,31
0,98	0,31	0,24	0,18	"	—	0,04	"	63,57
12,46	3,18	0,11	0,13	"	—	0,08	"	62,27
22,25	2,28	0,15	0,16	"	—	0,01	"	11,89
26,13	2,67	0,13	0,03	"	—	0,24	"	54,71
1,98	3,40	0,15	0,15	"	—	0,08	"	12,41

№ скважин	Мощность рудной толщи, м	Среднее содержание железа, %	Среднее содержание серы, %
-----------	-----------------------------	---------------------------------	-------------------------------

Юго-западный участок

5	2,25	45,20	0,58
6	1,57	47,13	2,04
7	8,75	43,10	2,15
8	14,28	48,71	5,48
9	13,26	58,32	0,97
10	7,75	53,69	0,28
12	2,30	47,03	20,55*
33	11,61	50,46	1,00
34	2,10	44,97	0,32

Юго-восточный участок

16	74,15	39,86	0,58
25	11,80	55,13	0,46
15	18,77	49,29	0,33
18	4,85	38,40	0,39
23	2,62	50,89	1,33
14	0,5	38,94	0,68

* С большой примесью пирротина

2. В вертикальном направлении изменение в скарново-рудной зоне идет (снизу вверх) в следующем порядке: а) скарнирование нижних (подстилающих) роговиков с формированием штокверкового типа скарновых образований, б) гранато-магнетито (и гематитово)-пироксеновые скарны, в) гранато-магнетито-эпидотовые скарны с кальцитом и кварцем, г) гранато-магнетито-эпидотовые скарны с амфиболами, сульфидами и сульфоарсенидами, д) скарнирование верхних (покрывающих) роговиков.

Таким образом, к наиболее поздней стадии минералообразования относятся сульфиды и сульфоарсениды.

В частности, кобальтовое оруденение генетически связано, с одной стороны, с дашкесанитами, с другой — с дайковым комплексом четвертой фазы основного состава интрузивного магматизма, причем на Северо-восточном участке железорудного месторождения кобальтовые линзы приурочены к определенной зоне висячем боку железорудной залежи, где наблюдается довольно пологое куполовидное поднятие. Подобная зональность в отношении распределения скарновых зон наблюдается также и на остальных железорудных участках месторождения.

Алунитизацию, пиррофиллитизацию и каолинизацию вулканогенных пород кимериджа М.-А. Кашкай генетически связывает с более кислыми дериватами Дашкесанских интрузивов—III граноаплитовой фазой. В этом процессе существенная роль принадлежала газодным растворам, насыщенным летучими компонентами, в частности SO_2 , SO_3 , S , CO_2 , H_2O , O_2 .

АЛАБАШЛИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ГЕМАТИТОВЫХ РУД

Алабашлинское месторождение расположено в 16 км к западу от гор. Кировабада и в 20 км к востоку от гор. Шамхор. Ближайшая железнодорожная станция Алабашлы находится в 10 км к северу от месторождения. В четырех километрах от него находится дорога Кировабад—Шамхор.

На 15 километре этой дороги находится возвышенность Еленсутепе (465 м); у подножья последней проходит дорога, ведущая на юг, к зимовке Инжирлидере, вблизи которой расположено железнорудное месторождение.

Район месторождения располагается в предгорной полосе северо-восточного склона Малого Кавказа, ограниченной долинами рек Кошгарчай и Шамхорчай, и охватывает последние отроги хребта. Рельеф местности расчленен многочисленными оврагами меридионального направления. Между ними возвышаются водораздельные гребни эрозийного происхождения. Абсолютные отметки местности варьируют от 465 до 1060 м. Преобладающие отметки в пределах месторождения 600—800 м.

Алабашлинское месторождение гематита было известно издавна, но в литературе о нем имеются общие сведения с конца XIX в., которые опубликованы в ряде номеров газеты «Кавказ» за 1894 г. (№ 53 и 72) и 1879 г. (№ 288), в «Горнозаводском журнале» (№ 1 за 1896 г.) и в рукописной работе В. Н. Вебера (1899 г.). Позже краткая геологическая характеристика района или общие сведения были даны Л. К. Конюшевским [237, 238], К. Н. Паффенгольцем [285] и Е. Г. Багратуни [49].

Месторождение разведывалось М. Л. Лачинянцем, изучалось Ш. А. Азизбековым и А. Д. Керимовым [12], М.-А. Кашкаем, Э. Ш. Шихалибейли, Г. П. Корневым и Э. Т. Байрамалибейли [332, 369].

Геологическое строение

В геологическом строении района Алабашлинского железнорудного месторождения принимают участие среднеюрские (бат) вулканогенные породы и трансгрессивно перекрывающие их отложения верхнего мела (сеноман), а также четвертичные отложения.

За пределами месторождения в основании батской вулканогенной толщи залегают кварцевые порфириды верхнего байоса. Сопровождаясь их туфами, они обнажаются южнее месторождения в наиболее возвышенной части водораздела, ближе к ядру антиклинали, в верховьях оврагов, расположенных западнее железнорудного месторождения.

Вулканогенная толща представлена туфопесчаниками, туфобрекчиями и туфоконгломератами. Последние имеют агломератный характер. Эти вулканогенные образования характеризуются фациальной изменчивостью как по простиранию, так и по падению. Мощность толщи в районе месторождения 200—250 м. Характер вулканогенной толщи резко меняется в связи с интенсивным гидротермальным изменением, а также сложной тектоникой района месторождения. Эти особенности месторождения вызвали споры при выделении рудных пластов и расчленении вулканогенной толщи на горизонты. Последние имеют скользящие контакты вдоль простирания и могут быть прослежены на небольшом расстоянии.

Э. Ш. Шихалибейли, Г. П. Корнев и Э. Т. Байрамалибейли [369] расчленяют вулканогенную толщу бата в районе месторождения (рис. 24) на следующие свиты и горизонты (снизу вверх):

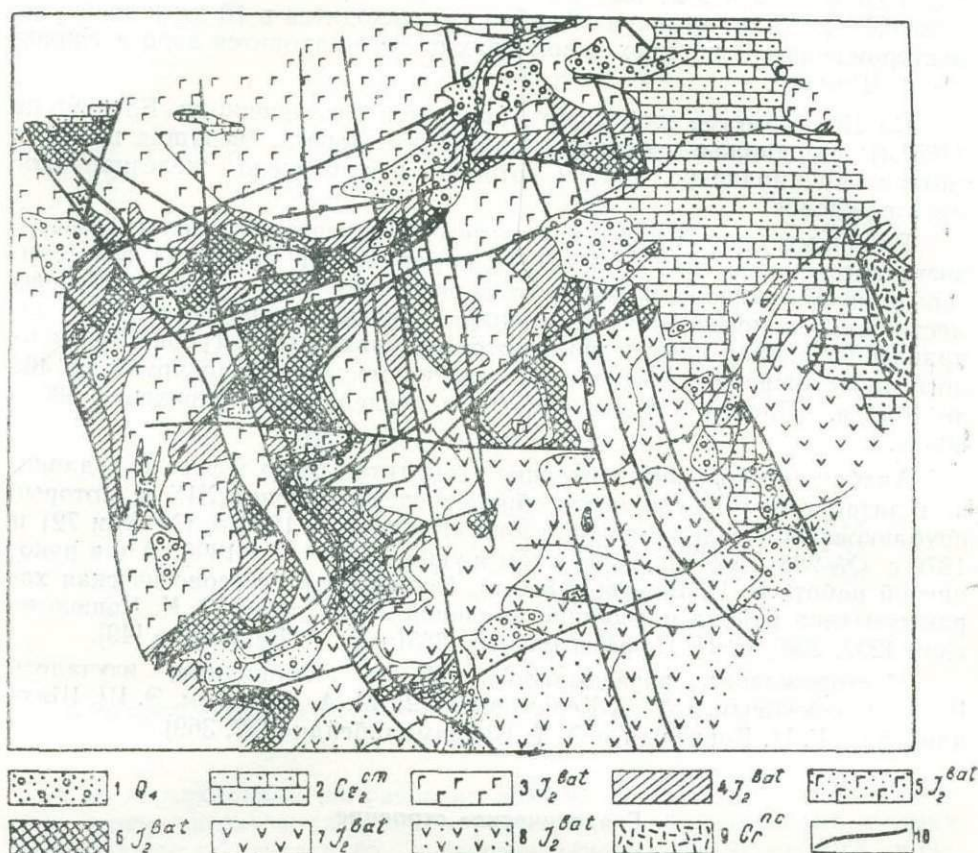


Рис. 24. Геолого-структурная карта Алабашинского месторождения гематита.

Составили: Э. Т. Байрамалибейли, Э. Ш. Шихалибейли, Г. П. Корнев. (1953—1956 гг.)

1—четвертичные отложения—пролювий, элювий, делювий; 2—известковые туфопесчаники и мергели; местами базальные конгломераты с гальками гематизированных туфов; 3—эпидотизированные, хлоритизированные туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты кварцевых и плагиоклазовых порфиров; 4—верхний рудный горизонт—кварц-гематизированные туфы. Рудный пласт мощностью 1,0—2,4 м; 5—хлоритизированные туфы, туфоконгломераты; 6—нижний рудный горизонт—кварц-гематизированные, серицит-гематизированные туфы; рудный пласт мощностью 1,2—2,4 м; 7—хлоритизированные, эпидотизированные туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты; 8—хлоритизированные, слабогематизированные рассланцованные туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты; 9—диоритовые порфиры, габбродиабазы; 10—разломы.

1. Свита плагиоклазовых, кварцевых и афировых (брекчиевидных и мандельштейновых) порфиров, туфобрекчии, туфоконгломератов и туфов.

2. Свита слабогематизированных, окварцованных, серицитизированных и хлоритизированных туфопесчаников и туфобрекчии.

3. Эпидотизированные, ожелезненные туфоконгломераты, туфобрекчии и туфы.

4. Плагиоклазовые порфиры, туфобрекчии и туфы.

5. Хлоритизированные рассланцованные туфы и туфобрекчии.

Этот горизонт всюду подстилает нижнюю рудоносную толщу и до некоторой степени служит в качестве маркирующего. В обнажениях породы выделяются отчетливо благодаря своей рассланцованности и зеленовато-бурому цвету. Наряду с хлоритизацией, отмечается слабая гематитизация и на некоторых участках окварцевание пород.

6. Нижняя рудоносная толща; расчленяется на четыре горизонта, которые представляют скорее пластообразные зоны, отличающиеся по степени метаморфизма пород (снизу вверх):

а) горизонт слабегематитизированных, хлоритизированных и эпидотизированных туфобрекчий, туфопесчаников и туфоконгломератов;

б) рудный горизонт кварцево-гематитизированных и серицито-гематитизированных туфов;

в) нерудный горизонт серицитизированных, иногда слабегематитизированных фельзитовых туфов;

г) горизонт слабегематитизированных, хлоритизированных и эпидотизированных туфобрекчий, туфопесчаников и туфоконгломератов, аналогичных горизонту «а».

Все эти горизонты по простираннию быстро и независимо один от другого меняются в мощности, вплоть до полного выклинивания; характерно совместное нахождение всюду только горизонтов «б» и «в». Последние всегда выделяются своей белой, желтоватой, желтовато-розовой и розовой окраской, благодаря чему могут служить хорошим указателем при поисках железных руд.

7. Хлоритизированные рассланцованные туфы, туфобрекчии и туфоконгломераты.

8. Верхняя рудоносная толща аналогична нижней. Для их различия нет практически приемлемых признаков, кроме стратиграфического положения каждой. Поэтому до последнего времени продолжались разногласия по вопросу о количестве рудоносных толщ. Одни исследователи утверждали наличие в этом районе трех рудных толщ, другие — двух, третьи — одной. Только детальное расчленение позволило обнаружить две рудные толщи, разбитые сбросами на ряд блоков, смещенных один по отношению к другому.

Верхняя толща состоит из следующих горизонтов (снизу вверх):

а) горизонт слабегематитизированных, серицитизированных, хлоритизированных и эпидотизированных туфобрекчий, туфопесчаников и туфоконгломератов, которые по простираннию к востоку переходят в слабегематитизированные тонкозернистые фельзитовые кварциты;

б) рудный горизонт кварцево-гематитизированных и каолинито-гематитизированных туфов;

в) нерудный горизонт серицитизированных, иногда слабегематитизированных фельзитовых туфов;

г) горизонт слабегематитизированных, серицитизированных и эпидотизированных туфобрекчий, туфопесчаников и туфоконгломератов, аналогичных горизонту «а». По простираннию они переходят в слабегематитизированные фельзитовые кварциты.

Как и в нижней рудоносной толще, выделенные горизонты верхней рудоносной толщи по мощности не выдерживаются по простираннию.

9. Хлоритизированные, рассланцованные туфы, туфобрекчии и туфоконгломераты.

10. Эпидотизированные туфоконгломераты плагиоклазовых и кварцевых порфиров.

11. Мелкобрекчиевидные туфы и туфобрекчии, слабегематитизированные и хлоритизированные.

12. Эпидотизированные плагиоклазовые и кварцевые порфириты и туфоконгломераты.

Меловые отложения, трансгрессивно покрывающие вулканогенную толщу бата, обнажаются вдоль северо-восточных предгорьев Нузгурского плато; они слагают возвышенность Еленсутепе.

В районе месторождения верхнемеловые отложения (сеноман) слагают на юго-западе верховья оврага Инжирлидере, а в пониженных участках выступают на высоте 800—820 м.

Отложения турона и сенона развиты за пределами месторождения. В районе месторождения отложения сеномана сохраняются небольшими глыбами. Они представлены известковыми конгломератами и гравелитами, состоящими из глыб и галек ожелезненных туфов, туфобрекчий, кварцевых порфиритов и порфиритов различной величины и окатанности. Среди этих пород найдена характерная сеноманская фауна (рудисты, обломки пелеципод и др.).

Четвертичные отложения (элювиальные, пролювиальные и делювиальные) покрывают участки предгорья и склоны оврага Инжирлидере.

Региональная тектоника и в особенности микротектоника Алабашлинского месторождения довольно сложны. Месторождение расположено в переходной зоне от Шамхорского выступа к Палантекянскому синклинорию, а именно, в северо-восточной периклинали Шамхорского выступа. Железородные пласты и вмещающие породы в районе месторождения моноклинально падают на северо—северо-запад под углом 20—30°. Для Алабашлинского месторождения характерны, в основном, линии тектонических разрывов северо-западного направления, которые обуславливают ступенчатую форму структуры месторождения. Наряду с этими встречаются также нарушения северо-восточного и реже широтного направления. Эти дизъюнктивные нарушения значительно осложнили и сместили как рудные пласты, так и вмещающие породы. Амплитуды ступенчатых сбросов в пределах месторождения исчисляются десятками метров. Направление этих сбросов преимущественно северо-западное, по азимуту 340—350°, но имеются сбросы и северо-восточного направления. Сбросы эти по времени являются пострудными. Вдоль трещин, рассекающих железородную толщу, наблюдается интенсивное гидротермальное изменение пород, выраженное развитием каолинита, а также алунитизацией и эпидотизацией пород.

Метасоматические процессы охватили всю рудоносную толщу и изменили в различной степени и вулканогенные породы средней юры (туфы, туфобрекчии и порфириты). Интенсивному метаморфизму подверглись также оба рудных пласта. Степень метасоматического изменения верхнего и нижнего рудных пластов с востока на запад постепенно ослабевает, а на крайнем западном участке местами совершенно затухает.

Несмотря на различие литологического состава общими для вмещающих пород являются окварцевание, серицитизация, хлоритизация, эпидотизация, алунитизация, кальцитизация, лимонитизация и особенно интенсивное ожелезнение (гематитизация).

Для всех разновидностей пород характерно наличие в них гематита и гидрогетита. Степень насыщенности гематитом различна в зависимости от расположения пород к железородной залежи и заметно уменьшается с удалением от последней. Этим обусловлена окраска метасоматически измененных вулканогенных пород, меняющихся от черных, темно-бурых и лиловых тонов, вблизи рудной залежи, до более светлых — сероватых, по мере удаления от последней.

Среди метаморфизованных пород Алабашлинского месторождения ранее было выделено пять разновидностей. Тщательные петрографиче-

ские исследования позволили выделить здесь следующие десять разновидностей метасоматически измененных вулканогенных пород: 1) гематитизированные; 2) серицито-гематитизированные, 3) эпидото-гематитизированные, 4) кварцево-гематитизированные, 5) хлорито-гематитизированные, 6) алунито-гематитизированные, 7) микро-фельзитовые гематитизированные, 8) кальцито-гематитизированные, 9) вторичные кварциты и 10) лимонитизированные туфы.

Среди этих десяти разновидностей собственно гематитизированные туфы представляют собой железорудные пласты, а все остальные являются вмещающими породами. Более значительная роль принадлежит силификации пород, чем другим остальным метасоматическим процессам.

Следует отметить наличие каолинизированных и алунитизированных разновидностей пород, подобных рудам Загликского месторождения, в которых также выделяются миндалины и почки алунита, пиррофиллита и каолинита.

Породы эти различной зернистости и текстуры, слоистые и плотные. Под микроскопом наблюдается реликтовая структура вулканогенных пород, часто такситовая.

Гематитизированные туфы состоят, главным образом, из гематита (железного блекса), отчасти гидрогетита и нерудных минералов, представленных кварцем, каолинитом, серицитом, хлоритом и отчасти, алунитом и пиррофиллитом.

При значительном увеличении содержания гематита эта порода переходит в гематитовую руду. Причем верхний рудный пласт по сравнению с нижним содержит меньше железистых минералов и поэтому он характеризуется реликтовой структурой.

Гематит наблюдается в виде неправильных зерен различных размеров. Нередко он образует сплошные зерна с ячеистой структурой, встречаются также изометрические мелкие и точечные зерна гематита, игольчатые и шестиугольные формы этих зерен, местами пластинчатые агрегаты и столбики гематита, ориентированные в одном направлении, струеобразно огибающие обломки пород фельзитового состава, не проникая во внутрь этих пород. Часто гематит является как бы цементирующей массой породы, корродируя находящиеся в породе обломки плагиоклаза андезитового ряда. При этом плагиоклаз оказывается деформированным и обнаруживает волнистое погасание. Кварц встречается как в виде остроугольных зерен, входящих в состав первичной породы, так и в виде микрофельзита и фельзита, слагающих обломки пород. Каолинит нередко отмечается в виде пылевидных агрегатов, приуроченных к отдельным изолированным участкам. Хлорит встречается очень редко, в виде мелких листочков чешуек с бледно-зеленоватой и желтовато-зеленой окраской и выполняет промежутки между гематитовыми зернами. Очень редко хлорит наблюдается в виде тонких прожилков. Алунит отмечен в единичных шлифах, где образует мелкие листочки и волокнистые агрегаты, ориентированные в одном направлении. Алунит, по отношению ко всем, вышеописанным минералам, является наиболее поздним образованием.

Серицито-гематитизированные туфы приурочены к кровле рудных пластов и представлены светло-бурыми породами, которые часто создают переходы к вулканогенно-обломочным образованиям и их микроразностям. Мощность их колеблется от 2 до 3 м. Эти породы характеризуются преобладанием в своем составе серицита и гематита; в подчиненном количестве присутствуют: кварц, каолинит, мусковит, вулканическое стекло, изредка встречаются апатит, цоизит, плагиоклаз, халцедон. Часто обнаруживаются обломки пород в виде мелкообло-

мочных брекчий и гравелитов. Гематит количественно преобладает над остальными минералами. Часто составляет 10—20% всей массы породы. Обычно гематит образует крупные, мелкие и точечные зерна самой разнообразной формы. Размер зерен колеблется от 0,01 до 1,5—2 мм и более.

Эпидото-гематитизированные туфы характеризуются преобладанием в них эпидота и цоизита. Эпидотизация наблюдается почти во всех разновидностях вулканогенных пород, в которых лучистые агрегаты эпидота образуют гнезда. Наряду с эпидотом встречаются серицит, кварц, хлорит, каолинит и лимонит.

Кварцево-гематитизированные туфы встречаются в ограниченном количестве в самих рудных пластах, но чаще находятся в покрывающих и подстилающих рудоносные слои породах. Окварцеванию и гематитизации подверглись туфопесчаники, туфоконгломераты, туфобрекчии и их микроразности. В этих породах главной составной частью являются кварц и гематит, подчиненное значение имеют серицит, хлорит и халцедон.

Хлорито-гематитизированные туфы выделяются по относительно большому содержанию хлорита, чем в других типах. Хлоритизация приурочивается к самой ранней фазе минералообразования на месторождении — кварцсульфидной фазе.

Алунито-гематитизированные туфы фиксируются в северо-восточной части месторождения. Они представлены светло-бурыми и темно-бурыми туфами или туфобрекчиями.

По отношению к остальным минералам (за исключением кальцита), алунит является наиболее поздним образованием. Характерной чертой алунито-гематитизированных пород, в отличие от остальных гематитизированных разновидностей, является заметное преобладание алунита над всеми остальными минералами, за исключением гематита, который, как и в других породах, играет доминирующую роль.

Кроме алунита и гематита в небольшом количестве встречается кварц, халцедон, каолинит, плагиоклаз, эпидот и обломки пород.

Кальцито-гематитизированные туфы представлены гематитом и кальцитом. В подчиненном количестве присутствуют кварц, хлорит, каолинит, лимонит. Кальцитизация связана с последней затухающей фазой гидротермального процесса. Наблюдаются многочисленные прожилки кальцита, секущие руду в различных направлениях.

Микрофельзитовые гематитизированные туфы встречаются, главным образом, в горизонтах, подстилающих и покрывающих рудные пласты. Они представлены туфоконгломератами, туфобрекчиями и их микроразностями от темно-бурого, светло-бурого до светло-серого цветов, редко светло-серыми с розоватым оттенком породами. Основная масса этих пород состоит из точечных и изометрических зерен кварца и мелких лейстов и призмочек плагиоклаза. Количество гематита колеблется в больших пределах; встречаются разности, где гематит значительно преобладает над всей основной массой, превращая их в сильно гематитизированные породы с редкими участками микрофельзита. Наряду с этим наблюдаются микрофельзитовые туфы, почти лишенные гематита или содержащие его в незначительном количестве.

Вторичные кварциты в районе Алабашлинского месторождения образовались в затухающей низкотемпературной фазе гидротермального процесса. Структура их гетеробластическая. По минеральному составу среди вторичных кварцитов выделяются: 1) гематитизированные, 2) алунитизированные и 3) лимонитизированные разности.

Кроме основных породообразующих минералов—кварца, гематита, алу- нита, лимонита, встречаются также ильменит, пирит и каолинит.

Лимонитизированные туфы. Процесс лимонитизации связан с гипергенной фазой и имеет незакономерное распространение на месторождении. Главной составной частью лимонитизированных по- род являются гидроокислы железа (гидрогетит), образованные за счет разложения гематита, реликты которого сохранились на отдельных участках. Наряду с гидрогетитом в небольшом количестве присутству- ют каолинит, серицит, хлорит, кварц.

Условия залегания, формы и размеры рудных залежей

На Алабашлинском месторождении установлены два железоруд- ных пласта — верхний и нижний.

Верхний рудный пласт размыт на значительной площади. Он обнажается в северной части месторождения, обгибая его к югу, вы- ступает вдоль левого борта Инжирлидере и в восточной части, затем на вершинах двух возвышенностей («рудных гребней») вдоль меридио- нальной гряды. Между этими выходами рудоносный пласт размыт, вследствие чего здесь обнажается промежуточная толща порфиристов и два небольших останца верхнего рудоносного пласта.

Рудный пласт залегает согласно с вмещающими породами и про- стирается на северо-запад 330° и падает под углом $15-25^\circ$. В ряде мест пласт разбит ступенчатыми сбросами северо-восточного и северо-запад- ного направлений. Амплитуда сбросов около 5—60 м. Общее протяже- ние пласта около 500 м. Промышленную ценность этот пласт представ- ляет, в основном, на «рудных гребнях». Мощность рудной залежи ко- ледблется от 1,1 до 2,2 м. Руды имеют небольшой удельный вес и содер- жат 17—20% железа. Местами удельный вес руд достигает 3,34, а со- держание железа в этих рудах не превышает 30%.

Нижний рудный пласт обнажается на большом протяжении и вскрыт буровыми скважинами. Этот пласт имеет промышленное зна- чение как по площади развития (около 2 км^2), так и по качеству руды. Он расположен ниже, на расстоянии 20—25 м, от верхнего горизонта. В западной части месторождения пласт выклинивается, к северу погру- жается под покровные порфириты; в восточной части месторождения он слагает меридиональную гряду и далее к востоку исчезает вследст- вие частичного размыва и погружения под толщу покровных пород. Редко он встречается на склонах оврага Молла-Османлы в виде не- больших «окон», прикрытых аллювиально-делювиальными отложениями.

Элементы залегания нижнего пласта аналогичны залеганию верх- него пласта и не отличаются от общего залегания пород месторожде- ния. Лишь вблизи тектонических нарушений, особенно в северной части месторождения, где констатированы сбросы незначительной амплиту- ды, наблюдается некоторое нарушение пород и изменение их углов падения.

На поверхности нижний рудный пласт прослеживается на протяже- нии 3,1 км, а по падению более 1250 м. Мощность пласта на оконтурен- ной разведкой 1953 г. территории варьирует от 0,65 до 2,5 м. Удельный вес руд колеблется от 3,3 до 3,7 и выше, но не более 4,15, при содержа- нии от 30 до 45% железа.

Сброшенная часть нижнего пласта, которая раньше принималась за «третью» пластообразную залежь, имеет незначительное распростра- нение и обнажается на восточном склоне меридиональной гряды, у под- ножья ее и в овраге, находящемся в южной части месторождения. Здесь

оруденение прослеживается на протяжении 100—200 м с перерывами в виде отдельных выходов.

Характер оруденения на Алабашлинском месторождении и концентрация железного блеска в рудном пласте колеблются в широких пределах. Обогащенные гематитом участки рудного пласта имеют форму линзовидных скоплений или пропластков, ориентированных вдоль плоскостей наслоения и напластования вулканогенных пород. Размеры этих линз и пропластков меняются от нескольких сантиметров до 1—2 м в поперечнике и от нескольких метров до 10—20 м и более по протяжению.

Железные руды Алабашлинского месторождения представлены плотным красного или лилово-красного цвета железняком. Лишь местами наблюдаются участки, состоящие из мелкозернистого и крупнопластинчатого гематита (железного блеска) стально-серого цвета. Крупнопластинчатый железный блеск образует небольшие скопления — гнезда, неравномерно распределенные в массе мелкозернистой гематитовой руды. При этом намечается некоторая ориентированность этих гнезд, расположенных параллельно слоистости вмещающих пород. Наряду с плотными рудами встречаются и пористые разновидности, переходящие при слабом насыщении их гематитом в пористые ожелезненные туфы.

Границы между рудными телами и вмещающей породой не резкие. Можно наблюдать постепенный переход от вмещающих пород в различной степени оруденелых туфов к линзовидным скоплениям сплошных руд. Особенно нерезкие границы имеют скопления мелкозернистого гематита. Рудные тела, сложенные кристаллическим (пластинчатым) гематитом, имеют обычно более резкие контакты с вмещающими породами. Интенсивность оруденения в рудных телах возрастают от кровли к подошве рудоносной толщи. И сами вмещающие породы, как правило, менее обогащены вкрапленным гематитом в кровле и интенсивнее в подошве рудных залежей, где нередко наблюдаются крупные гнезда и линзы сплошного гематита. Местами эти линзовидные тела имеют неправильную форму с ответвлениями, заходящими по плоскостям наслоения и по трещинам вмещающих пород.

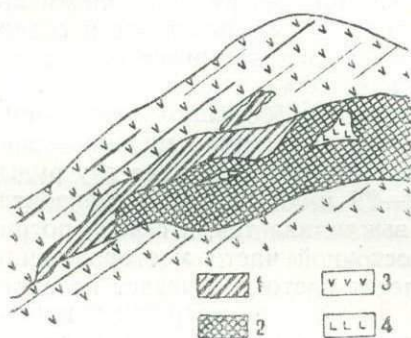


Рис. 25. Пластообразная залежь руды. Алабашлинское месторождение.

1—слабооруденелые туфы; 2—сплошная гематитовая руда; 3—туфы слабоокисленные окислами железа; 4—включения порфиритов

В местах наибольшей концентрации гематита рудная залежь имеет резко выраженную пластообразную форму, подчиненную элементам залегания вмещающих пород. Наибольшая мощность залежей таких сплошных руд достигает 2 м, однако она не выдерживается по простиранию и по падению, и залежь, постепенно уменьшаясь в мощности, переходит сперва в слабооруденелые туфы, а затем выклинивается в слабоожелезненных фиолетовых туфах рудоносной толщи (рис. 25).

Часто в рудном теле можно наблюдать угловатые включения вмещающих пород (порфириты), в незначительной степени замещенные рудными веществами. Местами отчетливо наблюдается целый ряд ступенчатых сбросов незначительной амплитуды, нарушивших цельность рудных тел (рис. 26). По таким сбросам широко развит каолинит, в

виде корки покрывающей стенки трещин. Помимо ступенчатых сбросов местами наблюдаются и вертикальные зоны смятия и брекчирования пород, резко ограничивающие (экранирующие) оруденение (рис. 27).

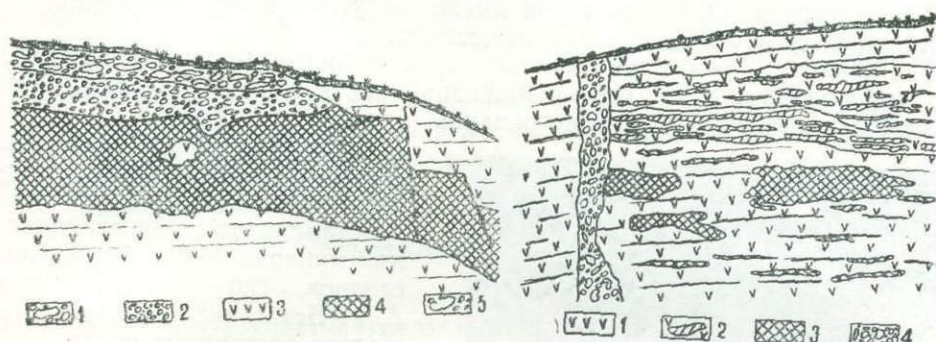


Рис. 26. Пластообразная залежь гематитовой руды. Алабашлинское месторождение.

1—раздробленный туф; 2—переотложенная мелкообломочная порода; 3—туф; 4—рудная залежь; 5—отвал руды и пустой породы.

Рис. 27. Зарисовка обнажение гематитовой руды полосчатой текстуры Алабашлинское месторождение.

1—слабооруденные туфы; 2—туфы, в различной степени оруденения с гематитом; 3—гнезда сплошного гематита; 4—мелкий раздробленный туф, зоны смятия.

На зарисовках обнажений гематитовых руд (рис. 25, 26, 27) схематично отражены условия залегания руд, форма рудных залежей и формы локализации железного блеска среди туфов и отчасти текстура полосчатых гематитовых руд.

Текстуры и структуры руд

Текстуры руд Алабашлинского месторождения не отличаются большим разнообразием и преимущественно представлены вкрапленными и слоистыми разностями, обусловленными гидротермальным замещением туфов гематитом вдоль слоистых пород. Руды массивной текстуры состоят из мелкозернистого гематита (железного блеска). При наличии в плотных рудах участков кристаллического гематита, обычно ориентированных по слоистости пород, они приобретают полосчатую текстуру. Часто встречаются руды, имеющие псевдослоистую текстуру, обусловленную чередованием вытянутых линз, состоящих почти из сплошного гематита и туфов. Почти все крупные рудные тела, напоминающие по форме пластообразные залежи, представляют подобное чередование линз сплошного гематита, ориентированных по направлению слоистости рудовмещающих пород, с прослоями туфов, в различной степени оруденелых вкрапленниками гематита (рис. 28).

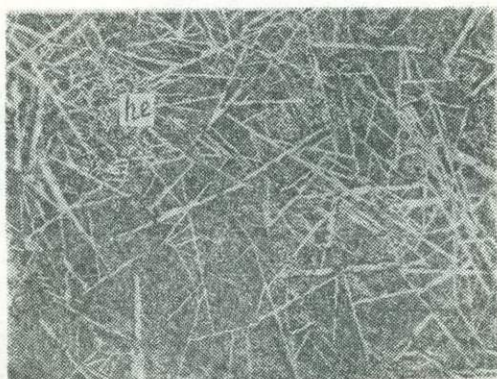


Рис. 28. Порфиробластическая структура. Характер расположения пластинчатого гематита (he), в рыхлой железистой основной массе. $\times 76$.

Из других текстур изредка встречается брекчиевидная, характерная для руд, отложившихся путем выполнения пустот и трещин. Они представляют обломки порфиритовых туфов, сцементированных рудным веществом. Обломки пород имеют округлые формы в результате частичного замещения рудным веществом.

Пористая порошковая (землистая) и охристая (сажистая) текстуры наблюдаются в верхней обнаженной части рудных залежей, подвергшихся интенсивному выветриванию и лимонитизации.



Рис. 29. Порфиробластическая структура. Крупнопластинчатый гематит (he) в мелкозернистой охристой основной массе. $\times 76$.

Преобладающими для руд Алабашлинского месторождения являются структуры перекристаллизации и кристаллизации минералов из жидких растворов (по классификации А. Г. Бетехтина), с привнесом железа растворами извне.

Главная масса имеет тонкозернистую и мелкозернистую структуру гематита (рис. 29) в смеси с нерудными минералами и более поздними вторичными образованиями гидроокислов железа. Среди них встречаются микродиабластические структуры, представляющие собой тонкие сплетения

и пронизывания мелких пластинок гематита и мелких, почти одинаковых по величине зернышек гематита и нерудных минералов. Криптобластические или скрытокристаллические структуры встречаются сравнительно редко. Часто в рудах Алабашлинского месторождения наблюдаются порфиробластические структуры. Еще чаще наблюдаются круп-



Рис. 30. Диабластическая структура образования гематита, лимонита и нерудного минерала.

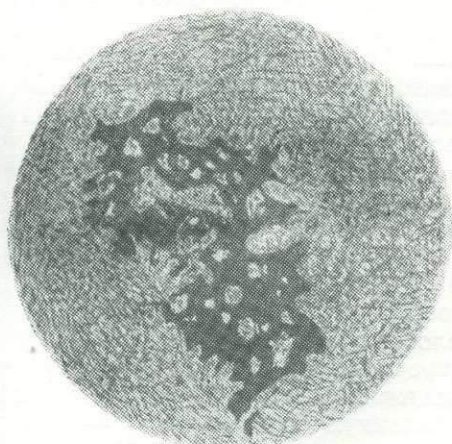


Рис. 31. Замещение гематита нерудными минералами. В результате интенсивного замещения видны реликты скелетной формы замещения.

ные выделения пластинчатых кристаллов гематита, величиной в 3—4 мм, ориентированных в различных направлениях и обычно образующих сростки и пучки. Последние расположены в мелкозернистой, иногда войлокоподобной основной массе, имеющей мелкодиабластическую структуру и состоящей из гематита, гидрогетита и нерудных минералов (рис. 30).

Из коррозионных структур незначительное распространение имеют структуры разедания и в меньшей степени структуры замещения.

Часто наблюдаются пластинки гематита, корродированные нерудными минералами. Процессы замещения местами прошли столь интенсивно, что от зерен гематита сохранились лишь реликты скелетной формы (рис. 31).

В некоторых образцах наблюдается обратная картина — замещение нерудных минералов гематитом. В этом случае обломки туфовых пород нацело превращены в мелкозернистые агрегаты гематита и от их обломков сохранились лишь скелетные реликты.

Минеральный состав руд

В минеральном составе железных руд Алабашлинского месторождения принимают участие гематит (железный блеск), гетит, гидрогетит, гаусманит, пирит, халькопирит, борнит, ковеллин, халькозин, кварц, серицит, хлорит, эпидот, кальцит, алунит и каолинит.

Гематит является главнейшим железорудным минералом. Он представлен пластинчатыми зернами самых различных размеров, от пылевидных точечных до хорошо образованных кристаллов железной слюдки, размером до 4 мм, реже больше. Иногда встречаются небольшие жеоды с гематитом. Минерал обычно удлиненной формы; густые скопления его дают войлокоподобные образования, сросшиеся в различных направлениях. При скрещенных николях они пестро и тонко иризируют. Промежутки между пластинками и зернышками заняты нерудными минералами.

Пластинки гематита характеризуются сдвойникованностью, анизотропностью, двуотражением. Иногда в пластинках гематита наблюдаются мельчайшие столбчатые кристаллы близко неопределимого минерала, напоминающего ильменит.

Часто гематит приурочивается к кварцу и интенсивно корродирует его или образует вокруг него тонкую оторочку.

Нередко в массе кварца гематит образует густую пылевидную вкрапленность и располагается в нем в виде узорчатых полос. На этом фоне гематит образует и более крупную вкрапленность. Некоторые зерна его обладают решетчатым или зональным строением, что подчеркивает факт постепенного замещения отдельных породообразующих минералов, размер таких вкрапленников гематита колеблется от 0,1 до 0,5 мм, редко бывает больше.

Нередко в крупных зернах гематита наблюдается ячеестое строение (рис. 32), проявляющееся в обломках пород и микротуфоконгломератах.

Местами гематит в туфогенных породах с кварцево-серицитовой основной массой колломорфно замещается гидрогетитом (рис. 33). Иногда гематит замещает туфовую массу, в виде тонких прожилок, чечепок и шнуров, рассекающих почти всю массу породы. Интересны флюидальные замещения пород гематитом, который обволакивает их микрообломки или находится в виде струй и иголочек (рис. 34). Иногда гематит является цементирующей массой породы и корродирует обломки плагиоклазов (рис. 35) и кварца.



Рис. 32. Ячеестое строение гематита

В эпидозитах гематит встречается в виде неправильных зерен среди замещенного им эпидота (рис. 36). Нередко между гематитом и хлоритом выступает узкая полоска халцедона (рис. 37), придавая зональное строение этим минералам. В серицитизированной породе гематит образует густую сетчатую вкрапленность (рис. 38).

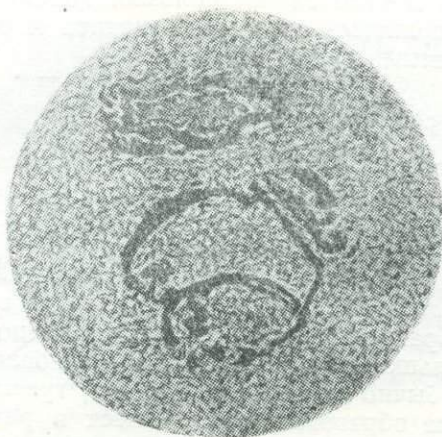


Рис. 33. Колломорфное замещение гематита лимонитом

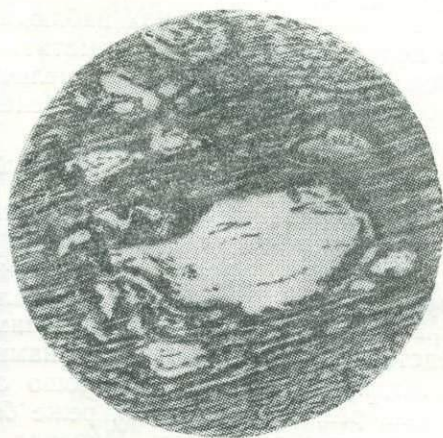


Рис. 34. Флоидальное замещение пород гематитом (в виде струй и иголок, обволакивающих обломки пород).

Гаусманит встречается в рудах редко и спорадически. Он присутствует в руде преимущественно в виде изометричных форм зерен, вкрапленных в кварце. Агрегатные скопления обнаруживают алло-триоморфно-зернистую структуру. Иногда зерна его бывают пластин-

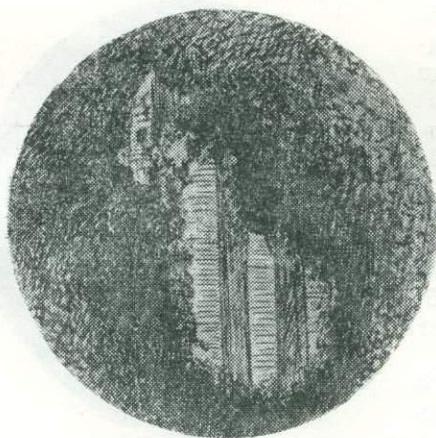


Рис. 35. Коррозия плагиоклаза гематитом цемента породы.



Рис. 36. Замещение нерудного минерала гематитом в эпидозитах.

чато-сдвойникованы. Подобно гематиту, гаусманит, помимо вкрапленности, местами образует самостоятельные выделения, к которым, как правило, тяготеет гематит, и они слагают совместные выделения, размером не более 3 мм. Гематит, без исключения, всегда проявляет структурную подчиненность гаусманиту, располагаясь вокруг его зерен и между ними, или же пересекает их, образуя сростки игольча-

тых кристаллов, корродирует, а местами почти нацело замещает отдельные зерна гаусманита.

Пирит в рудах Алабашлинского месторождения четко обособлен от гематита и связан с первичными окварцеваниями рудосодержащих пород. Он встречается в виде мелкой изометричной вкрапленности в породе или в виде крупных агрегатных скоплений, которые отмечаются сильной трещиноватостью и корродированностью кварцем. Зерна его содержат многочисленные мелкие включения кварца и бывают сцементированы им. Довольно часто совместно с пиритом в руде присутствует и гематит, который в виде ангедральных кристалликов располагается вокруг зерен пирита и проявляет структурную подчиненность им. Иногда он образует тонкие каймы, сложенные мелкозернистым агрегатом и корродирует пирит.

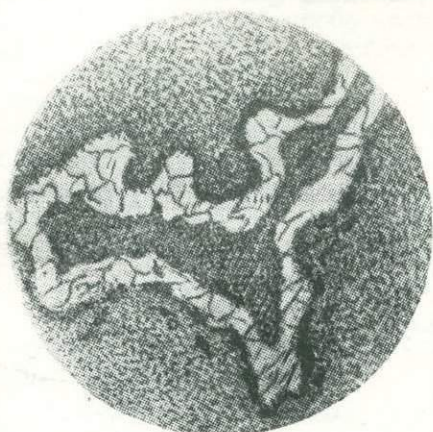


Рис. 37. Узкая полоска халцедона между гематитом и хлоритом в манделштейновой породе.

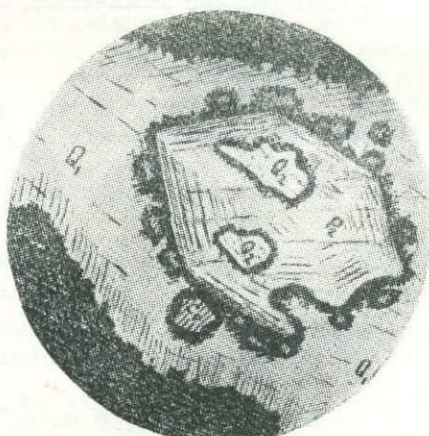


Рис. 38. Густо сетчатая вкрапленность гематита в серитизированной породе. Q₁, Q₂—кварц, Pг—пирит, Ср—халькопирит.

Замещение пирита гематитом происходит от периферии к центру (рис. 38), причем гематит проникает в массу вдоль ослабленных катаклазированных мест зерен пирита. Часто фиксируются кристаллики пирита, в которые по трещинкам корродируются и замещаются гематитом. Пирит местами нацело замещается гидрогетитом, образующим типичные псевдоморфозы по пириту, что свидетельствует об интенсивном окислительном процессе,

Халькопирит присутствует в руде в очень незначительном количестве, в виде редко рассеянной изометричной вкрапленности в массе породы. В редких случаях он заключен в крупные зерна гематита.

Борнит, наряду с гидрогетитом, замещает халькопирит. Очень редко встречаются халькозин и ковеллин, располагаясь по периферии зерен халькопирита.

Кварц представлен в рудах двумя генерациями. Кварц первой генерации выражен отдельными, корродированными зернами, содержащими пылевидную вкрапленность гематита. Кварц второй генерации составляет основную часть рудной массы и производит коррозию всех породообразующих минералов, также содержит мелкую вкрапленность, а чаще крупные агрегатные скопления гематита.

Кальцит образовался в рудах в позднюю низкотемпературную фазу рудообразования. Он цементирует другие минералы и образует секущие прожилки в рудных залежах.

Серицит, эпидот, хлорит, алунит и каолинит часто встречаются в рудах в виде мелких чешуйчатых агрегатов.

Вторичные минералы — гидрогетит, гидромеланит и другие, в рудной залежи Алабашлинского месторождения развиты довольно слабо и существенного значения в составе руд не имеют.

Химический состав руд

Большое количество химических анализов позволяет характеризовать руды Алабашлинского месторождения. В соответствии с уменьшением содержания рудных компонентов с востока на запад понижается качество руды и ее промышленное значение. В связи с этим резко меняется соотношение химических компонентов (рис. 39).

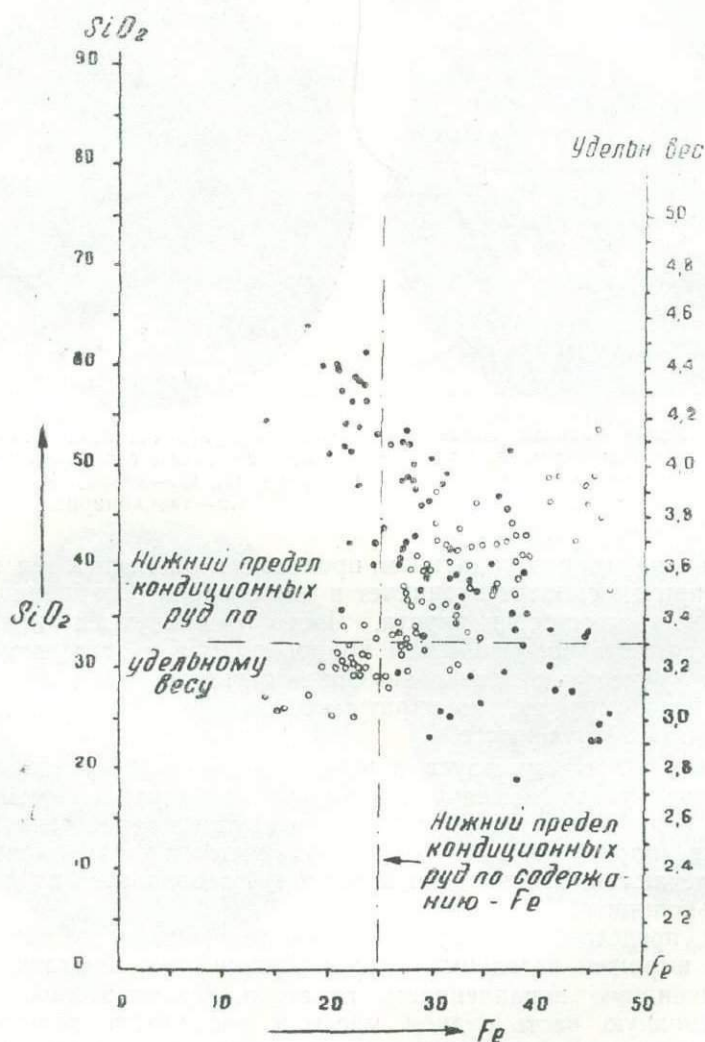


Рис. 39. Вариационная диаграмма компонентов SiO_2 , Fe и удельного веса в гематитовых рудах нижнего рудного пласта (по 172 бороздовым пробам)
● — соотношение Fe и SiO_2 в пробе; ○ — соотношение Fe и удельного веса в той же пробе.

В собственно рудных горизонтах содержание железа колеблется в пределах от 18,30 до 43,15%, кремнезема — от 27,55 до 60,07%. Таким образом, руды Алабашлинского месторождения по качеству относятся к типу низкосортных кремнистых руд, в которых среднее содержание железа по месторождению не превышает 25%, а кремнезема около 47%.

Кремнеземом руда обогащена, главным образом, за счет кварца и общего окремнения, о чем свидетельствует также и количество глинозема, находящегося в пределах 2,5—10,5% и лишь в двух пробах несколько больше. Окись титана, характерная для титанисто-магнетитовых, песчаников, распространенных в соседних районах, в преобладающем большинстве проб содержится в количестве менее 1%, реже доходит до 1,5%. Содержание серы колеблется в пределах от 0,12 до 0,74%. Лишь в одной пробе количество серы больше 1%. Этот элемент присутствует в связи с пиритом, который выявляется и при микроскопическом исследовании руд. Окись кальция колеблется от 0,4 до 2%, реже превышая 2%. В рудах установлено незначительное количество или отсутствие окисей магния и марганца. Фосфор присутствует или содержится от следов до 0,06%; кобальт, никель и свинец обнаружены в виде следов. Содержание окиси хрома колеблется от 0,04 до 0,08%, цинка — 0,02—0,29%; меди до 0,019%.

Количественно-спектральным методом в рудах установлены галлий, цирконий, стронций, ванадий и скандий.

Интересно в дальнейшем выяснить, в каких геохимических ассоциациях находятся указанные металлы в железных рудах Алабашлинского месторождения.

Содержание отдельных компонентов в рудах приведено в табл. 9. Удельный вес руд колеблется, в зависимости от содержания железа, от 5,05 до 4,13%. Большинство проб имеет удельный вес от 3,3 до 3,7.

Таблица 9

Химические анализы гематитовой руды Алабашлинского месторождения (в %)

№ проб	Fe	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO
1	20,16	54,06	0,68	7,10	0,04	—	0,78	0,99
2	33,10	40,12	0,25	4,22	0,06	—	0,82	1,13
3	41,75	27,55	0,24	6,7	0,08	—	0,57	1,20
4	18,30	60,07	1,02	6,13	—	26,15	н/опр.	1,92
5	27,93	31,21	0,98	18,97	—	39,90	—	3,15
6	20,59	52,76	0,90	6,90	—	29,40	—	2,15
7	20,40	50,21	0,92	8,93	—	29,15	—	4,62
8	39,20	29,48	0,79	8,21	—	56,00	—	1,17
9	22,47	48,32	1,32	10,23	—	32,10	—	2,22
10	33,04	37,00	0,87	10,93	—	47,20	—	2,07
11	22,12	57,10	0,84	5,41	—	31,60	—	1,97
12	18,30	49,90	1,09	13,36	—	26,15	н/опр.	3,00
13	36,61	37,49	1,20	10,50	—	51,30	—	2,27
14	25,09	48,77	1,17	8,08	—	36,65	—	1,30
15	25,33	49,74	1,23	6,64	—	36,18	—	0,85
16	21,42	60,37	1,00	1,60	—	30,60	—	1,00
17	43,15	23,28	1,57	6,78	—	61,70	—	0,50
18	25,08	57,78	0,98	2,58	—	35,80	—	0,50
19	39,32	32,36	0,70	9,50	—	56,30	—	0,40

№ проб	MgO	MnO	V ₂ O ₅	Co	S	P	Cu	Pb	Zn	As	Ti	П.п.п.
1	0,73	0,23	следы	0,12	следы	следы	следы	0,02	0,01	—	следы	4,0
2	0,32	0,27	"	0,18	0,040	0,019	"	0,025	—	следы	—	3,0
3	0,30	0,31	"	0,16	0,060	0,019	"	0,029	следы	"	—	3,0
4	—	—	—	0,48	—	—	—	—	—	—	—	3,30
5	—	—	—	0,58	—	—	—	—	—	—	—	5,82
6	—	—	—	0,96	—	—	—	—	—	—	—	6,28
7	—	—	—	0,74	—	—	—	—	—	—	—	3,79
8	—	—	—	0,54	—	—	—	—	—	—	—	3,75
9	—	—	—	0,71	—	—	—	—	—	—	—	3,39
10	—	—	—	0,43	—	—	—	—	—	—	—	1,80
11	—	—	—	0,56	—	—	—	—	—	—	—	2,45
12	—	—	—	0,53	—	—	—	—	—	—	—	5,27
13	—	—	—	0,38	—	—	—	—	—	—	—	2,18
14	—	—	—	1,33	—	—	—	—	—	—	—	3,93
15	—	—	—	0,58	—	—	—	—	—	—	—	3,22
16	—	—	—	0,14	—	—	—	—	—	—	—	4,93
17	—	—	—	0,17	—	—	—	—	—	—	—	3,12
18	—	—	—	0,27	—	—	—	—	—	—	—	1,31
19	—	—	—	0,14	—	—	—	—	—	—	—	0,17

Руды с удельным весом выше 3,7 встречаются реже и соответствуют наиболее богатым типам по содержанию железа.

Руды с удельным весом 3,6—3,7 подверглись испытанию в буровых скважинах на нефтяных месторождениях Азербайджана с целью определения их утяжеляющих свойств в глинистых растворах, эти руды не дали положительных результатов.

В связи с этими данными выявляются перспективы Алабашлинского месторождения гематита, поэтому необходимо проведение детальных технологических исследований и испытаний с целью выработки оптимальной рецептуры по обогащению и извлечению указанных элементов.

Генезис месторождения

Первые исследователи Алабашлинского железорудного месторождения В. В. Вебер [69] и К. Н. Паффенгольц [111] указывали на осадочное происхождение этого месторождения. При этом К. Н. Паффенгольц исходил из формы и окатанности зерен магнетитовых песчаников, залегающих на месторождении вблизи главной гематитовой залежи.

По мнению К. Н. Паффенгольца, породы и руды Алабашлинского месторождения подверглись метаморфизации воздействием находящегося на глубине гранодиоритового интрузива, найденного им к югу от месторождения, в виде небольшого выхода.

Петрографические исследования Ш. А. Азизбекова и А. Д. Керимова [18], а также наши минералого-петрографические исследования позволили говорить о формировании Алабашлинского месторождения гематитовых руд путем отложений их из гидротермальных растворов. Это устанавливается петро-структурными особенностями метасомати-

чески интенсивно измененных рудовмещающих вулканогенных пород, а также по характеру и структурному взаимоотношению рудных и нерудных минералов в рудных горизонтах Алабашлинского месторождения.

На основании собранного большого фактического материала по месторождению за 1952—1953 гг. и детальных минералого-петрографических исследований мы имели возможность установить относительную общую картину процесса рудообразования на Алабашлинском месторождении гематита.

Процесс рудоотложения, главным образом, выразился в интенсивной гематитизации и сопровождающих ее серицитизации, окварцевании, хлоритизации, эпидотизации, кальцитизации, алунитизации и каолинизации вулканогенных пород. Процессы эти шли, несомненно, на фоне благоприятных геолого-структурных и текстурных факторов пород, слагающих Алабашлинское месторождение.

С несомненностью устанавливается генетическая связь процесса рудоотложения и характера метаморфизации пород с пульсирующими гидротермальными рудоносными растворами малых глубин. Диапазон и степень рудоотложений и метаморфизации вулканогенных пород находится в зависимости от литологического состава пород и степени насыщенности циркулирующих гидротермальных растворов в зоне этих пород.

Затухание гидротермально-метасоматических процессов на месторождении отчетливо устанавливается с востока на запад, что особенно наглядно видно в рудных горизонтах. Источник гидротермальных растворов, располагаясь на востоке исследованной территории, в контуре интрузива габброидного состава, по мере движения этих растворов по благоприятным структурным зонам месторождения, на восточном контуре рудного поля концентрировал богатое оруденение.

В микроразностях туфоконгломератов, вмещающих рудные пласты, устанавливается флюидальность рудоносных растворов, которыми, наряду с гематитизацией основной цементирующей туфовой массы, фиксируется замещение обломков пород и микроконгломератов гематитом, затушевывающим первичную структуру породы до полного ее замещения кварцево-серицито-гематитизированной массой.

Пульсирующие гидротермальные растворы проникли в четыре фазы последовательного рудоотложения. Перерывы между фазами были небольшие, но вполне достаточные для образования в руде, наряду с преобладающими неразвитыми минералогическими формами, минеральных ассоциаций с вполне идиоморфными кристаллами.

Установление четко выраженного периода между двумя генерациями кварца, различного по своим структурным особенностям гематита, связанного с кварцем обеих генераций, наличие обособленных от гематита сульфидов в руде и, наоборот, ассоциирующегося с ними гаусманита говорят о неоднородности протекающего процесса рудоотложения на фоне постмагматической гидротермально-метасоматической деятельности рудоносных растворов. Сильная измененность рудосодержащей породы, извилистые контуры рудной массы в породе и весьма интенсивное замещение ее гидротермальными минералами позволяют установить, что при образовании данного месторождения значительную роль играл процесс метасоматического замещения. Гидротермальные растворы, интенсивно метаморфизовавшие породы, слагающие месторождение, поднимались по благоприятным структурным зонам месторождения с востока на запад и затем, благодаря щелочному составу гидротермы, проникали по тонким порам и трещинкам двух рудных пластов, растворяли и частично уносили кремнезем. Процесс

выноса кремнезема был очень слаб и очень часто не выполнялся привносом железа, доказательством чего служит большой процент содержания кремнезема и незначительного количества железа, а также ноздреватость, местами слабая пористость руд верхнего рудного пласта.

Там, где вынос кремнезема протекал интенсивно и восполнялся привносами железа, фиксируется богатое оруденение с меньшим содержанием кремнезема, что особенно отчетливо устанавливается в монолитных рудах нижнего рудного пласта.

Поэтому руды Алабашлинского месторождения по своему генетическому типу и химическому составу должны быть названы кварцевогематитовыми рудами.

ДАРВАДАГСКОЕ (НОВО-ИВАНОВСКОЕ) МЕСТОРОЖДЕНИЕ МАГНЕТИТА

Дарвадагское месторождение магнетитовых руд расположено в 4,5 км к северо—северо-западу от с. Ново-Ивановка Кедабекского района.

Селение Ново-Ивановка связано с железнодорожной ст. Ковляр шоссеиной дорогой протяженностью 60 км. Месторождение состоит из двух участков: Северо-западного и Юго-восточного, которые связаны с селением вьючными тропами и частично грунтовой дорогой, пригодной для гужтранспорта.

Гора Дарвадаг (1600—1650 м), на юго-западном склоне которой расположено железорудное месторождение, представляет собой один из сложно разветвленных северных отрогов Шахдагского хребта и простирается в северо-западном направлении.

Разработки железных руд здесь проводились еще в прошлое столетие. К. Н. Паффенгольц [291], затем Р. Н. Абдуллаев [3] в связи с геологическими исследованиями в северных склонах Шахдагского хребта охватили геологической съемкой район Дарвадагского магнетитового проявления. На основании фаунистических находок Р. Н. Абдуллаев установил кампан-маастрихтский возраст известняков, принимающих участие в геологическом строении Дарвадагского месторождения и эоценовый возраст осадочно-туфогенной толщи, развитой в районе с. Ново-Ивановка. Эти новые данные легли в основу дальнейших поисковоразведочных работ.

В результате поисковых и поисковоразведочных работ Н. М. Селимханова, М. Н. Раджабова и Т. П. Подгородецкой Дарвадагское месторождение железных руд отнесено к контактово-метасоматическому типу, изучен вещественный состав руд и формы залегания рудного тела и составлена геологическая карта полосы распространения магнетита и гематита.

Дарвадагское месторождение железных руд расположено в северо-восточном крыле Ново-Ивановской синклинали. В геологическом строении его принимает участие толща известняков (около 600 м), кампан-маастрихта с элементами залегания ЮЗ 210—220°, угол 25—30°. Выше они без видимого углового несогласия перекрываются мощной толщей пирокластических образований среднего эоцена. Как верхнесенонские, так и среднеэоценовые отложения прорваны габбро-диоритовым интрузивом, имеющим неправильную, удлинненную в широтном направлении форму.

Породы кампанских известняков, принимающих участие в строении месторождения, представлены плитчатыми пелитоморфными и мелкозернистыми, иногда песчанистыми известняками белого, светло-серого, серого цвета. В составе этих пород участвуют, в основном, кальцит, редко полевые шпаты и кварц (у песчаных известняков). Вблизи контакта с интрузивным массивом известняки скарнированы. Среди пород эоцена наибольшее развитие имеют туфопесчаники, туффиты, мелкообломочные туфобрекчии и покровы порфиритов.

Широким развитием в пределах Дарвадагского месторождения пользуются интрузивные образования, представленные габбро, габбро-диоритом, диоритом, монцонитом и кварцевым диоритом, которые связаны между собой постепенными переходами и представляют различные фации интрузива диоритового состава. В районе месторождения наблюдаются жильные образования, представленные дайками диабазового порфирита и порфирита. Формирование Ново-Ивановского интрузива связано, по-видимому, с разломом широтного простирания, проходящим по северному склону Дарвадагского хребта.

Рудовмещающими породами железных руд являются скарновые образования, развитые в контактовой полосе интрузива с кампанскими известняками. Полоса контактово-метаморфических пород, шириною около 100 м, прослеживается на расстоянии более чем 600 м и представлена кальцит-гранатовым, магнетит-гранатовым, кальцито-гранато-магнетитовым, гранато-пироксено-актинолитовым скарнами. Все разновидности скарновых пород имеют мелкозернистое строение, отличаясь друг от друга по цвету. Кроме собственно скарнов в районе месторождения развиты также скарнированные известняки и роговики.

Основным тектоническим элементом месторождения является крупный разлом северо-западного простирания, прослеживающийся вдоль северного контакта интрузива. Этот разлом пересекает как северо-западный, так и юго-восточный участки месторождения и прослеживается на расстоянии более чем 3,5 км. Плоскость разрыва падает на юг и юго-запад под углом 40—60°. Сопряженное с главным разломом, но значительно меньшего масштаба разрывное нарушение прослеживается через северо-западный участок. Вдоль этого разлома известняки перемяты и нередко по ним наблюдаются плоскости скольжения.

Поисковоразведочными работами Азгеолуправления в пределах северо-западного участка выявлены два морфологических типа рудных тел. Одно из них имеет пластообразную форму мощностью 0,65—1,8 м и залегает согласно напластованию вмещающих рудное тело известняков, а второе — в виде неправильной формы линз приурочено к месту пересечения зальбанда дайки с контактовой зоной интрузива с известняками. На юго-восточном склоне рудное тело магнетита имеет неправильную форму. Размеры рудных тел как северо-западного, так и юго-восточного участков разведочными работами 1954 г. не определены.

Минералогическое исследование руд северо-западного участка показывает, что на магнетитовые руды контакт-метасоматического типа накладывается более позднее гидротермальное сульфидное оруденение.

В минералогическом составе руд участвуют, в основном, магнетит и гематит, в меньшем количестве пирит, халькопирит и ковеллин. Часто руда разбита трещинами, выполненными кальцит-кварцевым агрегатом с пиритом. Текстура руд гакситовая, участками массивная, местами пятнистая или полосчатая. На юго-восточном участке кроме основного магнетита встречаются также пирит, халькопирит и ковеллин. Сульфидные минералы являются явно наложенными. Часто они в виде

тонких прожилков проникают в мелкозернистую массу магнетита или местами, проникая по трещинам, цементируют зерна магнетита.

Химический состав железных руд Дарвадагского месторождения характеризуется содержанием Fe от 16 до 58,2%. Следует указать, что в большинстве анализированных проб содержалось кобальта в малых количествах. Однако минераграфические исследования показали отсутствие кобальтовых минералов. По-видимому, кобальт в виде изоморфной примеси присутствует в пирите.

Недостаточное изучение геологии Дарвадагского месторождения железных руд и слабая характеристика парагенетических рядов не дают ясное представление о последовательности минералообразования и генетической особенности месторождения. Во всяком случае, можно констатировать, что Дарвадагское месторождение железа относится к контактово-метасоматическому (скарно-рудному) типу умеренных глубин и генетически связано с Ново-Ивановским диоритовым и габбро-диоритовым интрузивом. Вместе с железным оруденением наблюдается также сульфидное минералообразование, представляющее гидротермальную фазу постмагматической деятельности интрузива. С этой фазой минералообразования связано, по всей вероятности, кобальтовое проявление Дарвадагского месторождения.

ЧАРДАХЛИНСКОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ ГЕМАТИТА

Чардахлинское проявление гематита расположено в 2,5—3 км к западу от с. Чардахлы Шамхорского района, в верховьях р. Гаравных-чай и носит название Зиядлидере. Селение Чардахлы связано с железнодорожной ст. Долляр шоссеиной дорогой, протяженностью 28 км.

Участок гематитовых руд характеризуется среднегорным рельефом с высотными отметками 950—1000 м. Проявление обнаружено Р. Н. Абдуллаевым. Оно приурочено к экзоконтакту Атабек-Славянского плагиогранитового интрузива. Вмещающими породами являются кварцевые плагиопорфиры верхнего байоса, падающие на ССВ под углом 20°. Кварцевые плагиопорфиры характеризуются свежим обликом и на фоне микрогранитовой основной массы выделяются крупные вкрапленники плагиоклаза (андезина) и относительно мелкие кристаллы кварца. Лишь непосредственно у рудного тела эти породы каолинизированы. Среди плагиогранитов Атабек-Славянского интрузива в районе месторождения развиты, в основном, микропегматитовые и гранофировые разности, характеризующиеся лейкократовым обликом и незначительным присутствием темноцветных минералов.

В пределах Чардахлинского проявления гематита широко развит, в основном, жильный тип оруденения. Встречаются также руды неправильной линзообразной формы.

Выявлено 10 гематитовых жил различной мощности и протяженности. Самая крупная из них, находящаяся на правом склоне ущелья Зиядлидере, имеет мощность 1—1,5 м и прослежена поверхностными выработками в северо-восточном направлении на протяжении 80 м.

Гематитовые жилы характеризуются раздувами и утонениями по простиранию вплоть до выклинивания. Основным минералом жил является гематит, реже магнетит и пирит, а из нерудных кварц. Структура руд лучистая, местами реликтовая, текстура плейчатая.

Содержание железа в анализированных пробах (по 58 пробам) колеблется в широких пределах—от 15 до 62,55%; в незначительном

Таблица железорудных проявлений

Название, географическое положение	Геологические условия, тектоника	Магматические или осадочные вмещающие породы	Форма и условия залегания рудных тел	Минералогический состав руд	Химический состав руд	Геологическое обоснование для выявления перспективности проявления
Атабекское проявление гематита Расположено в 30 км к юго-западу от г. Шамхор Азербайджанской ССР	Приурочено к эндоконтакту Атабек-Славянского плагио-гранитового интрузива	Окварцованные гематизированные и каолинизированные плагиограниты	Прожилковая форма залегания, мощность прожилков от нескольких см до 0,4 м, С-В простирания	Гематит и редко магнетит	Содержание железа в 20 анализах от 6,7 до 49,98 %	Как железорудное проявление поискового интереса не представляет. В части кобальта оно заслуживает внимания
Татарлинское проявление магнетитовых песчаников. Расположено на левом склоне долины Дзегамчая в 8 км к югу от ст. Ковляр Азербайджанской ж. д.	Приурочено к контакту туфов, кварцевых плагиопорфиров верхнего байоса и порфиритопирокластических пород киммериджа.	Туфы кварцевых порфиров и порфириты	Неправильной линзообразной формы, по максимальному 7 м. Мощность 0,8—1,2 м	Магнетит, редко гематит и кварц	Содержание железа в 5 анализах 43,84—47,33 %	Может представлять интерес как титановая руда.
Зивлянское проявление гематита. Расположено к югу от с. Зивлян Дашкесанского района Азербайджанской ССР	Приурочено к туфоконгломератам байосского яруса	Пирокластические породы, туфоконгломераты	Жильный тип образования. Простирание субмеридиональное (175°) Азимут угла падения 265 < 80°	Гематит, редко пирит	Данных нет	Как железорудное проявление представляет поисковый интерес

количестве содержится TiO_2 ; заслуживает внимания наличие кобальта во всех анализированных пробах.

Околорудные изменения, вмещающих рудные тела пород выражены в каолинизации и окварцевании кварцевых плагиопорфиров. Чардахлинское проявление гематита относится к гидротермальной стадии постмагматической деятельности Атабек-Славянского плагиогранитового интрузива, с которым устанавливается пространственная и генетическая связь. Это проявление заслуживает постановки поисково-разведочных работ для установления размера и глубины залегания выявленных и обнаружения новых жил.

ТИТАН

ПАРАГАЧАЙСКОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ РУТИЛА

Титан относится к числу элементов, широко распространенных в земной коре. Количество титановых минералов, известных в природе, достигает 60.

Наиболее распространенными титановыми минералами являются ильменит, титано-магнетит, рутил и сфен; в меньшей степени распространены брукит и анатаз. Все они обычно встречаются в виде акцессорных минералов в магматических (особенно в интрузивных), метаморфических и осадочных породах. Ильменит и титано-магнетит образуют шпилы и гнезда в основных породах или встречаются в россыпях.

Среди титановых минералов промышленное значение имеют ильменит, титано-магнетит или магнетито-ильменит и рутил, которые используются металлургической и химической промышленностью для производства металлического титана и титановых белил.

Среди промышленных титановых минералов наиболее рентабельным для переработки и извлечения металлического титана является рутил. Поэтому промышленностью некоторое предпочтение дается рутилу. Сфен, вследствие сложности технологии извлечения из него двуокиси титана, пока не имеет промышленного применения.

Металлический титан по ряду свойств в несколько раз превышает аналогичные свойства стали. Обладая прочностью стали, титан в тоже время имеет значительно меньший удельный вес (4,5). Он обладает высокой жаропрочностью, превышающей аналогичное свойство алюминиевых сплавов. Известно, что в результате трения о воздух при современных больших скоростях конструкции самолетов, изготовленные из прочных и легких сплавов, нагреваются до 200° и выше и при этом теряют прочность.

Металлический титан обладает высокой прочностью, которая не меняется при нагревании от трения до 400°.

Далее титан обладает высокой антикоррозийностью. Стойкость его при нахождении в морской воде значительно выше, чем у стали. Благодаря всем этим свойствам, металлический титан в настоящее время применяется в различных областях новейшей техники, в особенности в авиационной промышленности и в кораблестроении.

Наряду с применением титана в чистом металлическом виде, окись его издавна используется в лакокрасочной и химической промышленности в виде белил и литопона.

На территории Азербайджанской ССР имеется несколько проявлений титановых руд, принадлежащих к различным генетическим типам.

Наибольшее распространение имеют проявления осадочного происхождения, представленные титанисто-магнетитовыми песчаниками, содержащими титано-магнетит и ильменит. Они пространственно приурочены к пачке туфогенных песчаников среднеюрского возраста, широко развитых в пределах северо-восточного склона Малого Кавказа. Эти месторождения расположены в Дашкесанском, Шаумяновском и Гадрутском районах.

К числу месторождений осадочного происхождения относятся также морские россыпи содержащих титан и ванадий авгито-магнетитовых песков, распространенных на юго-западном побережье Каспийского моря у гор. Ленкорань и Астара.

Месторождение метаморфического происхождения представлено рутилоносными вторичными кварцитами, распространенными в районе Парагачайского андалузитового месторождения.

Месторождений типично магматического происхождения на территории Азербайджанской ССР еще не обнаружено, но имеются благоприятные условия для поисков и нахождения их в районе распространения основных и ультраосновных интрузивных пород.

Подробные сведения, характеризующие проявления титанистых магнетитовых песчаников и песков, изложены в разделе «Железные руды осадочного происхождения».

Что же касается проявления собственно титановых руд, то оно представлено Парагачайским проявлением рутила, которое является титановым месторождением метаморфического генезиса.

Парагачайское проявление рутила находится в Ордубадском районе Нахичеванской АССР. Оно расположено на южном склоне г. Капуджих (3917 м)—наивысшей точке Конгуро-Алангезского хребта.

Парагачайское проявление андалузита и ассоциирующий с ним лазулит были изучены С. А. Мовсесяном [275, 276].

В 1939—1940 гг. Ордубадской поисковой партией Азгеолуправления проводились поисковоразведочные работы на андалузит.

В 1945 г. под руководством М.-А. Кашкая проводилось геохимическое изучение Ордубадского рудного района [208], а в 1946 г. им же совместно с М. А. Мустафабеги была составлена геолого-петрографическая карта Парагачайского проявления.

В 1945—1947 гг. Ш. А. Азизбеков и Р. Н. Абдуллаев [27] проводили геологосъемочные работы в юго-западной части Конгуро-Алангезского хребта. В результате исследований они дали подробную геолого-петрографическую характеристику пород, слагающих район месторождения, в том числе интрузивов полифазного Мегри-Ордубадского плутона.

Перечисленные выше исследования не затрагивали вопроса о закономерности распространения рутила на Парагачайском проявлении. Специальное изучение этого месторождения для выявления его перспектив на титановое сырье проводилось нами в 1954—1955 гг. совместно с поисковой партией Азгеолуправления. М.-А. Кашкаем и нами проводились детальные минералого-петрографическое, химическое, спектральное, термическое и рентгенометрическое исследования рутила и андалузита [365].

Геологическое строение района

В геологическом строении юго-западного склона Конгуро-Алангезского хребта, представляющего собой юго-западное крыло крупной антиклинальной складки, участвуют породы вулканогенной толщи нижнего эоцена. Они представлены роговообманковыми и пироксеновыми андезитами и их туфами. Вулканогенные породы нижнего эоцена прорваны мощным полифазным Мегри-Ордубадским интрузивом, представленным тремя фазами внедрения: «первой, более ранней — тоналитовой, второй, промежуточной — монцонитовой и третьей, более поздней — граносиенитовой» (по Ш. А. Азизбекову и Р. Н. Абдуллаеву [27]). Породы различных фаз имеют неравномерное развитие.

Наибольшее развитие имеют породы второй фазы (монцонитовой), которые занимают площадь до 50 км² и образуют два разобщенных выхода. Породы третьей граносиенитовой фазы развиты в наиболее возвышенной части района. Они характеризуются наличием в их составе, наряду с граносиенитами и гранодиоритами, также шлировых диоритов, габбро-диоритов и габбро.

Эти породы особенно развиты в приконтактной зоне интрузива с вмещающими породами нижнеэоценовой вулканогенной толщи. В результате взаимодействия интрузива с вмещающими породами, последние на значительной площади метаморфизованы и превращены в роговики и вторичные кварциты, содержащие в себе андалузит, рутил, слюды и другие минералы.

Вторичные кварциты слагают верховья р. Парагачай и область ее правобережья, протягиваясь полосой в юго-западном направлении до ущелья Ковурмадере.

По минералогическому составу среди вторичных кварцитов выделяется несколько разновидностей, в том числе кварц-андалузитовые, с переходом в чисто андалузитовые породы с рутилом и кварц-серицитовые, переходящие преимущественно в кварцевые.

Несмотря на значительное площадное развитие вторичных кварцитов, разновидности, содержащие андалузит и местами рутил, выявлены на площади до 2 км².

Морфология проявления

Площадь распространения рутилсодержащих вторичных кварцитов ограничена с севера, северо-востока и востока слабометаморфизованными андезитами и туфогенными породами нижнего эоцена, с юга интрузивными породами, а с запада серицитовыми ожелезненными кварцитами, переходящими в пропилитизированные и слабометаморфизованные андезиты, которые в виде небольших участков, встречаются также среди вторичных кварцитов. Последние разбиты системой трещин различных направлений, из коих преобладающими являются СЗ 280—320° и СВ 80°. Падение трещин пологое, под углом 35—40°. К трещинам, пустотам и особенно к местам сопряжения их приурочены скопления кристаллов рутила, в ассоциации с мусковитом и андалузитом.

Рутилоносные трещины обычно имеют небольшую мощность. Иногда серия параллельных прожилков образует полосу. Такие рутилоносные зоны наблюдаются в северной — северо-восточной части проявления в районе штолен № 2 и 4 (рис. 1).

Наряду с крупнокристаллическим рутилом, во вторичных кварцитах содержится также мелкокристаллический рутил, в виде вкрапленников. Последний наблюдается вдали от трещиноватых зон, на периферии их, в сравнительно плотных кварцитах.

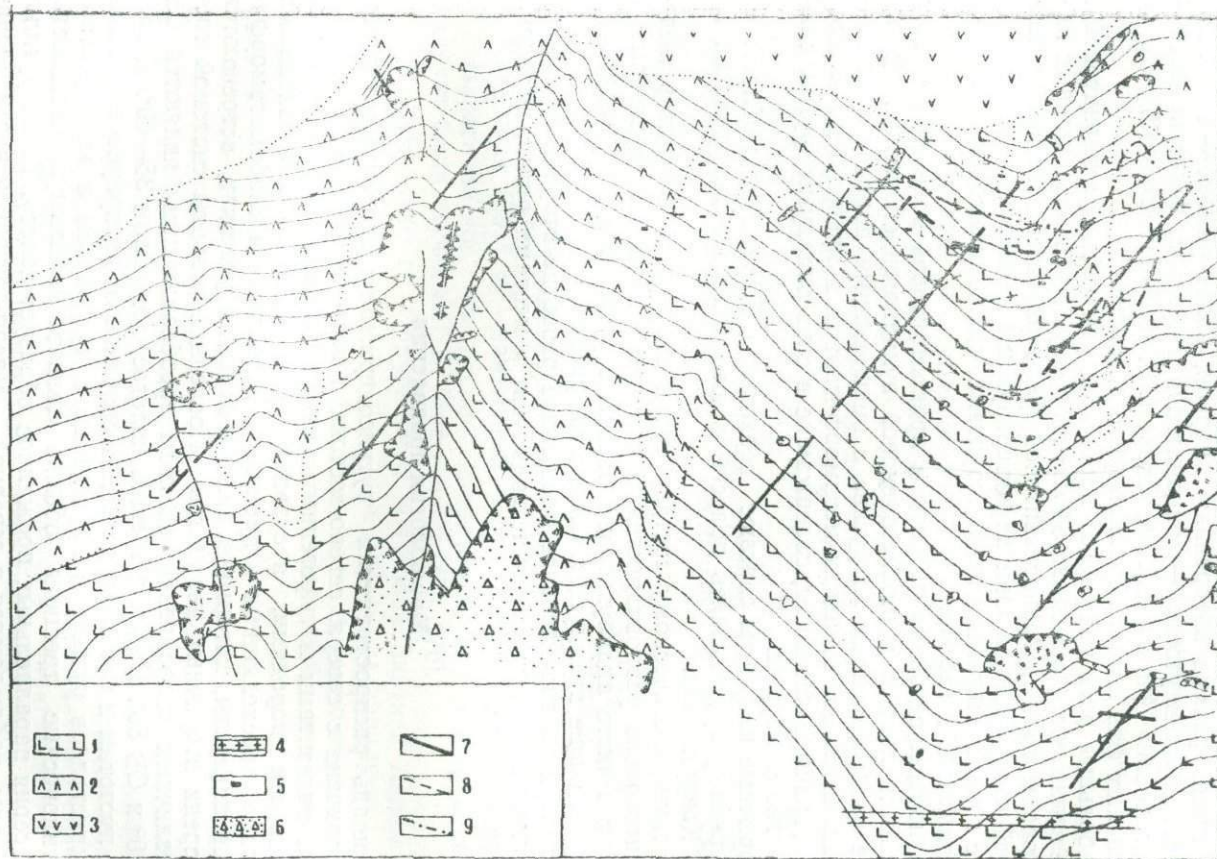


Рис. 1. Геологическая карта Парагачайского рутило-андалузитового месторождения
 1—вторичные кварциты; 2—андезиты измененные; 3—андезиты; 4—дайка гранит-порфира; 5—шурфы; 6—делювий, вторичные кварциты; 7—каналы; 8—направление трещин; 9—контур рутилоносного участка.

Рутилоносные вторичные кварциты Парагачайского проявления по минералогическому составу представлены несколькими разновидностями, из коих главнейшими являются следующие:

1) кварц-андалузитовые, содержащие мусковит, серицит и рутил; переходные разновидности их преимущественно андалузитовые, андалузито-мусковитовые и кварц-андалузито-серицитовые;

2) кварц-мусковит-серицитовые, с переходами в кварц-мусковитовые, кварц-серицитовые и существенно кварцевые, ожелезненные разновидности, с незначительным содержанием андалузита.

Во вторичных кварцитах присутствуют также эпидот (клиноцоизит), пренит, циркон, силлиманит, реже корунд. Встречаются также пиррофиллит, каолинит, диаспор, дистен, биотит, хлорит, ортоклаз, альбит, аллофан, железная слюдка, пирит, гетит, лимонит и др. Рутил присутствует почти во всех разновидностях в виде скоплений кристаллов или мелких вкрапленников, рассеянных в кварцитах.

Наблюдается определенная закономерность в распределении перечисленных выше разновидностей кварцитов. Ближе к контакту интрузива (в юго-восточной и северо-восточной частях участка) развиты кварциты с большим содержанием андалузита и рутила. С удалением от контакта (в западном и юго-западном направлении) кварциты переходят в кварц-серицитовые, каолинизированные и ожелезненные разновидности, не содержащие андалузит и рутил.

В северной и местами в северо-восточной частях участка с приближением к контуру вулканогенной толщи кварциты переходят в пропилитизированные и окварцованные андезиты. В этих породах плагиоклазы замещены серицитом, содержащим мельчайшие зерна андалузита.

Ниже приводится описание вторичных кварцитов.

Кварц является наиболее распространенным минералом вторичных кварцитов; он, в основном, мелкозернистый с изометрическими и неправильной формы зернами. В промежутках зерен кварца часто располагаются идиоморфные, призматические вкрапленники рутила и призматические или ромбовидные кристаллики андалузита, являющиеся по времени выделения более ранними, чем кварц.

Крупные, хорошо ограненные кристаллы кварца, величиною в 4—5 см, встречаются в трещинах и пустотах, образуют друзы совместно с кристалликами рутила, андалузита и таблитчатыми кристаллами мусковита.

Андалузит является следующим после кварца распространенным минералом среди кварцитов Парагачая. Андалузит, в основном находится в мелкоагрегатном скоплении в ассоциации с рутилом, кварцем, мусковитом и другими минералами, редко образует щетки и друзы призматических кристаллов. Размеры удлиненных индивидов доходит 1—2 см. В поперечном сечении они имеют форму ромба, длинная диагональ которого равна 3—5 см. Кристаллы вытянуты по (001). Наиболее развиты грани призмы (110), а местами (011).

Кристаллы андалузита имеют призматическую, в поперечных разрезах ромбическую форму. Размеры их в породе от $0,2 \times 0,3$ до $0,4 \times 0,9$ мм. Совершенная спайность ясно выражена по (110). Кристаллы его нередко пятнами замещаются серицитом, который иногда образует каемку.

Коэффициент преломления андалузита по $Ng' = 1,648$, $Np' = 1,68$.

Слюды — мусковит и серицит — встречаются почти во всех типах вторичных кварцитов. Первый из них в виде чешуек, листочков и кристаллов размером до 1—2 см в поперечнике наблюдается в рутилонос-

ных трещинах и пустотах, образует скопления совместно с кварцем и другими минералами. Серицит обычно является продуктом разрушения андалузита, образует каемки вокруг его кристаллов или же в виде пятен замещает андалузит.

Циркон встречается редко, в виде прямоугольных, бесцветных, светло-бурых кристалликов, с высоким двупреломлением. Иногда наблюдаются двойники. В отдельных шлифах кристаллы циркона образуют небольшие скопления, состоящие из 5—7 зерен, размером 3—5 сотых, реже выражены в десятых долях миллиметра.

Диаспор в виде пластинчатых кристаллов с высокой интерференционной окраской замещает кристаллы андалузита, имеет небольшое развитие.

Пренит встречается редко. Бесцветные кристаллы в виде чешуек и радиально-лучистого строения, с аномальной интерференционной окраской и неравномерным погасанием.

Лазулит встречается редко, в существенно богатых андалузитом кварцитах. Он образует голубого цвета агрегатные скопления или примазки, состоящие из мельчайших частиц. Размеры зерен достигают 1—1,5 мм, плеохроируют от синевато-голубого по Np до светло-голубого по Ng.

По исследованию С. А. Мовсесяна [264], для лазулита Парагачая получены следующие константы:

Показатель преломления:

Ng —1,634±0,003	Cn	Ng	Nm	Np
Nm—1,625±0,003	I	90°	36°	54°
Np—1,621±0,003	II	85°	55,5°	35,5

Угол оптических осей $2v = -70^\circ$.

По его данным спайность, наблюдаемая в двух направлениях, развита слабо. При этом ось Ng лежит в плоскости одной спайности, а вторая плоскость спайности составляет с ней небольшой угол (5—6°).

Силлиманит встречается в виде мелких удлиненных призмочек реже волокнистой формы. Местами он замещает андалузит. Минерал бесцветный, с высоким показателем преломления: Ng=1,674; Np=1,659; с положительным удлинением и прямым погасанием.

Дистен, наряду с андалузитом, образует пластинчатые кристаллы, размером от 0,7 до 1,5 мм. Для него характерна спайность в двух направлениях (по 100 и по 110) и косое погасание. По сравнению с андалузитом дистен образует более крупные кристаллы.

Рутил представляет собою главный объект наших исследований. Он встречается в виде вкрапленников, рассеянных в кварцитах, в виде скоплений и прожилков, а также крупных кристаллов образующих друз в ассоциации с кварцем и андалузитом (рис. 2). Очень редко встречается массивный зернистого строения агрегат, представляющий собою плотное срастание кристаллов рутила, с редкими включениями андалузита и мусковита.

В шлифе призматические кристаллы рутила имеют желтовато-коричневую и бурую окраску. Рутил характеризуется высоким светопреломлением и двойным лучепреломлением.

Идиоморфные призматические зерна рутила обычно окружены зернами кварца, которые по отношению к рутилу являются более поздними образованиями.

При микроскопическом исследовании выявляются кристаллы разных различных размеров — от $0,1 \times 0,3$ до $0,5—0,8$ мм, достигая $2 \times$

6 мм. Наблюдаются ясно выраженные кристаллографические очертания с совершенной спайностью по призме (110) и слабое по пинакоиду (100) .

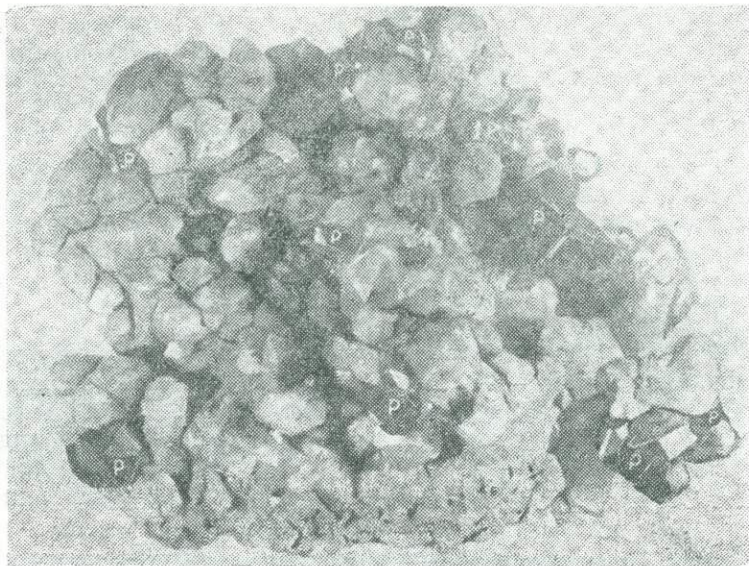


Рис. 2. Друзы кристаллов рутила (p) и кварца.

Облик кристаллов рутила призматический, осложненный комбинациями, столбчатый, таблитчатый; нередко встречаются двойники, в том числе коленчатые с плоскостью срастания (011) (рис. 3). Он образует также мелкие игольчатые скопления во вторичных кварцитах.

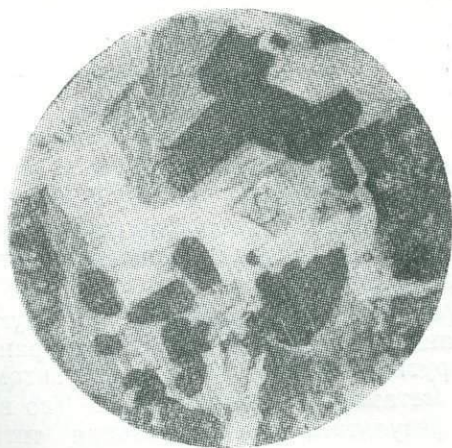


Рис. 3. Кристаллы и коленчатые двойники рутила. $\times 36$, Ник. II.

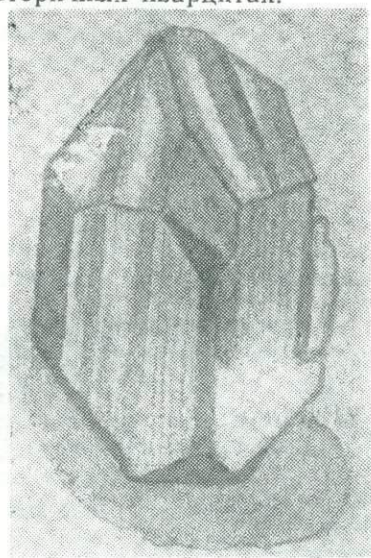


Рис. 4. Кристалл рутила с штрихами по оси.

Интерес представляют крупные монокристаллы, которые нами подверглись тщательному исследованию. Рутил в таких друзах образует крупные (до 4 см) тетрагональной сингонии монокристаллы, вытянутые по оси C , вдоль которой наблюдается характерная штриховатость (рис. 4).

Кристаллы рутила из Парагачая были исследованы Г. Х. Эфендиевым, штуф зернистого агрегата рутила проанализирован в геохимической лаборатории Института геологии Академии наук Азербайджанской ССР и получены следующие результаты (в %):

	Монокристалл	Штуф
SiO ₂	0,64	4,07
TiO ₂	92,26	85,06
Al ₂ O ₃	нет	3,47
Fe ₂ O ₃	5,65	5,47
MgO	следы	нет
MnO	нет	—
CaO	0,53	нет
П. п. п.	0,78	0,90
H ₂ O 110°	—	0,59
Сумма	99,86	99,57

Содержание окиси железа (5,65%), по-видимому, следует отнести за счет наличия в кристалле рутила изоморфной примеси молекул минерала нигрина. Содержание в агрегатном рутиле Al₂O₃ в количестве 4,07% и SiO₂ 3,47% указывает на наличие в нем включений андалузита.

Спектральные анализы монокристалла рутила и штуфа производились в лаборатории ВИМСа и дали следующие результаты (в %):

	Монокристалл	Штуф
Ti	> 1	> 1
Fe	до 1	до 1
V	1	1
Si	" 0,1	" 0,1
Al	" 0,1	" 0,1
Cr	" 0,1	до 0,01
Mg	до 0,01	" 0,1
Mo	" 0,01	—
W	" 0,01	" 0,01
Cu	" 0,01	" 0,01
Sb	" 0,01	" 0,01
Zn	" 0,01	" 0,01
Sn	" 0,01	" 0,01
Mn	" 0,001	" 0,001
Ni	" 0,001	" 0,001
Zr	" 0,001	—

О генезисе рутила

Рутил обычно образуется при высоких температурах и широко распространен в гнейсах, слюдистых сланцах. Крупные кристаллы этого минерала образуют друзы в жилах «альпийского типа».

Рутил встречается в качестве акцессорного минерала в интрузивных породах, богатых роговой обманкой, а также в основных и гранитных пегматитах. Особенно часто рутил в ассоциации с андалузитом и другими минералами образуется в метаморфических породах (во вторичных кварцитах, грейзенах) в результате преобразования титансодержащих минералов.

Парагачайское месторождение рутила относится к последнему типу. Оно приурочено к вторичным кварцитам, образовавшимся в результате метаморфических процессов, вызвавших преобразование первичных, титансодержащих пород и превращение их во вторичные кварциты, роговики частично в грейзены, с выделением рутила, андалузита, кварца, слюд и других минералов. В минералогическом составе вторич-

ных кварцитов рутил является постоянной примесью, а в грейзенах он является второстепенным минералом, участвующим в составе всех минеральных фаций, наряду с постоянными минералами.

Минералогическая ассоциация рутилоносных пород и размеры монокристаллов рутила, кварца и мусковита позволяют полагать, что в формировании рассматриваемого месторождения, наряду с гидротермальными процессами, некоторое участие принимали процессы пневматолитической стадии деятельности интрузии.

Физико-химические условия образования вторичных кварцитов и составляющих их минералов по литературным данным характеризуются выносом одних и переотложением других веществ исходной породы. При этом привносятся вода, S, F, Cl, B, P и тяжелые металлы, кроме Fe. Наиболее постоянные компоненты: Si, Al, Ti, Fe, будучи менее подвижными, входят в состав постоянных минералов вторичных кварцитов, а наиболее подвижные K, Na, Mg, Ca выносятся и фиксируются по периферийной зоне.

Источником титана для образования рутила служат титановые минералы: титано-магнетит и сфен, содержащиеся в первичных эффузивных и интрузивных породах в качестве акцессорных минералов.

Качественная характеристика рутилоносных вторичных кварцитов и оценка перспектив месторождения

Рутило-андалузитовая минерализация приурочена к системе трещин двух направлений СЗ 280—320° и СВ 80°. В узлах сопряжения этих трещин констатируется скопление кристаллов рутила и андалузита в ассоциации с крупнокристаллическим кварцем и мусковитом.

Рутилоносные трещины имеют незначительную мощность, прослеживаются по протяженности до 20 м и выклиниваются.

Ограниченные размеры выявленной рутилоносной площади и низкое содержание двуокиси титана не позволяют отнести Парагачайское месторождение рутила к категории промышленных месторождений собственно титанового сырья.

Это месторождение может быть рекомендовано для комплексной разработки месторождения андалузита, идущего на изготовление высокоогнеупорного материала «муллита» с попутным извлечением рутила для переработки его и извлечения двуокиси титана.

Что же касается практического использования титанистых магнетитовых песчаников, то исследование по линии разработки методов извлечения из двуокиси титана проводилось Институтом химии Академии наук Азербайджанской ССР. В результате применения отработанной серной кислоты исследователям удалось извлечь из магнетитовых песчаников большую часть содержащейся в них двуокиси титана.

Наличие в нашей республике титансодержащих железных руд осадочного происхождения диктует необходимость детального изучения их с целью выявления промышленных запасов и разработки технологии получения двуокиси титана в заводском масштабе.

Развитие химической промышленности в Азербайджанской ССР и строительство в гор. Кировабаде алюминиевого завода по переработке заглиских алунитов позволит получать серную кислоту, необходимую для обработки титанистых железных руд кислотным методом и получения из них двуокиси титана.

С этой точки зрения проявлений титанистых железных руд, расположенные в Дашкесанском районе, вблизи Кировабада, находятся в благоприятных экономических условиях и могут быть использованы в первую очередь.

Одновременно необходимо провести исследование в направлении разработки метода получения титана металлургическим способом из шлаков, при плавке титанистых магнетитовых песчаников для получения железа. Дашкесанская группа проявлений титанистых магнетитовых песчаников изучена на ограниченной площади в долине р. Кашкарчай только по простиранию залежи. Другие проявления титанистых магнетитовых песчаников, расположенные в Шамхорском, Гадрутском районах и в других пунктах еще не затронуты детальным геологическим исследованием.

Исходя из этого, месторождения, расположенные в Дашкесанском районе, требуют дальнейшего изучения их геологоразведочными работами для выявления запасов многочисленных разрозненных залежей, расположенных в ряде пунктов северо-восточного склона Малого Кавказа. Эти запасы, возможно, позволят организовать плавку титанистых железных руд, с извлечением двуокиси титана из шлаков.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТИТАНИСТЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД ОСАДОЧНОГО ГЕНЕЗИСА

Осадочные месторождения титанистых железных руд в ряде мест Малого Кавказа представлены титанистыми, магнетитовыми песчаниками, а в Ленкоранской тектонической области титаноносными и ванадиеносными магнетито-авгитовыми песками. Эти месторождения различаются тем, что на Малом Кавказе титанистые магнетитовые песчаники приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам средней (бат) и верхней юры, в то время как на Ленкоранском побережье Каспийского моря магнетитовые пески продолжают образовываться в настоящее время. Сравнительное изучение их позволяет говорить с большей уверенностью об условиях формирования древних образований.

Месторождения титанистых магнетитовых песчаников на Малом Кавказе

В междуречье Гянджачая и Таузчая, а также в Дашкесанском рудном районе титанистые магнетитовые песчаники широко распространены.

Титанисто-магнетитовые песчаники осадочного генезиса приурочены к осадочно-вулканогенным свитам средней и верхней юры. Таким образом, они характеризуют определенно выдержанные горизонты на северо-восточном склоне Малого Кавказа, образовавшиеся в прибрежной части моря. По выходам титанисто-магнетитовых песчаников и их вмещающих пород можно восстановить историю геологического развития района их распространения.

Исследования М.-А. Кашкая в Дашкесанском рудном районе позволили уточнить стратиграфическое положение магнетитовых песчаников, где они располагаются среди батских красно-лиловых песчаников и туфобрекчий, которые подстилаются непосредственно фаунистически охарактеризованным горизонтом желтых полимиктовых песчаников, туфопесчаников и туфобрекчий нижнего бата.

Основные проявления титанисто-магнетитовых песчаников на северо-восточном склоне Малого Кавказа известны в следующих районах:

I. В Дашкесанском районе: 1) по р. Тутунцару, 2) на г. Баянсар, 3) у северной окраины с. Нижний Дашкесан, 4) восточнее г. Шарукар в местности Гюллюдже, 5) у с. Заглик, 6) у юго-восточной окраины с. Дастафюр, 7) близ с. Шахвелетли.

II. В Шамхорском районе: 1) Чинарлы, 2) Новлудере, 3) Ирмашлыдере и Сулудере, 4) Сейфали, 5) Кыз-Галасы, 6) Молла-Османлы, 7) Тылтапе, 8) Карабулах и др. Они встречаются также по рр. Таузчай, Асрикчай и в ряде районов Малого Кавказа.

Выше горизонта красно-лилового цвета, содержащего титанистые магнетитовые песчаники, располагаются туфоконгломераты с крупными обломками.

В аналогичных же геологических условиях находятся магнетитовые песчаники в районе Алабашлинского месторождения.

Выяснение стратиграфического положения магнетитовых песчаников важно с точки зрения выработки поисковых критериев для этого горизонта с железом и титаном.

Титанисто-магнетитовые песчаники Дашкесанского района

В Дашкесанском районе титанисто-магнетитовые песчаники встречаются на северо-восточном и юго-западном крыльях Дашкесанского синклинария. Как было отмечено выше, они приурочены к верхам выделенной и фаунистически охарактеризованной М. А. Кашкаем свиты нижнего бата. Морфологически все они представлены пластообразными залежами различных размеров.

Из титанисто-магнетитовых песчаников Дашкесана в литературе упоминается только месторождение, расположенное в долине Тутунцару. Это месторождение и остальные проявления, указанные ниже, изучались упомянутым автором.

На северо-восточном крыле Дашкесанской синклинали проявления титанисто-магнетитовых песчаников встречаются от западного склона г. Баянсар до с. Заглик в следующих пунктах: 1) Баянсарское — у начала балки Чалунцару у горнорудного предприятия «Дашкесанкобальт»; 2) месторождение Тутунцару, обнажающееся по левому склону одноименного ручья и прослеживающееся к югу по р. Кошгарчай; 3) Нижне-Дашкесанское, расположенное к северу от одноименного селения над крутым поворотом дороги; 4) Восточно-Шарукарское — по дороге на г. Кырвакар от с. Шарукар; 5) Шарукарское — к востоку от с. Шарукар; 6) Гейлюкское — на поляне Гейлюк между с. Шарукар и с. Заглик; 7) Загликское — у северного края с. Заглик в местности Новлудебулах.

На юго-западном крыле Дашкесанской синклинали проявления титанисто-магнетитовых песчаников отмечены в следующих пунктах: 1) Ахмедлинское, по правому притоку ручья Ахмедлису; 2) Шахвелетлинское — в одноименной балке к северу от с. Дастафюр; 3) Первое Дастафюрское — к востоку от селения на левом берегу реки; 4) Второе Дастафюрское — на вершине г. Сарыял (1720 м). Кроме этих отмечаются небольшие выходы между ними и ряд выходов магнетитовых песчаников или их обломков на правом склоне долины р. Дастафюрчай, где они, по-видимому, кустарно разрабатывались в прошлом, о чем свидетельствуют отвалы и шлаки.

Проявление Тутунцару

Титанисто-магнетитовая залежь Тутунцару является наиболее крупной и расположена в южной части Северного кобальтового месторождения. Геморфологические условия залежи таковы, что она обнажается долиной р. Тутунцару по простиранию, а долиной р. Кошгарчай — по падению.

Титанисто-магнетитовые песчаники пересекают р. Тутунцару, примерно, в 1 км выше горнорудного предприятия «Дашкесанкобальт», и далее переходят на правый склон долины реки. Рудный пласт прослеживается, в основном, на левом склоне долины р. Тутунцару с перерывами более 1 км на северо-запад от указанного пункта русла реки. Западное и юго-западное продолжение пласта обнажается на правом склоне долины р. Кошгарчай еще на 1 км с перерывами вкост простирания, опускаясь до названной реки. Это проявление прорывается рядом даек, из них наибольшей в длину является дайка крупновкрапленного лабрадорного порфирита, простирающегося в северо-западном направлении, при мощности 3 м.

Продолжение пласта прослеживается еще на 40 м ниже водопада, по левому берегу р. Кошгарчай, на высоте 60 м от уреза реки, на абсолютной высоте 1320 м.

Перерывы залежи наблюдаются через 200—250 м, что обусловлено частичной эрозией ее по балкам и покрывкой делювия.

В геологическом строении месторождения принимают участие вулканогенно-осадочные породы, представленные желтыми и зеленоватыми туфопесчаниками, туфобрекчиями и туфоконгломератами, в которых найдена руководящая фауна нижнего бата. К верхней части этой свиты приурочены красно-бурого и лилового цвета туфопесчаники и туфобрекчии, заключающие титанисто-магнетитовые песчаники. Указанная свита в долине р. Кошгарчай частично ороговикована и содержит включения галек нижележащих пород и вкрапления пирита.

Залежь залегает согласно с вмещающими красно-лиловыми песчаниками и туфобрекчиями. Местами угол падения залежи крутой, что обуславливается дизъюнктивными дислокациями.

Титанистые магнетитовые песчаники Шамхорского и Таузского районов

Проявления титанистых магнетитовых песчаников в междуречье Шамхорчая и Кошгарчая были известны для отдельных пунктов.

О шамхорских титанистых магнетитовых песчаниках сведения имеются в конце XIX в. в нескольких номерах газеты «Кавказ» в статьях И. Сегаль и др. Тогда же были выполнены в Париже М. Дель несколько десятков химических анализов, которые затем были опубликованы в 1897 г. в газете «Кавказ» № 288. Позже об этих песчаниках сообщается В. В. Вебером, затем сведения о них приводятся Л. Конюшевским, К. Н. Паффенгольцем, И. А. Ширванзаде, Э. Т. Шихалибейли, Р. Н. Абдуллаевым, С. М. Сулеймановым и др. и более подробно М.-А. Кашкаем, Э. Т. Байрамалибейли; по результатам работ последних авторов приводится ниже описание.

В междуречье Гянджачая и Таузчая титанистые магнетитовые песчаники, так же как и для многих районов северо-восточного склона

Малого Кавказа, образуют пластообразные залежи, приуроченные в основном к осадочно-вулканогенным толщам бата. Они образуют выдержанный горизонт на большом протяжении, однако рудоносные участки имеют от 200 до 1000 м по протяжению. В соответствии с общей тектоникой районов их распространения падение титанисто-магнетитовых песчаников равно от 12 до 45°.

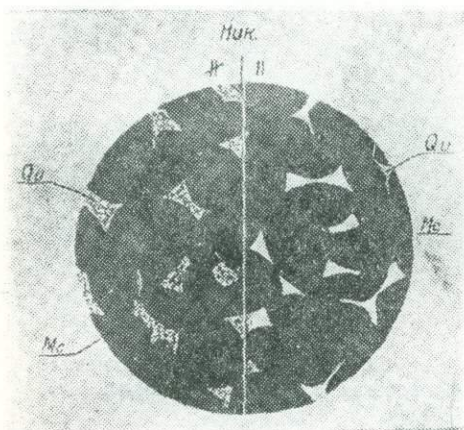


Рис. 5. Шлиф № 50. Олигомиктовый магнетитовый (Mc) туфопесчаник с поровым кварцево-железным (Qu) цементом. $\times 8$.

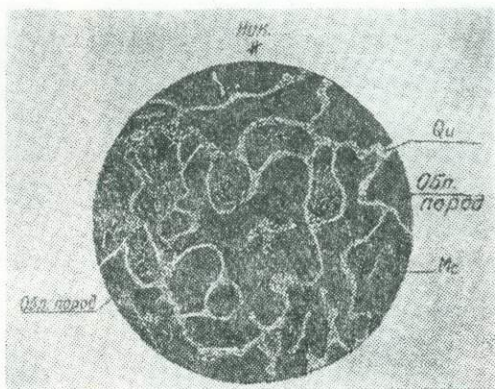


Рис. 6. Шлиф № 47. Олигомиктовый магнетитовый (Mc) туфопесчаник с поровым кварцево-железным (Qu) цементом. $\times 8$.

Ниже рудного горизонта располагаются слоистые туфопесчаники, туфобрекчии, туфоконгломераты или более грубообломочные их разновидности в виде агломератных туфов, относящихся по возрасту к нижнему бату. Далее вниз они переходят в кварцевые порфиры и их туфы (верхний байос).

Выше рудного горизонта располагаются туфобрекчии, грубообломочные туфоконгломераты с крупными валунами, относящиеся к батскому возрасту. Местами на размытую поверхность горизонта титанисто-магнетитовых песчаников налегают отложения верхней юры и более молодые образования.

По литологическому составу рудный горизонт состоит из различного типа олигомиктовых (рис. 5, 6, 7) и полимиктовых (рис. 8, 9) туфопесчаников, среди которых к собственно титанистым магнетитовым

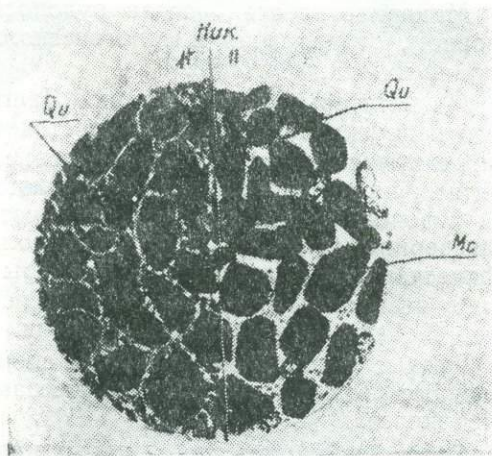


Рис. 7. Шлиф № 61. Олигомиктовый магнетитовый (Mc) туфопесчаник с поровым цементирующим кварцево-железным (Qu) цементом. $\times 8$.

рудам относятся магнетитовые туфопесчаники с содержанием титанистых минералов, титанистые магнетитовые и магнетито-лимонитовые туфопесчаники. Между ними имеются взаимные переходы или же они фациально переходят в туфопесчаники с различным содержанием пирокластолитов.

Распределение рудных минералов среди титанистых магнетитовых туфопесчаников как от подошвы к кровле, так и по его простиранию неравномерное и обуславливается процессом седиментации, что связано с

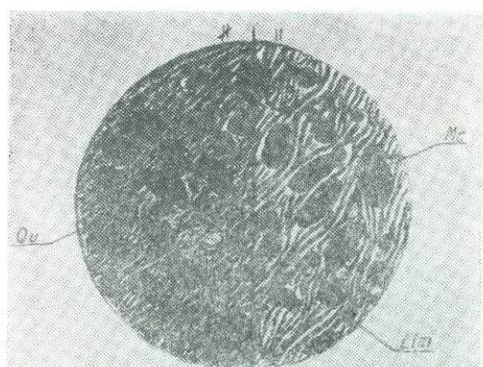


Рис. 8. Шлиф 46. Полимиктовый магнетитовый (Mc) туфопесчаник с флюидальным потоком лимонитизированных (Lim) растворов. $\times 8$.

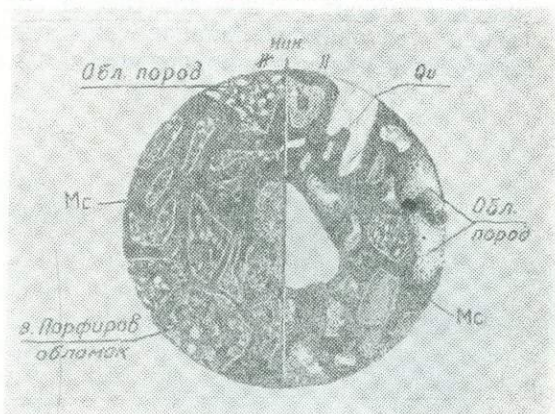


Рис. 9. Шлиф. № 51. Полимиктовый магнетитовый туфопесчаник с обломками пород. $\times 8$.

одновременным накоплением осадков, приносимых с суши, отсортированных зерен магнетита и продуктов подводного извержения. Этот рыхлый материал в дальнейшем в результате диагенеза сцементировался.

Минералогический состав титанистых магнетитовых песчаников

Минералогический состав рудоносных туфопесчаников зависит, в основном, от различия литологического состава материнских пород и условий их седиментации.

Магнетитовые туфопесчаники Дашкесанского, Шамхорского, Таузского и других районов северо-восточного склона Малого Кавказа характеризуются лиловым, буро-красным, светло-бурным и темно-серым цветами; на их поверхности выделяются черные минералы магнетита. Эти рудоносные породы характеризуются различной зернистостью — от мелкозернистых до крупных или монолитных. Структура магнетитовых туфопесчаников кластическая. Размеры зерен от 0,1 до 1 мм, а в некоторых разностях и больше. Большинство образцов обладает магнитными свойствами в различной степени.

Рудные и нерудные минералы сцементированы агрегатами кварца, включают редкие зерна хлорита, местами имеются бурые пленки гидроокиси железа.

Соотношение цемента в рудных и нерудных минералах неравномерное. Наиболее богатые разновидности магнетитовых туфопесчаников из ущелья р. Тутунцару содержат до 75—85% магнетита, а в образцах из Шамхорского района 60—70%.

Из рудных минералов присутствуют магнетит, гематит, мартит, ильменит, титано-магнетит и др. (рис. 10, 11, 12, 13, 14).

Из нерудных минералов содержатся кварц, актинолит, циркон, каолинизированные полевые шпаты; из вторичных — лимонит, хлорит, эпидот и др.

Магнетитовые зерна окатаны и под микроскопом характеризуются ячеистой и ямчатой поверхностью (рис. 11, 12) с синевато-серым отражательным эффектом. Зерна магнетита часто сцементированы кварцево-гелевым веществом. Иногда наблюдается ориентированность в расположении магнетитовых зерен, которые, цементируясь, напоминают флюидальные потоки. Степень окатанности зерен не одинаковая. Наряду с хорошо окатанными имеются неправильные формы со сглаженными углами. На поверхности магнетита можно наблюдать тонкую штриховатость или трещиноватость, появившуюся вследствие катаклаза.



Рис. 10. Песчаник с титаномagnetитом.



Рис. 11. Магнетитовый песчаник на левом берегу р. Тутунцару выше старых штолен.

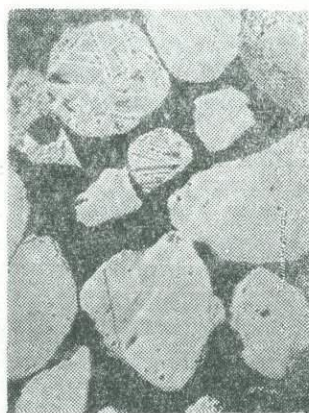


Рис. 12. Магнетитовый песчаник. Сочетание ильменита (ilm), магнетита (mt) и гематита (he) в зерне титаномagnetита. Загликское месторождение. $\times 145$.

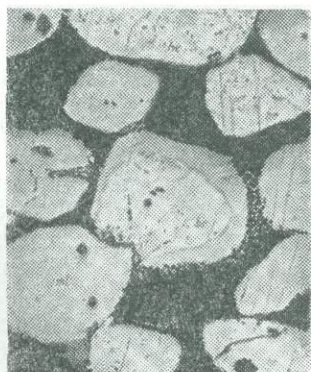


Рис. 13. Магнетитовый песчаник. Замещение зерен магнетита (mt) гематитом (he). Загликское месторождение. $\times 145$.

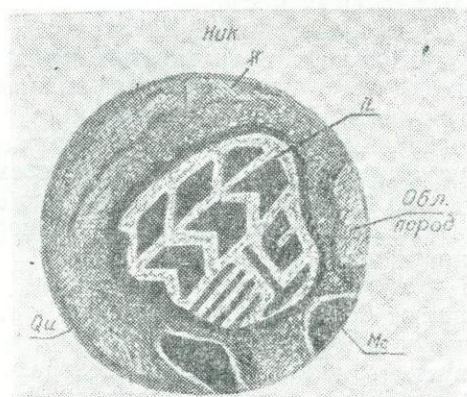


Рис. 14. Шлиф № 12. Скелетная структура титаномagnetита (iL). $\times 20$.

На поверхности магнетитовых кристаллов наблюдается мартитизация или лимонитизация.

Гематит по внешней форме подобен магнетиту, но зерна его более мелкие. Часто сплошной гематит представляет собой обломки мартитовых руд, в которых зерна магнетита, в той или иной степени, замещены гематитом. Характер замещения различный.

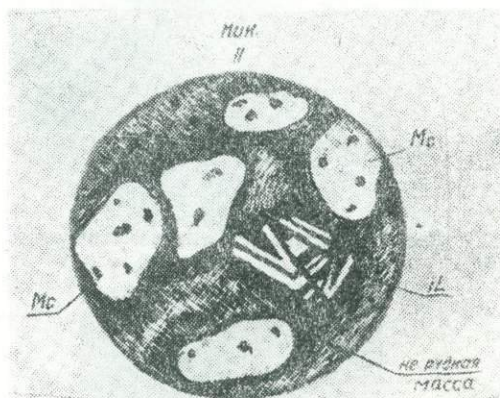


Рис. 15. Пол. Шлиф № 47. Ямчатая поверхность магнетита (Mc) и решетчатая структура титаномагнетита (iL).

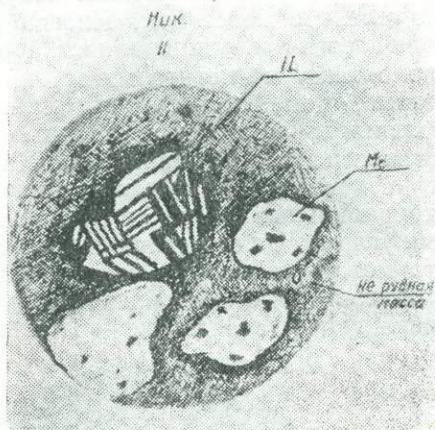


Рис. 16. Пол. Шлиф № 34. Ямчатая поверхность магнетита (Mc) и решетчатая структура титаномагнетита (iL)

Ильменит (и титаномагнетит) является довольно интересным минералом в ассоциации магнетита. Он также различно окатан. Зерна ильменита часто переходят в титанистый магнетит с характерной скелетной или решетчатой структурой титаномагнетита. На поверхности титанистых минералов наблюдается лейкоксеновая оболочка.

Гидроокислы железа придают цементу темно-бурый оттенок в проходящем свете, а присутствие пелитового материала делает цемент мутным, слабо реагирующим на поляризованный свет.

Химическая характеристика титанистых магнетитовых песчаников

Химический состав рудоносных туфопесчаников варьирует в больших пределах и зависит от количественного соотношения рудных и нерудных минералов. Было проведено довольно много химических анализов из различных месторождений титанистых магнетитовых песчаников междуречья Кошгарчай и Шамхорчай.

В Дашкесанских титанистых туфопесчаниках содержание железа, по данным более 90 химических анализов, колеблется от 30 до 50%, в редких случаях больше, а местами (в трех анализах) — 13—18%. Резкие колебания наблюдаются в содержании кремнезема: по данным тех же 90 анализов содержание кремнезема колеблется от 10 до 50%. Количество двуокиси титана связано с титаномагнетитом. Железо, в основном, входит в состав рудных минералов и лишь часть его связана с темноцветными минералами.

В чистом магнетите (магнитной фракции) окись и закись железа составляют более 97%, а двуокиси титана содержится всего 1,382%. Окиси ванадия содержится до 0,21%, но в некоторых образцах она отсутствует, что видно также из спектральных анализов. Содержатся цирконий, стронций, галлий, скандий, Pb—0,001%, Sn—0,03—0,003%, Zn—0,003%, Ni—0,002%. Выявлены очень слабые или слабые линии хрома и никеля.

В титанистых магнетитовых туфопесчаниках Шамхорского и Таузского районов содержание железа колеблется от 13,4 до 63,85%. Соответственно изменяются и удельные веса их — от 2,95 до 4,04%. Содержится окись титана. Содержатся ванадий, кобальт, галлий, циркон и стронций. В этих туфопесчаниках кремнезема содержится от 15,1 до 20,5%, глинозема — от 0,3 до 4,1%, окиси кальция — 0,13—0,65%, окиси магния — 0,19—0,31%, фосфора и серы — от следов до 0,01%.

Имея в виду все эти данные, титанистые магнетитовые туфопесчаники северо-восточного склона Малого Кавказа являются промышленно перспективными. Поэтому, необходимо проведение магнитометрических и геологопоисковых работ в пределах северо-восточных склонов Малого Кавказа с целью выявления их роли в общем балансе железных руд Азербайджана, а также с точки зрения промышленной оценки их в отношении титана и указанных малых, редких и рассеянных элементов.

Магнетито-авгитовые пески Ленкорань-Астаринского побережья Каспийского моря

Магнетито-авгитовые пески рассматриваемой полосы представляют собой типично осадочные и наиболее молодые образования, формирование которых продолжается и в настоящее время. Такого типа пески характерны для прибрежных частей моря, где имеются благоприятные условия в смысле литологического состава пород, питающих провинций и геоморфолого-гидрографических особенностей их.

Магнетито-авгитовые пески образуют полосу вдоль Каспийского побережья Азербайджана, протяжением более 50 км — от порта Ильича и гор. Ленкорани до гор. Астары; далее эта полоса продолжается по побережью на территории Ирана. Ширина ее на берегу от 50 до 200 м, но магнетито-авгитовые пески слагают и дно моря на значительном расстоянии от берега вдоль той же полосы. На некотором расстоянии от берега среди этих песков встречаются гальки базальтов, андезитов-базальтов и других пород. В прибрежной полосе песок довольно однородный и мелкозернистый, содержит больше магнетита, вследствие чего он принимает более темную окраску, а по мере удаления от берега количество магнетита и цвет песка становятся серым. Таким образом, по внешнему виду исследованные пески могут быть подразделены на три типа: черные, темно-серые и серые. Пески эти представляют собой терригенный материал, образующийся за счет разрушения осадочных и, в особенности, вулканогенных пород Горного Талыша.

Ленкорань-Астаринская полоса магнетитовых песков была известна давно. Еще в 1913 г. и, позднее, в 1928 г. были сделаны предложения о разработке месторождений и строительстве металлургического завода в гор. Баку.

Разведка месторождения была произведена в 1932 г. Закавказским «Металлургкомом». А. Ф. Михайлов (105) и П. А. Авдусин провели некоторые исследования магнетитовых песков. И. Г. Гасановым, И. А. Ширванзаде разведывалось месторождение песков. Они изучались М.-А. Кашкаем и М. Д. Заири (85а), Г. Х. Эфендиевым и Р. Г. Гаджиевой (371). Проводились исследования с целью определения пригодности магнетито-авгитовых песков в качестве утяжелителя глинистых растворов, как заменителя барита при бурении нефтяных скважин. С этой целью были проведены работы по выявлению условий обогащения песков до требуемого для утяжелителя глинистых растворов удельного веса 4,0—4,2. Ниже все описания титанистых магнетитов песков Каспийского побережья приводятся по материалам М.-А. Кашкая.

В геологическом и геоморфологическом отношении Ленкоранская область обладает некоторыми специфическими особенностями. Она располагается в юго-восточном углу Азербайджана и по геоморфологическому характеру делится на две части: 1) Талышскую горную зону и 2) Ленкоранскую низменность.

Характерной особенностью геологического строения горной части Ленкоранской области является широкое развитие вулканогенно-осадочных образований преимущественно нижнетретичного возраста, которые содержат в своем составе вкрапленности титаномагнетита. При разрушении этих пород зерна титаномагнетита концентрируются в песках на берегу Каспийского моря.

Для оценки перспектив месторождений магнетитовых песков, выяснения их минерального и химического состава эти пески были подвергнуты изучению.

Минеральный состав песков

Характер изменения фракций песков. Интересная картина выявляется при наблюдении за характером изменения отдельных фракций с севера на юг (табл. 1, рис. 17, 18).

Таблица 1

Соотношение отдельных фракций в зависимости от удельных весов, магнитности и диаметров зерен, %

№ обр.	Наименование пунктов	Легкая фракция	Магн. фракция	Эл. магнитная фракция	Не эл.-магнитная фракция	Фракция 0,25 мм	Фракция > 0,25	Магн. фракция < 0,25	Немагн. фракция 0,25
1	Порт Ильича	44,3	12,6	42,6	0,5	61,4	38,6	13,8	86,2
2	Гемуш-Аван	36,9	13,8	48,8	0,5	37,4	62,6	21,6	78,4
3	Ленкорань	33,6	12,3	53,8	0,3	37,0	63,0	39,4	60,6
4	Нижний Ньюади	17,3	21,3	61,1	0,3	69,5	30,5	36,4	63,6
5	Канар-Меша	34,0	12,7	53,0	0,3	33,2	66,8	44,4	55,6
6	Вель	36,0	16,2	47,5	0,3	39,4	60,6	41,2	58,8
7	Н. Снавар	54,1	14,0	81,6	0,3	12,5	87,5	41,8	58,2
8	Шах-Агаджи	47,6	12,6	39,3	0,5	38,3	61,7	39,9	60,2
9	Аз. Астара	2,2	19,1	78,5	0,2	67,80	82,2	17,0	83,0
	Средн. содерж. для всей прибрежной полосы	34,0	15,0	50,7	0,35	44,0	56,0	32,8	67,2

Магнитная фракция между Портом Ильича и гор. Ленкоранью составляет около 12%. У Нижн. Ньюади содержание ее достигает 20%, далее оно опять снижается до 12% и затем, начиная от с. Шах-Агаджи до гор. Астара, увеличивается до 18%.

Легкой фракции, в противоположность магнитной, в районе Порта Ильича около 46%, причем в местности Нижн. Ньюади она сни-

жается до 18%. Далее к югу фракция эта резко увеличивается до 60% (Нижн. Сиавар) и затем у Астары происходит снижение ее до 3%.

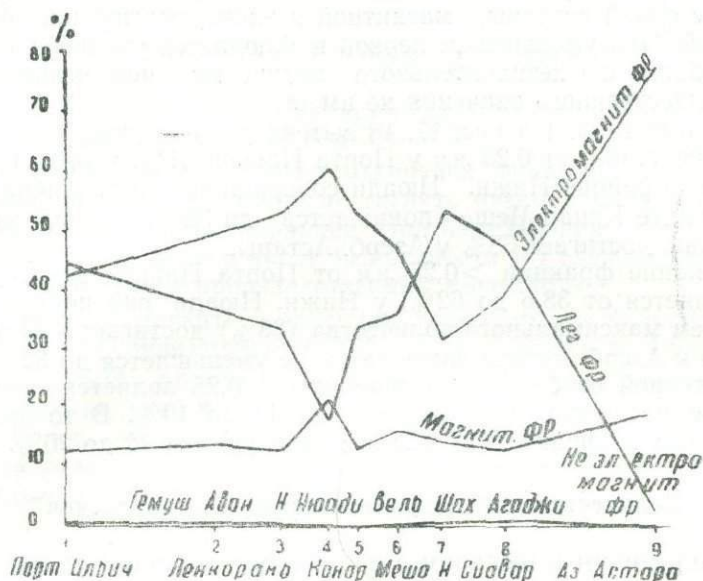


Рис. 17. Диаграмма изменения % состава фракций.

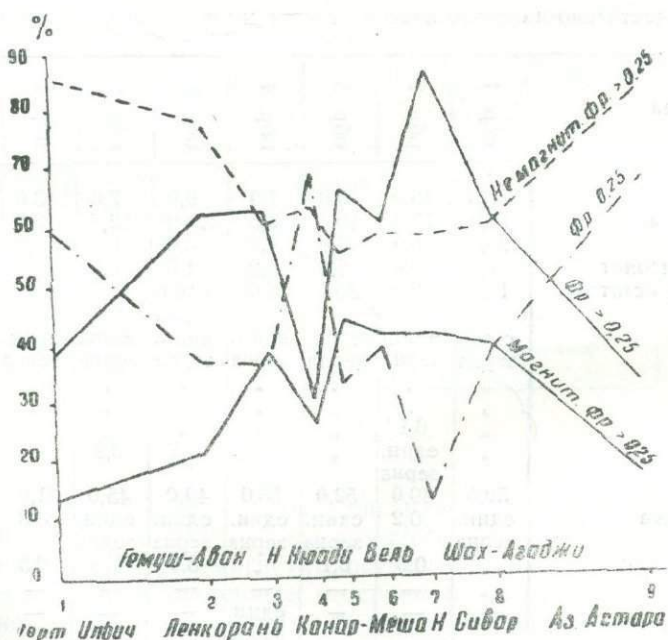


Рис. 18. Диаграмма изменений фракций.

Электромагнитная фракция увеличивается от 42,5% у Порта Ильича до 61% в районе Нижн. Ньюади. Далее к югу содержание ее резко уменьшается до 31% (район Н. Сиавар), а затем содержание этой фракции достигает 79% у Азерб. Астары.

Неэлектромагнитной фракции мало — от 0,2 до 0,5%. Таким образом можно вывести определенную закономерность между первыми тремя фракциями. Наблюдается антагонизм между легкой фракцией, с одной стороны, магнитной и электромагнитной фракциями, с другой. При уменьшении первой наблюдается увеличение последних. Колебание же незначительного количества неэлектромагнитной фракции существенного значения не имеет.

Из данных табл. 1 и рис. 17, 18 вытекает следующее.

Фракции (табл. 1) 0,25 мм у Porta Ильича 61%, у гор. Ленкорани 37%. Далее в районе Нижн. Ньюади содержание ее увеличивается до 70% и в пункте Канар-Меше понижается до 32%. Далее, изменяясь скачками, она достигает 68% у Азерб. Астары.

Содержание фракции >0,25 мм от Porta Ильича до гор. Ленкорани изменяется от 38,6 до 62%, у Нижн. Ньюади она понижается до 30% и затем максимального количества (88%) достигает у Нижн. Сиа-вар. Далее к Азерб. Астаре содержание ее уменьшается до 32%.

Характерной особенностью фракции < 0,25 является повышенное содержание магнитных минералов — от 14 до 40%. В то время как содержание их во фракции > 0,25 мм варьирует от 12 до 20%.

Количественно-минералогический состав песков

Доминирующим минералом в составе песков является авгит (31 — 56%), за ним следуют кварц и полевые шпаты (вместе 15— 35%), кар-

Таблица 2

Количественно-минералогический состав магнетитовых песков (в %)

Минерал	обр. 1	обр. 2	обр. 3	обр. 4	обр. 5	обр. 6	обр. 7	обр. 8	обр. 9
Кварц	17,0	16,0	6,0	7,0	9,0	7,0	13,0	10,0	0,5
Полевые шпаты	18,0	17,0	10,0	5,0	19,0	12,0	16,0	20,0	1,0
Кальцит	20,0	8,0	7,0	4,0	3,0	6,0	8,0	8,0	0,7
Анальцим, томсонит	1,0	0,8	0,5	0,2	1,0	0,7	0,5	1,0	1,0
Органический остаток	16,0	22,0	20,0	5,0	един. зерна	8,0	13,0	10,0	0,1
Циркон	един. зерна	един. зерна	един. зерна	един. зерна	един. зерна	един. зерна	един. зерна	един. зерна	един. зерна
Сфен	"	"	"	"	"	"	"	"	"
Рутил	"	"	"	"	"	"	"	"	"
Гранаты	"	0,1	"	"	"	"	"	0,1	"
Оливин	"	един. зерна	"	"	0,5	0,2	"	0,4	1,0
Авгит	50,0	49,0	52,0	56,0	49,0	45,0	31,0	45,0	80,0
Роговая обманка	един. зерна	0,2	един. зерна	един. зерна	един. зерна	един. зерна	0,3	един. зерна	един. зерна
Эпидот	"	0,3	0,1	"	3,0	1,5	2,0	0,2	2,0
Серпентин	"	—	—	—	—	—	—	—	—
Пирит	—	—	—	един. зерна	—	—	—	—	—
Гематит	0,3	един. зерна	един. зерна	"	един. зерна	2,5	един. зерна	0,2	един. зерна
Лимонит	0,2	"	"	"	"	1,0	1,0	0,5	"
Ильменит	един. зерна	—	"	—	"	—	един. зерна	—	—
Биотит	"	—	—	един. зерна	—	—	"	—	—
Хлорит	—	—	—	0,4	2,0	—	1,5	0,5	—
Магнетит	12,6	13,8	12,3	21,3	12,7	16,2	14,0	12,6	19,4

бонаты (кальцит и органические остатки — 0,8—36%, магнетит 12,3—21%. Остальных же минералов, указанных в таблице 2 мало — от единичных зерен до десятых долей процента.

Химическая характеристика песков

Удельный вес магнитной фракции варьирует в больших пределах — от 3,2 до 4,6 составляя в среднем 3,8—4,2.

Повышения удельного веса магнитной фракции, следовательно, и содержания магнетита, можно достигнуть путем измельчения песков и дальнейшей магнитной сепарацией. При измельчении освободится часть магнетита, включенного в авгит. Особенность эту следует учесть при использовании песков в производственных масштабах.

Содержание магнитной фракции колеблется в больших пределах — от 12 до 20%, повышаясь до 32% или понижаясь до 1,5—2%.

Повышенный процент выхода магнитной фракции, естественно, наблюдается на участках, обогащенных магнетитом, как например, у дельт и устьев рек, текущих с Горного Талыша. К таким участкам относится дельта р. Ленкораньчай, район с. Сутто-Мордо, берег Каспия у гор. Ленкорани, устье р. Виляжчай и др.

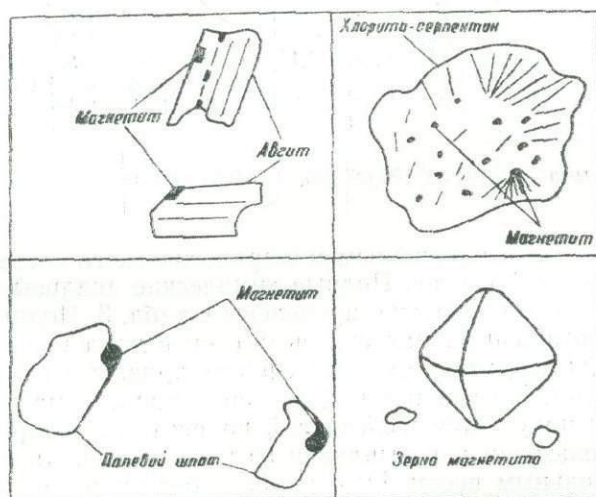


Рис. 19.

В минералогическом составе магнитной фракции около 50% приходится на магнетит (часто мартитизированный), в некотором количестве встречается титано-магнетит, остальную часть составляют нерудные минералы, представленные, в основном, авгитом и, в подчиненном количестве, хлорит-серпентином и реже основными полевыми шпатами. Благодаря присутствию этих нерудных минералов удельный вес магнитной фракции уменьшается до 4, а иногда до 3,2%. Попадание нерудных минералов в магнитную фракцию объясняется тем, что они включают в себя мелкие, а иногда точечные зерна магнетита (рис. 19).

Исследования химического состава магнетит-авгитовых песков, помимо их оценки как железной руды, дает возможность сравнивать их с горными породами питающих провинций.

Химические анализы магнетито-авгитовых песков из различных участков
полосы Ленкорань—Астара

Окислы	Ленкорань		Вель	Н. Ньюди	Астара	Среднее из 5 анализов	Пределы колебаний	Среднее из 20 анализов магнитич. пород Горного Талыша
	побережье	у устья Ленкорань-чай						
SiO ₂	46,50	47,10	50,11	46,21	46,33	47,33	46,50—50,11	49,45
TiO ₂	1,74	1,33	1,50	1,62	1,50	1,54	1,50—1,74	0,56
Al ₂ O ₃	20,45	16,0	17,65	16,30	14,40	16,98	14,40—20,45	17,29
Fe ₂ O ₃	3,45	10,34	3,01	10,90	10,24	7,59	3,01—10,90	4,37
FeO	2,64	2,56	3,42	2,94	5,20	3,35	2,64—5,20	4,74
MgO	5,32	6,32	4,78	6,12	5,81	5,67	4,78—6,12	6,56
CaO	8,40	13,02	12,50	13,10	12,62	11,93	8,40—13,02	8,40
MnO	0,17	—	—	—	—	0,03	—	0,59
Na ₂ O	—	0,93	0,82	1,86	1,31	2,03	—	2,86
K ₂ O	5,25	0,28	0,20	1,04	0,52	1,46	1,02—5,25	2,02
P ₂ O ₅	0,43	—	—	—	—	0,09	—	0,27
V ₂ O ₅	0,25	—	—	—	—	0,05	—	0,16
Cr ₂ O ₃	0,17	—	—	—	—	0,03	—	0,10
CO ₂	1,32	—	—	—	—	0,26	—	—
SO ₃	0,81	0,28	1,18	0,22	0,30	0,56	0,22—5,25	0,72
H ₂ O—110°	1,22	0,47	нет	0,63	0,56	0,58	0,56—5,57	2,74
H ₂ O+110°	2,36	2,05	5,57	1,10	1,21	2,46	—	0,81
Сумма	101,58	100,68	100,74	100,04	100,20	—	—	102,32

В соответствии с изменением минералогического состава песков меняется и химический состав. Полные химические анализы магнетитовых песков Каспийского побережья приведены в табл. 3. Полные химические анализы не обогащенных магнетитовых песков дают низкое содержание железа и вследствие этого их нельзя рассматривать как сырье для черной металлургии. Но эти пески легко обогащаются магнитной сепарацией и из них получается железистый концентрат, который вполне может быть использован для выплавки из него чугуна. Анализ магнитной фракции с удельным весом 4,2 с правого берега р. Ленкоранчай дает следующие результаты:

SiO ₂ —3,03	Fe ₂ O ₃ —71,90	CaO —2,28
TiO ₂ —3,01	FeO —1,05	SO ₃ —1,83
Al ₂ O ₃ —20,20	MnO —0,22	H ₂ O—110° нет
Сумма		100,49

Малое содержание закиси железа при большом количестве окиси его указывает на мартитизацию магнетита, что подтверждается и микроскопическими исследованиями в отраженном свете.

В магнитной фракции содержание окиси ванадия равно — 0,37—0,48%, в песке — 0,23% и в авгите — 0,05%.

Спектроскопическими исследованиями в магнетито-авгитовых песках обнаружены: средние линии для хрома; слабые линии для стронция, никеля, бария и кобальта; очень слабые линии для селена, меди и циркона; следы линий галлия.

Содержание металлического железа в магнитной фракции песка равно 51,11%. Поэтому эти пески после их обогащения могут быть использованы и в качестве утяжелителя глинистого раствора при бурении глубоких скважин и в качестве железорудного сырья для выплавки из них чугуна. Следовательно, вопросу поисков и разведки этих песков на побережье Каспийского моря следует уделить соответствующее внимание. При этом нужно иметь в виду, что все месторождения магнетито-авгитовых песков Ленкорань-Астаринской полосы находятся в благоприятных экономических условиях: на берегу моря и вдоль железной дороги на всем протяжении полосы, рыхлость руды и возможность открытой разработки.

МАРГАНЕЦ

ВВЕДЕНИЕ

Марганец широко применяется в различных отраслях промышленности, а также в медицине. В металлургии марганец используется для получения высококачественного железа и стали. Марганец очищает железо и сталь от одной из вредных примесей — серы, освобождает их от пустот, увеличивая их твердость, ковкость, вязкость и сопротивление изнашиванию. Поэтому марганец используется в черной металлургии для получения различных сплавов. Так, например, высокосортные марганцевые руды идут для получения нестандартных марок ферромарганца; железо-марганцевые руды, кроме того, применяются также для получения зеркального чугуна. Марганцевито-железные руды чистые по фосфору идут на выплавку марганцевых чугунов, а бедные марганцем и железом кремнистые руды — для подшихтовки при выплавке обыкновенных чугунов и железных руд, бедные известковистые руды применяются в качестве основных марганцевистых флюсов при выплавке в мартеновских печах и т. д.

В химической промышленности марганец идет для производства сухих электрических батарей, в стекольном деле — для обесцвечивания зеленого стекла, а также для изготовления химических препаратов, производства специальных противогазов, очистки от вредных примесей выхлопных газов автомобильных двигателей, производства олифы, масла, воска, для выделяния хромовой кожи, изготовления красок, для получения брома, йода и т. д. Недавними исследованиями выявлены возможности использования железо-марганцевых руд для очистки нефтяных газов от сероводорода.

В Азербайджане имеется ряд месторождений и проявлений марганцевых руд, наиболее крупными из которых являются Ханларские железо-марганцевые месторождения. Отдельные проявления марганцевых руд известны в Нахичеванской АССР, а также в некоторых других пунктах на Малом Кавказе (Шамхорский район, Далидаг, с. Човдар и др.) и на Большом Кавказе (Белоканский район).

Ханларские месторождения

Железно-марганцевые месторождения Ханларского района — Молладжаллинское и Эльворское — расположены недалеко друг от друга. Район входит в зону северных предгорий Малого Кавказа и носит свойственный ему характер физико-географических условий (рис. 1).

Молладжаллинское месторождение находится в 6 км к юго-востоку от г. Ханлара и в 2,5 км к югу от с. Молладжаллы. Месторождение связано как с гор. Ханлар, так и с с. Молладжаллы проселочными дорогами.

Геологическим строением Молладжаллинского месторождения интересовались еще в конце прошлого столетия. Сведения об этом имеются в работах К. Н. Паффенгольца [285], А. М. Ракитина (1932), А. Г. Бетехтина (1937), М.-А. Кашкай [141, 179], Ш. А. Азизбекова [20], Р. Н. Абдуллаева и Э. Ш. Шихалибейли [367] Т. А. Халиловой [39, 179, 355, 356].

Район Молладжаллинского месторождения сложен, главным образом, эффузивными и осадочными породами верхнего мела. В южной и северо-западной частях района развиты порфирито-туфогенные породы нижнего тулона, а в северо-восточной части — карбонатные отложения верхнего тулона и сенона. На эффузивных породах нижнего тулона, в основании известняковой серии верхнего тулона залегает глинисто-песчаная толща, к которой приурочены залежи железо-марганцевых руд.

Разрез пород района Молладжаллинского месторождения (рис. 2) на-

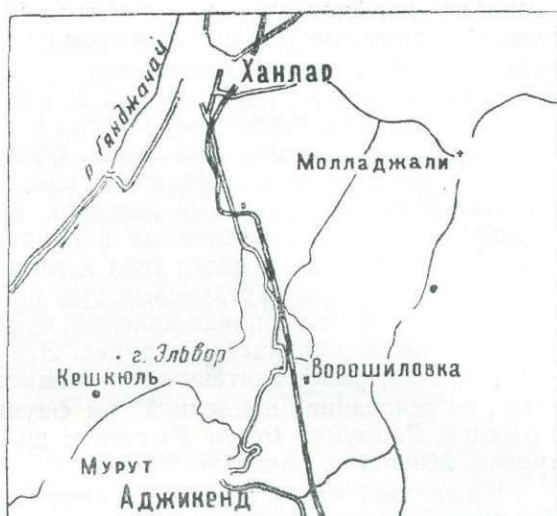


Рис. 1. Схематическая карта района Ханларских железо-марганцевых месторождений.

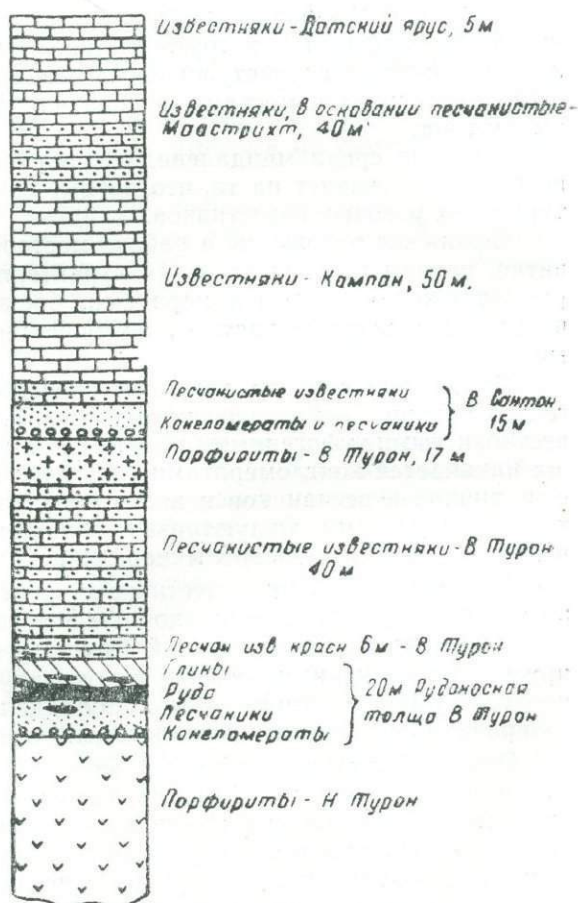


Рис. 2. Геологический разрез.

чинается порфиритами и их туфами нижнего турона, образуя правильно наслоенные потоки с падением в непосредственной близости к месторождению на северо-восток под углом от 25 до 40°. Выше залегает осадочная толща верхнего турона. В основании ее находятся конгломераты и песчаники, переходящие выше в глинистые песчаники и глины, над которыми залегают известняки. Общее падение толщи на северо-восток под углом 5—8°. Наличие конгломерато-песчанисто-глинистых отложений над порфиритами нижнего турона подтверждается также данными скважин, проведенных в районе Молладжаллинского месторождения. В районе рудного тела к глинисто-песчанистым отложениям приурочены залежи марганцевых руд, причем глины вблизи рудной залежи приобретают кирпично-красный, буровато-красный, охристый цвет, часто образуют пропластки в рудах. Эта конгломерато-песчанисто-глинистая пачка, ранее считавшаяся нижнетуронской, В. П. Ренгартеном [305] на основании найденной им фауны (*Hippuritella subpoligonia* Tonicus, *Radiolites trigeli* Pégou и др.) относится к низам верхнего турона. Мощность пачки до 20 м.

Выше этой пачки залегают верхнетуронские карбонатные отложения (мощностью 40 м), которые пользуются в районе широким распространением. Они начинаются красными песчанистыми известняками, выше переходящими в белые их разновидности с верхнетуронской фауной и включением марганцевых минералов.

В районе Молладжаллинского месторождения встречаются миндалевидные порфириды, которые сильно отличаются от нижнетуронских и перекрываются верхнетуронскими розовыми известняками, а затем серыми песчаниками, местами переходящими в песчанистые конгломераты сантона.

Наличие среди миндалевидных порфиридов обломков розовых известняков указывает на то, что первые были образованы после верхнетуронских розовых известняков.

Сенонские отложения в районе месторождения имеют большое развитие, причем нижняя часть их характеризуется обломочным характером отложений — конгломератами, брекчиями, известковистыми песчаниками, а верхняя часть — почти полностью карбонатными породами.

Отложения сантона залегают трансгрессивно, на различных горизонтах турона. Литологически они представлены, главным образом, известковистыми туфогенными песчаниками красновато-бурого цвета. Толща начинается конгломератами (из галек нижнетуронских порфиридов, известняков и песчаников и верхнетуронских миндалевидных порфиридов), за которыми следуют известковистые туфогенные песчаники с включениями марганцевых минералов.

Над песчанистыми известняками сантона залегают белые, иногда розовые мергелистые, мелоподобные известняки кампанского яруса.

Разрез меловых отложений кончается породами маастрихтского яруса, занимающими северную окраину района месторождения; они проходят узкой полосой южнее с. Молладжаллы и представлены доломитизированными, иногда песчанистыми известняками.

Район Молладжаллинского месторождения железо-марганцевых руд в тектоническом отношении характеризуется развитием, главным образом, пологих складок общекавказского направления, на которых наложены небольшие складки меридионального простирания. При общем моноклинальном падении пластов на северо-восток отмечаются пологие поперечные складки, например, Молладжаллинская. Анализ фактического материала показывает, что осадконакопление и формирование

структуры Эльворо-Молладжаллинского района происходили в сложных физико-географических и тектонических условиях.

Залежи железо-марганцевых руд в районе Молладжаллы вытянуты с северо-запада на юго-восток и приурочены к песчанисто-глинистой пачке верхнего турона. Эта полоса делится на три участка: северо-западный, центральный и юго-восточный. Первый подвергнут глубокой денудации, доходящей до основания рудоносной пачки; на втором и третьем участках сохранился значительный покров осадочных пород над рудоносной толщей.

Наиболее крупная залежь железо-марганцевых руд находится в центральной части полосы. Она расположена на правом берегу ручья Агбулах и простирается в направлении СЗ 310—345°.

По данным горных выработок и наблюдений на обнажениях последовательность напластования рудоносного горизонта такова (сверху вниз).

После известняков глинистые их разности постепенно переходят в глины различной окраски; ниже располагается кремнистая железо-марганцевая и кремнистая марганцевая руда, постепенно сменяющаяся марганцевой рудой; она подстилается опять кремнистой марганцевой рудой. Ниже рудного горизонта идут пропластки глин и глинистых песчаников, переходящие в песчаники и в грубозернистые их разности, а затем в конгломераты верхнетуронской осадочной толщи.

На северо-западном участке залежь представлена пятью маломощными выходами среди нижнетуронских порфириров, являющихся остатками размытой рудоносной толщи. К этим выходам приурочены прослойки и включения железо-марганцевой руды. Причем руды этих выходов представлены такими же типами, какие имеются на центральном рудном участке.

Восточный участок проявления железо-марганцевых руд Молладжаллинского месторождения находится на юго-востоке от центрального, на расстоянии около 1 км. Он расположен в верхней части Молладжаллинского оврага. Здесь в поле развития нижнетуронских порфириров рудные выходы представлены кальцитизированными, окварцованными железо-марганцевыми рудами.

По текстурным и структурным особенностям Молладжаллинских руд выделяются (данные Т. А. Халиловой) следующие типы: 1) слоистая текстура, характеризующаяся чередованием землистого агрегата марганцевых минералов и песчаника (рис. 3); 2) брекчиевидная, образованная обломками марганцевых минералов, сцементированных гидроокислами железа и местами кварцем; 3) плотная текстура; 4) оолитовая, слагающаяся марганцевыми стяжениями, сцементированными землистым агрегатом марганцевых минералов. Из структур отмечаются колломорфная и коррозионная, зернистая.

В минералогическом составе Молладжаллинского месторождения железо-марганцевых руд принимают (данные Т. А. Халиловой) участие в основном, полуокисленные руды, состоящие из псиломелана, пиролюзита и лимонита. Из нерудных минералов часто присутствуют халцедон и карбонаты. Окисленные руды распространены значительно меньше, представлены, в основном, магнетитом.

Выделяются в основном два типа руд: железо-марганцевые и марганцево-железные. При уменьшении содержания железа руды переходят в марганцевые разности. В каждом из этих типов встречаются окварцованные и кальцитизированные разности.

Главными составными элементами молладжаллинских руд являются марганец и железо (см. табл. 1), в кремнистых разностях руды присутствуют кремний и в виде примесей Al, Ca, S и P, а по спектральным анализам в весьма малых количествах выявлены Ti, Pb, Ni, V, Ba, Zn и др.



Рис. 3. Чередование землистого пироклизита с серыми рыхлыми песчаниками. Умен. 2х.



Рис. 4. Лучистые агрегаты рамдеалита. Полированный шлиф. Ув. 40. Эльвор.

По спектральным исследованиям Ф. В. Мустафабеи установлено наличие в железо-марганцевых рудах галлия, циркония, стронция и др.

Таблица 1

Химическая характеристика руд Молладжаллинского месторождения

Компоненты	Железистая центр. участка	Кремн. железн. вост. участка	Марганцево-железн. центр. участка	Кремн. марганцевисто-железн. центр. участка	Кремн. железо-марганцевая центр. участка	Железо-марганцевая центр. участка	Железо-марганцевая центр. участка	Марганцевая центр. участка	Марганцевая зап. участка
SiO ₂	4,68	24,87	5,82	28,51	26,40	2,95	3,19	5,64	13,02
TiO ₂	—	—	—	—	0,05	—	0,17	нет	0,16
Al ₂ O ₃	—	1,22	—	—	6,87	—	0,05	1,06	2,19
Fe ₂ O ₃	68,76	39,34	65,44	60,11	36,24	28,16	27,88	4,32	2,57
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	—	—	1,80	—	—	0,74	—	5,16	—
MgO	—	—	0,30	—	—	0,29	—	4,26	—
MnO	1,76	0,88	10,13	—	14,65	63,18	58,89	—	74,19
MnO ₂	—	—	2,20	4,00	—	—	следы	66,58	—
Mn ₂ O ₃	—	1,05	—	—	3,42	—	следы	—	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	1,23	—
H ₂ O	—	0,34	12,00	—	2,18	3,84	0,87	0,43	1,37
P ₂ O ₅	0,19	0,45	—	0,11	0,32	—	0,28	—	—
П. п. п.	—	16,24	—	—	—	—	—	—	—

Как видно из табл. 1, за счет уменьшения Mn в руде увеличивается содержание Fe . В марганцевисто-железной руде количество Mn иногда очень незначительное.

Эльворское месторождение железо-марганцевых руд находится в Ханларском районе, в 8 км западнее Молладжаллинского месторождения. Район месторождения, подобно Молладжаллинскому, представляет собой переходную зону от горной области северной окраины Малого Кавказа к Прикуринской равнине.

Сведения об Эльворском месторождении имеются в работах К. Н. Паффенгольца [285], М. М. Алиева (1934.) А. Г. Бетехтина (1946), Ш. А. Азизбекова [19], Э. Ш. Шихалибейли и Р. Н. Абдуллаева [370], М.-А. Кашкая [197], Т. А. Халиловой [355, 356] и П. Ф. Андрущенко [39].

Стратиграфический разрез Эльворского месторождения железо-марганцевых руд начинается породами нижнего турона, представленными тремя горизонтами порфиритов, отделяющимися тремя горизонтами туфов. Внизу они везде подстилаются сеноманскими отложениями.

Верхнетуронские отложения сохранились только на г. Эльвор, где они начинаются горизонтом грубозернистых зеленовато-серых песчаников с включениями галек. Сопоставление разрезов пород Эльвора и Молладжалли показывает соответствие этого горизонта глинисто-песчанистому рудоносному горизонту Молладжаллинского разреза, где верхнетуронский возраст его устанавливается также фаунистически. Наличие пропластков и желваков железо-марганцевых руд в нижнем песчанистом горизонте также подтверждает синхроничность его с Молладжаллинской верхнетуронской толщей. Мощность горизонта около 50 м. К верхам его приурочено проявление железо-марганцевых руд.

Верхняя часть отложений верхнего турона представлена известняками и песчаниками. Первые маломощные, внизу песчанистые, кверху становятся чистыми от примесей терригенных материалов. Они богаты остатками рудистов. Над известняками согласно залегает горизонт плохо отсортированных грубозернистых песчаников, содержащих богатую верхнетуронскую фауну.

Сенон представлен известняками вершины г. Эльвор с падением под углом 35° на восточном склоне и 20° на западном; сверху они покрыты четвертичными отложениями.

В тектоническом отношении район месторождения представляет собой пологую поперечную синклиналь, центральная часть которой сложена верхнемеловыми отложениями.

Залежи железо-марганцевых руд на г. Эльвор обнажаются здесь двумя выходами. Один выход расположен на восточном склоне горы против с. Кешкюль, а другой — на юго-западном склоне против с. Мурут. Оба эти выхода приурочены к самым нижним песчанистым горизонтам верхнего турона.

Залежь пластообразной формы, согласно залегает с вмещающими породами. Мощность ее непостоянная и быстро выклинивается по простиранию. В центральной части залежи расположены марганцевые и железо-марганцевые руды, а вкрапленные железо-марганцевые и марганцевисто-железные руды занимают периферическую нижнюю и верхнюю части залежи.

Для Эльворского месторождения характерны, главным образом, окисленные железо-марганцевые руды, в составе которых наиболее распространены рудными минералами являются пиролюзит, а также ромбическая модификация двуокиси марганца рамсделлит (рис. 4). Последний в Советском Союзе впервые найден и установлен в Эльворском месторождении П. Ф. Андрущенко и Т. А. Халиловой. В неболь-

шом количестве встречается манганит и псиломелан в виде колломорфных образований. Иногда встречаются сферолиты карбоната марганца. В значительном количестве имеются гидроксиды железа; из нерудных минералов большое развитие имеет халцедон и несколько меньшее — кварц, в ограниченном количестве встречается кальцит и в сравнительно незначительном количестве — барит.

Характерные для Эльворского месторождения окисленные железомарганцевые руды образуют, главным образом, вкрапленные текстуры, где скопление рудных минералов расположено среди ожелезненного окварцованного песчаника. Встречаются и плотные кремнистые железомарганцевые руды. Здесь сферолиты карбоната марганца, в виде реликтовых скоплений, часто заменяются халцедоном. Характерными структурами для эльворских руд являются обломочные, лучистые, аллотриоморфнозернистые, местами сферолитовые.

Данные химических анализов, различных типов руд Эльворского месторождения приведены в табл. 2 (в %).

Таблица 2

Железо-марганцевая руда	Кремнистая железомарганцевая руда	Марганцевая руда
SiO ₂ — 4,13	SiO ₂ — 54,37	SiO ₂ — 0,8
Fe ₂ O ₃ — 26,08	Al ₂ O ₃ — 0,55; Fe ₂ O ₃ 13,65	Al ₂ O ₃ — 6,66
CaO — 0,4; MgO — 0,23	MnO ₂ — 21,88	Fe ₂ O ₃ — 13,14
MnO ₂ — 64,48	H ₂ O + 110° — 0,58; P ₂ O ₅ — 0,06	CaO — 5,10
H ₂ O + 110° — 2,87		MgO — 0,16
		MnO ₂ — 54,20
		SiO ₂ — 8,76
		П. п. п. — 9,96
		K ₂ O + Na ₂ O — 0,51

На основании исследований автора, а также сопоставления этих данных с характеристиками основных генетических типов марганцевых месторождений, можно прийти к заключению, что Ханларская группа месторождений относится к осадочному типу морского происхождения (М.-А.Кашкай и Т. А. Халилова, [179]).

Для объяснения этого важного генетического вопроса авторы приводят следующие основные фактические данные:

а) железо-марганцевые руды Ханларского района — Молладжалли и Эльвор — приурочены к определенному стратиграфическому горизонту — глинисто-песчанистой толще верхнего турона и нигде за пределами ее оруденения не наблюдается;

б) залежи имеют пластообразную форму и залегание их согласно с залеганием вмещающих пород;

в) наблюдается тесная связь оруденения с литологическим составом пород, а именно с глинами. Песчаники и конгломераты рудоносного горизонта содержат незначительные количества железо-марганцевой руды;

г) жильные и штокообразные формы залежей нигде не встречаются;

д) в рудном горизонте и непосредственно в железистых марганцевых рудах нами обнаружена фауна фораминифер исключительно морского происхождения — *Globotruncana* sp., *Gumbelina* sp., *Nodosaria* sp., *Globigerina* sp., *Guadrina* sp. (рис. 5, 6). В переходных слоях рудоносной толщи найдена следующая макрофауна: *Micraster* sp., *Cidarid* off. *mesiculosa* Goldf., *Rynchonella* sp. и др.

На основании имеющихся данных можно вкратце описать условия образования месторождения [179].

Залежи железо-марганцевых руд Молладжаллинского и Эльворского месторождений образовались в прибрежной зоне морского бассейна. Это устанавливается литологическими и фаунистическими особенностями рудоносной толщи и минералогическим составом марганцевых соединений. С другой стороны, для образования и осаждения коагулятов марганцевых соединений и для осаждения глин, которые встречаются вместе с рудой, требуется сравнительно спокойное состояние среды. Для этого требуется некоторое удаление от берега, а также значительная слабость действия морских волн.

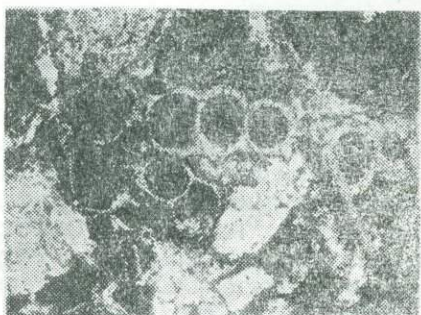


Рис. 5. Остатки *Globigerina* в определенной глинистой породе. Прозрачный шлиф. ув. $\times 45$.

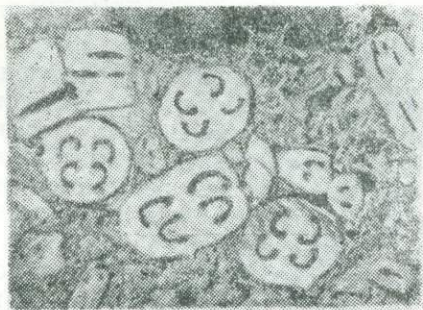


Рис. 6. Скопление органических остатков в обломках гидроокиси железа. Среди последних присутствует пиролюзит. Полированный шлиф. ув. $\times 150$.

Таким образом, можно считать, что участки, где образовались железо-марганцевые руды Молладжалли и Эльвора, являлись мелководными, а действия морских волн были крайне слабыми, т. е. среда была спокойной. Такие фациальные условия характерны для лиманов, заливов или же для участков, отгороженных от основного бассейна подводными барьерами. Образование таких лиманов или заливов в изучаемом районе в начале верхнего турона вполне возможно. Соединения марганца в бассейн поступали за счет размыва пород окружающей суши, сложенной, главным образом, юрскими эффузивами. Однако в процессе концентрации марганца, по-видимому, существенную роль играли специфические микроорганизмы.

Проявление марганцевых руд в Нахичеванской АССР

В Нахичеванской АССР имеется несколько проявлений марганцевых руд: Биченакское, Кванусское и др.

Биченакское проявление расположено в 6 км к северо-востоку от с. Гемюр Шахбузского района.

Геология района проявления в разное время изучалась А. А. Флоренским [340], К. Н. Паффенгольцем [283] и более подробно с 1947 г. Ш. А. Азизбековым (с установлением этого проявления в 1952 г.).

Район Биченакского проявления марганцевых руд сложен породами плиоцена и постплиоцена.

Биченакская плиоценовая толща, представленная различными андезитами, вулканическими брекчиями и туфами, залегает несогласно на различных горизонтах среднего эоцена, общая мощность ее в районе проявления доходит до 800 м.

В районе Биченакского проявления большое распространение имеют четвертичные отложения, представленные моренами, расположенными в виде отдельных небольших участков на плиоценовых отложениях.

Руды приурочены к розовато-серым андезитам, андезитовым агломератовым лавам нижнего плиоцена и проявляются в двух участках.

На обоих участках марганцевые минералы заполняют пустоты и трещины андезитов, образуя различные текстуры. Размеры трещин, заполненных рудой, доходят до 2—3 см, а иногда и больше.

Описанные обнаженные участки марганцевых руд окаймлены сильно измененными андезитами с включением рудных минералов, количество которых по мере приближения к контакту с рудным участком увеличивается.

Для руд характерны следующие структуры и текстуры: полосчатая текстура, где полосы сложены поперечно расположенными игольчатыми марганцевыми минералами; местами обломки андезитов цементированы марганцевыми минералами, образуя брекчиевидную текстуру; часто обломки андезитов с поверхности покрыты марганцевыми минералами с натечно-колломорфным строением, образуя корковые текстуры; часто марганцевые минералы, заполняя различной формы пустоты андезитов образуют жеодную текстуру; в больших пустотах встречаются плотные и массивные текстуры, местами встречаются и натечно-скорлуповатые текстуры. Для этих руд характерны симметрично-зональные, зонально-колломорфные, концентрическо-зональные и другие структуры (рис. 7, 8, 9, 10).

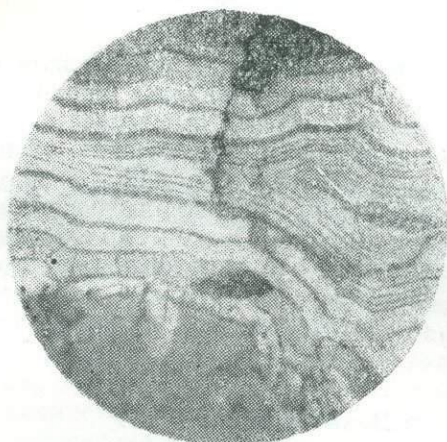


Рис. 7. Симметрично-зональная структура манганита, псиломелана и мелонита после травления. Ув. $\times 65$.

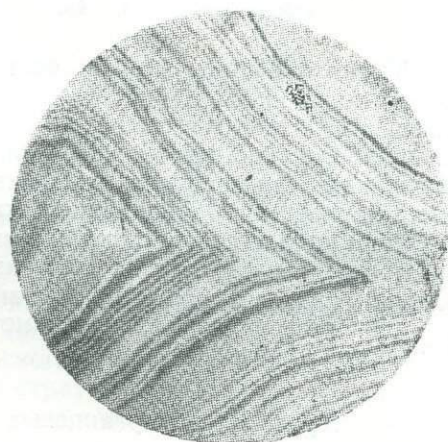


Рис. 8. Симметрично-зональная структура манганата псиломелана и гидроксида железа. ув. $\times 65$.

Марганцевые руды биченакского проявления по минералогическому составу и условиям образования можно разделить на два типа: первичные окисные псиломелано-манганитовые и в небольшом количестве вторично-полуокисленные манганито-пиролюзитовые руды.

В составе марганцевых руд принимают участие из первичных минералов, главным образом, псиломелан и манганит, а из вторичных—пиролюзит и лимонит. Нерудные минералы представлены кварцем и опалом.

Распространение марганца на рудном участке подчиняется определенному закону, связанному с условиями образования марганцевых руд

и источником переноса раствора. Самое высокое содержание марганца мы находим в анализах образцов, взятых из южной, юго-западной, частично центральной частей рудного участка, где содержание MnO в рудах не превышает 22%. Вертикальное распространение Mn в рудном участке проследить невозможно.

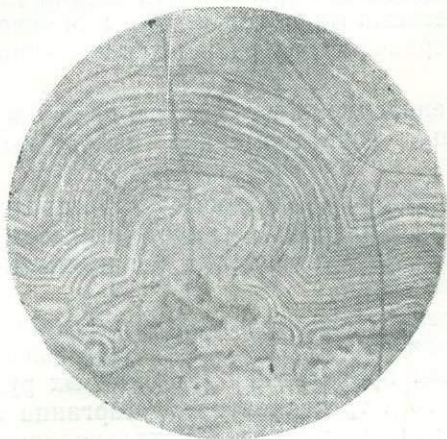


Рис. 9. Зонально-колломорфная структура псиломелана, манганита и пиролюзита после травления. Темно серый—псиломелан, белый—манганит, черный—пиролюзит. Ув. $\times 65$.

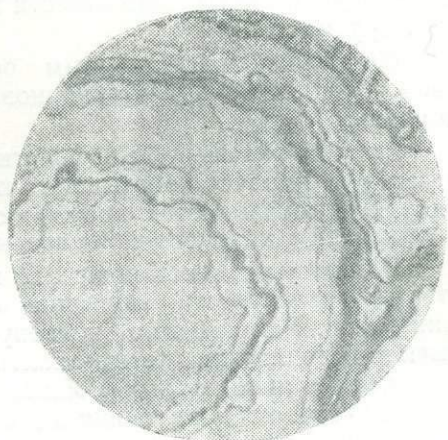


Рис. 10. Концентрическо-зональное строение псиломелана, пиролюзита и лимонита.

Среднее содержание Fe в центральной части рудного участка не зависит от содержания других элементов. Оно самостоятельно увеличивается с центра к периферии. На периферийной части расположены ожелезненные породы.

По морфологическим особенностям условия образования Биченакского проявления близко стоят к гидротермальным месторождениям. Нахождение здесь марганцевых минералов в трещинах и пустотах эффузивных пород (андезиты и вулканические брекчии), а также структурные и текстурные особенности руд позволяют думать, что скопление марганца происходило путем осаждения его из гидротермальных растворов нижнеплиоценового магматизма. Совместное нахождение здесь трех и четырехвалентного марганца также является одним из признаков гидротермального генезиса месторождений.

Кванусское проявление марганцевых руд в восточной части Нахичеванской АССР находится на юго-западном склоне Зангезурского хребта, западнее с. Кванус.

В результате разведочных и поисковых работ М. А. Мустафабеيلي (1953 г.) Кванусском свинцово-цинковом проявлении на выделенном им центральном участке вместе с полиметаллическими рудами выявлены и марганцевые оруденения. Полиметаллические руды в виде гнездообразных ленточных скоплений находятся в кварц-кальцитовых жилах и представлены, в основном, свинцово-цинковыми минералами. Марганцевые минералы, в основном, сконцентрированы в лежащем боку рудных жил.

По данным разведки, они расположены обычно на малых глубинах. В жилах из нерудных минералов, кроме кварца и кальцита, встречается барит. Рудные жилы находятся в нижнеэоценовой вулканогенной толще.

Изучение взятых образцов показывает, что марганцевые руды здесь представлены черными сажистыми марганцевыми минералами, заполня-

ющими пустоты и промежутки ожелезненной окварцованной породы. Марганцевые минералы состоят, главным образом, из псиломелана. Из других рудных минералов встречается пирит, небольшое количество сфалерита и церуссит. Нерудные минералы представлены кварцем, серицитом, лимонитом и реликтами плагиоклазов.

В кванусском проявлении марганцевые минералы почти весьма находятся в ассоциации с полиметаллическими минералами. Руды по условиям образования можно отнести к первично окисленным псиломелановым рудам.

По структурно-текстурным особенностям эти руды вкрапленного типа, расположенные в окварцованных гидротермально измененных породах.

Условия залегания, морфология и минералогический состав марганцевых руд Квануса показывают, что они относятся к гидротермальному типу. Это доказывается, прежде всего, приуроченностью марганцевых проявлений к кварцево-кальцитовым жилам.

Для жильных месторождений марганца характерно наличие разных степеней валентности марганца и наличие других гидротермальных минералов. Как известно в кванусском проявлении марганцевых руд имеются соединения четырехвалентного и трехвалентного марганца и встречаются лишь жильные минералы: сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, кварц, кальцит, барит и др. Скопление марганцевых минералов происходило путем осаждения их из магматического раствора, поднимающегося по трещинам.

Другие проявления марганцевых руд

Дашсалахлинское проявление марганцевых руд находится в 2 км западнее с. Дашсалахлы Казахского района. Район проявления марганцевых руд сложен вулканогенными породами сантона и известняками сенона. Вмещающие породы, по данным Р. Н. Абдуллаева, представлены серовато-бурыми брекчиевидными альбитофирами сантона.

Рудные тела имеют неправильную линзообразную форму. Проявление вскрыто штольнями на глубину 8—10 м. Содержание Mn в сплошных рудах 45—50 %, в брекчиевидных — 15—20 %.

Казахское мелкое оруденение марганцевых руд находится в Казахском районе вблизи границы с Грузией.

В геологическом строении этого района принимают участие глинисто-песчанистые и карбонатные породы верхнего мела. Вмещающие породы оруденения представлены глинистыми песчаниками. Руда представлена сажистым марганцевым минералом, состоящим из пиролюзита.

Шамхорское проявление находится на правом берегу р. Шамхорчай, между сс. Сейфали и Нузгер (Шамхорский район). Оно представлено мелкими гнездами и тонкими прослойками. Вмещающие породы представлены глинистыми песчаниками верхнемелового возраста. Руда представляет собой сажистый марганцевый материал, состоящий из пиролюзита с примесью глин и песков.

Кельбаджарское проявление (по данным М.-А. Кашкай и А. М. Мамедова) распадается на Багырсахский участок — курорт Истису и Гаранлыгский, расположенный в 25 км к юго-востоку от курорта Истису.

Здесь на контакте гранодиорита с сенонскими известняками имеются гнездобразные формы марганцевых оруденений. Вмещающие породы руды представлены известняками сенона. Минералогический состав руды представлен бустамитом и родонитом. Содержание Mn в бустамите 13,35%. Генезис руды контактово-метасоматический.

Х Р О М

ВВЕДЕНИЕ

Хром применяется, главным образом, в качестве легирующего компонента в сплавах. Наиболее важные из них, имеющие большое техническое значение — хромистые стали, обладают жаростойкостью, кислотостойкостью и не ржавеют. Хромистая сталь — стеллит, обладающая большой твердостью, применяется в металлообрабатывающей промышленности. Хромоникелевые сплавы и никелин применяются в электротехнике. Хроммолибденовые сплавы нашли применение в авиационной промышленности. Используются также карбиды хрома. Соединения хрома, главным образом, окислы, хроматы и бихроматы применяются как краски, катализаторы и протравы в керамической, химической, кожевенной и других отраслях промышленности и техники.

Хром в природе встречается чаще всего в виде хромшпинелидов, которые в практике разведочного и горного дела называются просто «хромитами». В группе хромшпинелидов различают следующие минеральные виды: хромит (FeCr_2O_4) (очень редок в земной коре); алюмохромит (Fe, Mg) (Cr, Al) $_2\text{O}_4$ и хромпикотит (Mg, Fe) (Cr, Al) $_2\text{O}_4$. Эти минералы служат рудой на хром и его соединения.

Другие минералы хрома, как стихтит ($\text{Mg}_6\text{Cr}_2(\text{OH})_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$), уваровит $\text{Ca}_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$, крокоит PbCrO_4 , феникохроит $\text{Pb}_2[\text{CrO}_4]_2\text{O}$, вокеленит $\text{Pb}_2\text{Cu}[\text{CrO}_4][\text{PO}_4]$ и другие весьма редки и поэтому не могут являться сырьевыми источниками хрома. То же самое касается и многочисленных хромсодержащих силикатов.

Месторождения и проявления руд хрома в Азербайджанской ССР находятся в пределах центральной части Малого Кавказа — Севано-Акеринской тектонической зоны, где большое развитие получили интрузивы ультраосновных и основных пород. Хромитоносная полоса, начинающаяся от с. Кехнакенд Шушинского района, тянется в северо-западном направлении до оз. Севан (Армянская ССР) и далее переходит на территорию Турции.

Полоса развития ультраосновных пород характеризуется мощным развитием меловых и юрских осадочных и вулканогенных пород, прорванных интрузивами гипербазитов, базитов и гранитоидов. Первые представлены на поверхности отдельными разобщенными телами, состоящими из серпентинизированных перидотитов, дунитов и реже пироксенитов.

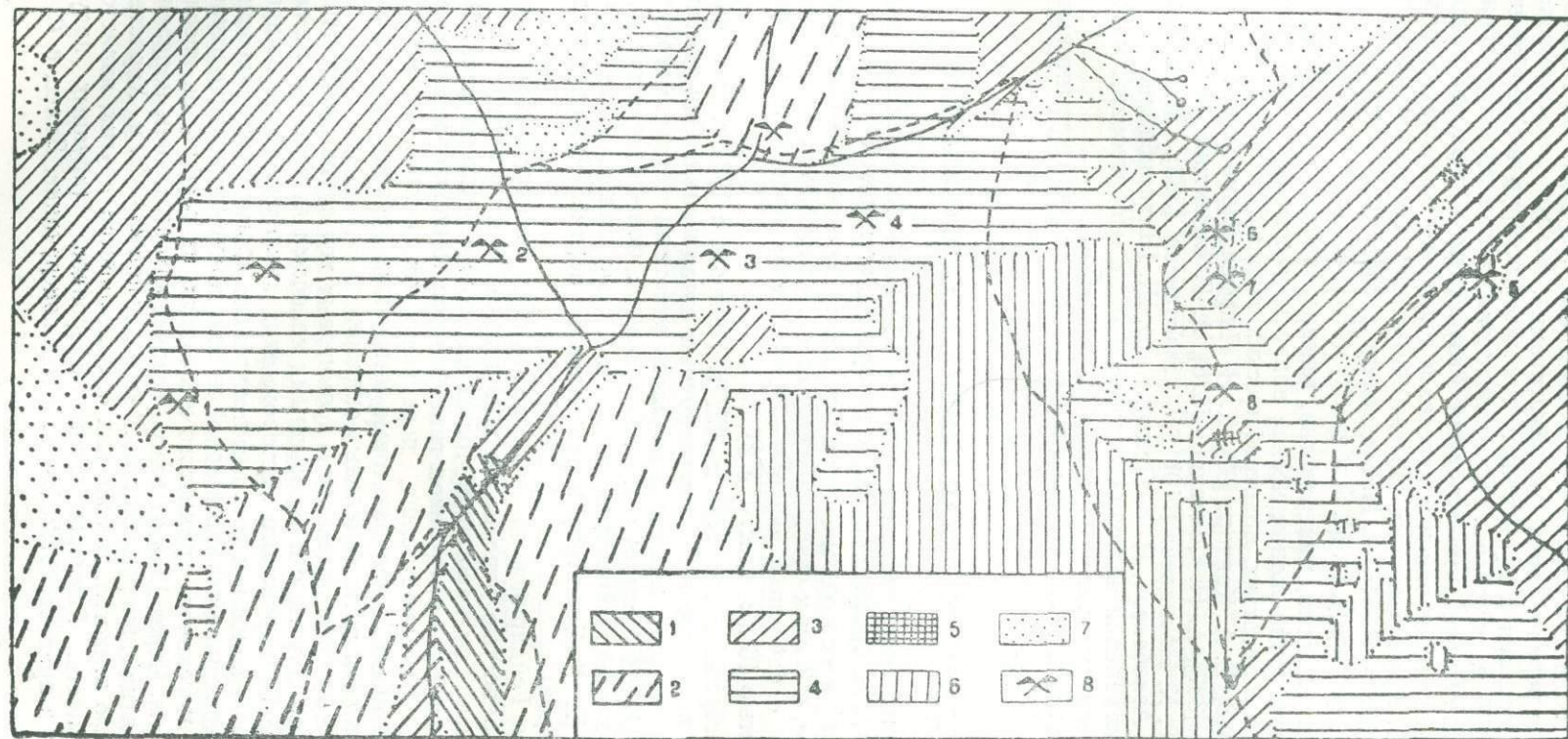


Рис. 1. Схематическая геологическая карта хромитовых месторождений Гейдаринской группы в Кельбаджарском районе.
 1—породы толщи сантона; 2—наносы; 3—перидотиты; 4—дузиты; 5—пироксениты; 6—акинолит-пренитовая прола; 7—листвениты; 8—месторождения хромитовых руд.

Месторождения и проявления хромитовых руд связаны, в основном, с дунитами и перидотитами (гарцбургитами).

Месторождения и проявления хромитовых руд в Азербайджане начиная с 1927 г., изучались геологопоисковыми и геологоразведочными партиями и тематическими отрядами. Результаты этих работ приведены в многочисленных рукописных отчетах и докладных записках, принадлежащих А. В. Кржечковскому (1934—1936), А. Н. Соловкину [325], Н. И. Касаткину (1933—1934), А. И. Медведеву (1933), Н. В. Тюшеву (1934), А. Х. Газарову (1939), И. М. Либерзону (1941) и др.

Вопросы геологии, минералогии, генезиса хромитовых месторождений и отчасти горно-экономические вопросы рассматривались также в опубликованных статьях, монографических очерках и монографиях Е. Г. Багратуни [48], Б. А. Кантора [97], К. Н. Паффенгольца [289, 292], П. М. Татаринова [337], А. Н. Соловкина [326], А. Г. Бетехтина (1937), М.-А. Кашкая и Г. Х. Эфендиева [110], Г. Х. Эфендиева [383], М. А. Кашкая [142], Ш. А. Азизбекова, Н. В. Пашалы и Э. Ш. Шихалибейли.

При составлении настоящего раздела были использованы материалы как рукописных, так и опубликованных работ.

Среди относительно перспективных месторождений хромитовых руд выделяются две группы: Кельбаджарская и Лачинская.

КЕЛЬБАДЖАРСКАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Эта группа включает месторождения Гейдере, Кязимбине, Хатованк и Николаевское, краткое описание которых дается ниже.

Гейдаринское месторождение находится в Кельбаджарском районе, в 3 км к северо-востоку от с. Истибулаг. Месторождение соединяется с районным центром — Кельбаджар проселочной дорогой, протяженностью 16 км (рис. 1 и 2).

Месторождение известно с 1927 г. Начиная с 1931 г. оно начало привлекать внимание геологоразведочных организаций. Однако фактически изучение месторождения началось работами магнитометрической партии ЦНИГРИ (технорук Н. И. Касаткин) и, более основательно, разведочной партией Закгеолтреста (А. В. Кржечковский, 1933—1935 гг.), ЦНИГРИ (А. Г. Бетехтин) и разведочной партией Азгеолуправления (А. Х. Газаров).

Участок Гейдаринского месторождения, отличающийся сильной дислоцированностью, непосредственно примыкает к тектонической линии надвига юрской вулканогенной толщи на породы верхнего мела. Месторождение связано с интрузивом гипербазитов, локализовавшимся в сангонской вулканогенной толще, перекрываемой свитой известняков и мергелей кампана. Гипербазитовые интрузивы располагаются в виде полос вдоль осей антиклинальных складок.

Вмещающими породами для хромитовых тел служат серпентинизированные перидотиты с шлировидными полосами дунита. На разведанном участке Гейдаринского месторождения имеются четыре шлировидные дунитовые полосы, к которым приурочено хромитовое оруденение. В крайне северо-западной части одной из этих полос оруденение начинается гнездом массивного хромистого железняка, на глубину он прослеживается до 5 м. Через 15 м от этого гнезда в юго-восточном направлении фиксируется цепочка рудных тел на протяжении 25 — 30 м. Характерной особенностью этих тел, так же как и большинства других, является их сфероидальность. Размеры этих сфероидов (крупных нодулей) колеблются в пределах от 20 см до 1 м в поперечнике. Далее, в 70 м от

только что указанных тел, в том же направлении, на протяжении 80 м располагается целая группа гнезд хромита. Число последних, установленное поверхностными выработками, достигает 40. В своем большинстве гнезда имеют эллипсоидальную форму, но встречаются сфероидальные и линзообразные. Имеются также гнезда неправильной формы.

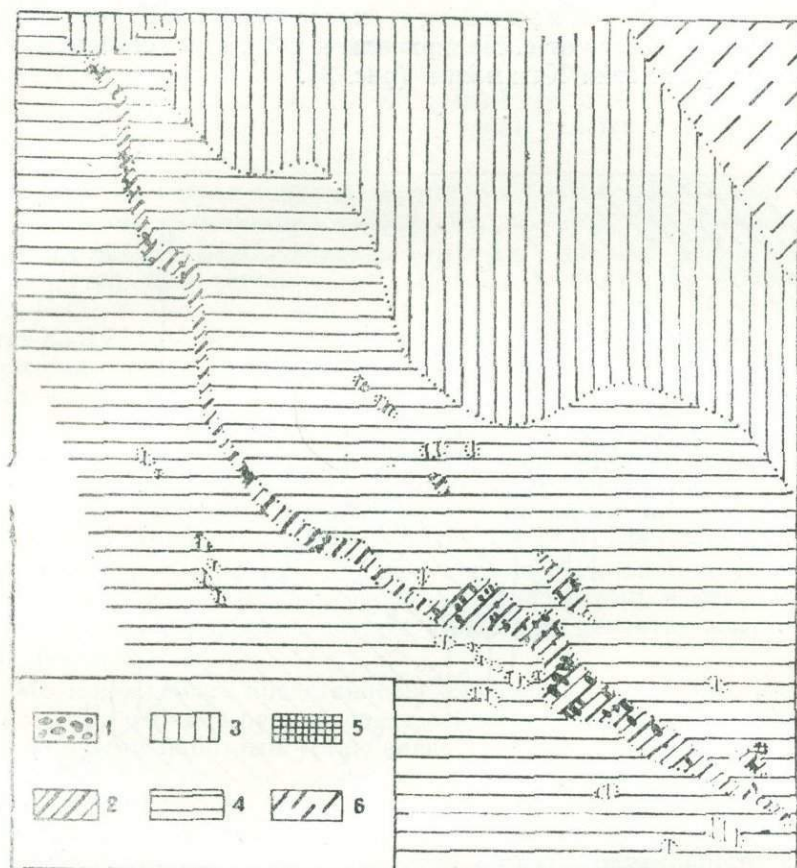


Рис. 2. Геологическая карта. Гейдаринского месторождения хромистого железняка.

1—хромиты; 2—дуниты серпентинизированные; 3—габбро; 4—перидотиты серпентинизированные; 5—пироксениты; 6—туронская вулканогенная толща.

Хромит имеет, в основном, массивную и густовкрапленную текстуру. Размеры зерен обычно 1,5—2 мм, причем зерна сильно трещиноваты. Иногда, особенно в краевых зонах месторождения, встречаются руды полосчатой текстуры. Руды состоят, главным образом, из минералов группы хромшпинелидов. В подчиненном количестве присутствуют серпентин, хромдиопсид, хромовый актинолит, хромовые хлориты (кемерерит и кочубейт), хромгранаты, магнетит, магнезит, кальцит и изредка сульфиды.

Содержание (в %) основных химических компонентов руд по данным анализов валовых проб оказалось следующим (кроме окиси хрома):

SiO ₂	4,2—15,2	MgO	16,9—19,8
Al ₂ O ₃	11,2—17,6	Fe ₂ O ₃	7,1—12,9
		S	0,01—0,02

Массивные руды отличаются высоким содержанием окиси хрома.

На участке месторождения имеются еще две рудные зоны, расположенные к северо-востоку от главной, которые еще не разведаны. Учитывая это и то, что главная зона ниже глубины 15 м (особенно в северо-западной части) недоразведана, можно считать, что потенциальные возможности Гейдаринского месторождения, значительно превосходят подсчитанные запасы.

Проявление Кязимбина находится в Кельбаджарском районе, в 2 км к югу от с. Надирахлы и в 3 км к северо-западу от с. Джомарт, у зимовки Кязимбина (рис. 3).

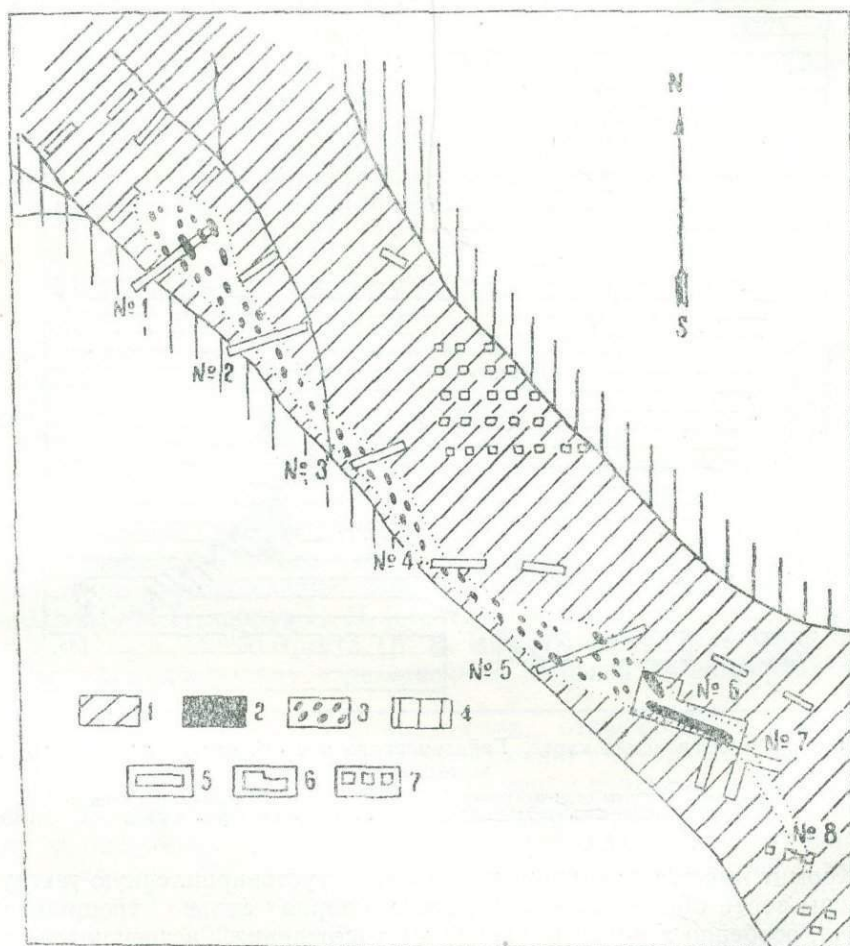


Рис. 3. Схематическая геологическая карта проявления хромитовых руд Кязимбина.

1—дунит; 2—хромит; 3—хромит; 4—альбититизированные габбро-диабазы; 5—канавы; 6—раскиски; 7—закопунки.

Проявление связано с дунитовыми шлирами периодитового интрузива. Последний в юго-западной и северо-восточной частях проявления контактирует с габброидами.

Морфологически рудная зона представляет собой вытянутую шпирообразную залежь. Рудное тело в крайней северо-западной части месторождения начинается узкой полосой 1—1,5 м мощности, протягивается к югу-востоку, постепенно увеличивая свою мощность до 7,5 м; в средней части рудное тело имеет пережимы, уменьшающие его мощность до 3 м. Рудное тело имеет дугообразную форму, копируя форму залежи рудовмещающих, всецело серпентинизированных дунитов. Горными выработками руда прослежена до глубины 30 м.

Залежь представлена гнездами и нодулями массивной текстуры руды в средней части залежи, а главным образом густовкрапленным типом. Нередко в разрезах горных выработок отмечается постепенное увеличение вкрапленности к центру рудной залежи, где, как было указано, руда слагает сплошные нодули.

Хромитовая руда сопровождается хромовым диопсидом, магнетитом, бруситом, антигоритом и хлоритом, магнезитом, лимонитом и др.

Качество руд месторождения меняется в зависимости от текстурных особенностей. Для вкрапленных руд содержание Cr_2O_3 колеблется при $\text{Cr}_2\text{O}_3:\text{FeO}=3$, что характеризует их с лучшей стороны. В рудах содержится до 0,28 NiO. Вопросы эксплуатации данного месторождения должны рассматриваться в комплексе с соседними месторождениями Гейдара и Хатованк.

Проявление Хатованк находится также в Кельбаджарском районе на левом берегу р. Тертер, в 12 км ниже с. Надырханлы, близ монастыря Хатованк. В геологическом отношении месторождение характеризуется развитием вулканогенных пород сантона, перекрываемых свитой кампанских известняков и мергелей. Ультраосновные интрузивы приурочены преимущественно к толще вулканогенных пород сантона. Они представлены, в основном, перидотитами, в меньшей степени дунитами, а также пироксенитами. Некоторое развитие получили и габброидные породы.

Месторождение представлено сплошным хромитом, или густо и редко вкрапленными рудами среди серпентинизированного дунита. Мелкими горными работами установлено наличие трех крупных и четырех сравнительно мелких изолированных друг от друга рудных тел сплошного хромита. Размеры этих тел колеблются от 1 до 2,5 м. Вкрапленные руды расположены между сплошными (массивными) рудными телами. Микроскопически отмечается сильная катаклазированность сплошных руд, обрастание зерен хромшпинелидов тонкой каемкой магнетита.

Химический состав руд изучен лишь анализами штучных проб и оказался следующим (в %) кроме окиси хрома.

	Fe_2O_3	FeO	SiO_2	Уд. в.
сплошные руды	4,0	11,0	5,5	3,82
вкрапленные руды	—	—	19,1	3,10

Николаевское проявление находится в 3 км к востоку от Гейдаринского, приурочено к восточной части выступающего здесь серпентинизированного дунита, вытянутого в северо-западном направлении (протяженностью около 60 м) среди серпентинизированных перидотитов. Месторождение представляет собой группу рудных проявлений, зарегистрированных в геологических отчетах под названиями: 1) Николаевское I, почти на гребне, над тропой в с. Алчалы, 2) Николаевское II, в 200 м к югу от предыдущего, 3) Николаевское III — в 0,5 км к югу от первого.

В первом из них рудопоявление представлено рядом линз вкрапленных хромшпинелидов. По степени густоты вкраплений различаются редко- и густовкрапленные, изредка переходящие в сплошные руды. Встречаются руды полосчатой текстуры, в которых вкрапленные руды чередуются с дунитом, содержащие зерна акцессорного хромита. Канавками и мелкими шурфами рудное тело прослежено до глубины 2,5 м.

На II участке вскрыто одно рудное тело сплошного хромита. На III участке отмечены большие выходы рудных тел. Последние два участка не изучены.

ЛАЧИНСКАЯ ГРУППА ПРОЯВЛЕНИЙ

Лачинскую группу составляют, в основном, четыре проявления, известные в геологической литературе под названиями: 1) Халифалинское, 2) Гавриловское, 3) Ортаипякское и 4) Ипякское. Все эти проявления находятся на расстоянии 1,5—2 км друг от друга, в 16—18 км к северо-западу от районного центра Лачин и в 8—10 км к западу от минеральных источников Туршсу (Лысогорск).

Проявления данной группы располагаются в крупном массиве серпентинизированных перидотитов, включающих в различных участках линзообразные дунитовые дифференциаты. Хромитовые руды связаны, в основном, серпентинизированными дунитами, хотя и перидотиты участками носят руду, преимущественно вкрапленную.

Халифалинское проявление, гипсометрически наиболее высокое из Лачинской группы месторождений, расположено у водораздела Карабахского хребта, между вершинами г. Сарыбаба и Фингья, на высоте 2180 м. Район месторождения сложен из серпентинизированных перидотитов и в периферической части интрузива — из пироксенитов. Последние содержат многочисленные шилы и жилоподобные инъекции оливинового и безоливинового габбро и габбро-анортозитов. Оруденение связано с дунитовыми дифференциатами (рис. 4).

Оруденение на Халифалинском проявлении представлено на северном участке вкрапленным, а на южном участке массивным типами и имеет вытянутое в широтном направлении эллипсоидное очертание. В глубину руда распространяется на 1—2 и редко 4 м. В северной части рудного поля встречаются перидотиты с вкрапленниками хромшпинелидов и небольшие и редкие гнезда нодулярного хромита.

Массивные руды в проявлении представлены двумя гнездами, находящимися в 210 м к югу от участка вкрапленных руд. Эти гнезда залегают среди серпентинизированных гипербазитов. Одно из этих гнезд имеет небольшое эллипсоидальное очертание. Ниже рудного тела вмещающие породы на протяжении 1,5—2 м содержат редкие вкрапленники хромшпинелидов). Здесь же встречаются также небольшие гнезда хромита. В лежащем боку рудного тела залегают серпентинизированные дуниты.

Массивные руды, по данным анализов единичных бороздовых проб, содержат Cr_2O_3 (табл. 1).

Ипякское проявление находится в 300 м к северо-востоку от с. Верхний Ипяк. Здесь среди сильно серпентинизированных дунитов известен ряд участков скопления хромшпинелидов. Наиболее крупное из них на поверхности оконтуривается в виде вытянутой в широтном направлении полосы (рис. 5), протяжением 26 м, при

средней мощности около 2 м. Рудное тело выклинивается на восток. В пределах рудного тела, характеризующегося, в основном, вкрапленным оруденением, имеются участки с рудой массивной текстуры. Второй участок находится в 1,5 км к западу от первого. Аналогично первому, место-

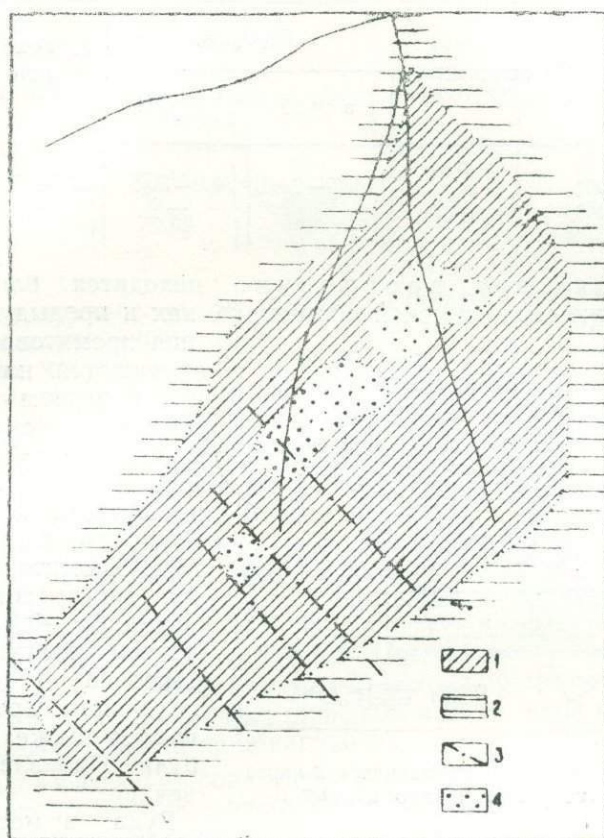


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Халифалинского месторождения хромитовых руд.

1 - дунит; 2 - перидотит; 3 - пироксенит; 4 - нодулярная руда.

рождение представляет залежь нодулярного хромита, протяженностью около 30 м при мощности до 2 м. Третий участок характеризуется двумя рудными телами нодулярного и вкрапленного хромита. В пределах рудных тел данного участка нередко отдельные рудные тельца сплошной хромитовой руды.

Таблица I

Место взятия проб	Cr ₂ O ₃ , %		% выхода при обогащении	SiO ₂ , %	Уд. в.
	в руде	в обогащен. руде			
Шурф 1	35,15	45,01	37,9	14,58	3,68
Шурф 2	29,96	43,00	56,0	16,70	3,34

В табл. 2 приведены данные анализов бороздовых проб руд Ипякского месторождения и результаты рудного обогащения их (данные усреднены из 7 анализов).

Таблица 2

Место взятия проб и количество	Cr ₂ O ₃ , %		% выхода при обогащении	Уд. в.
	в руде	в обогащенной пробе		
Шурф 10 (6 проб)	20,45—29,0	36,0—39,5	27,7—55,0	14—3
Шурф 13 (1 проба)	—	—	—	2—4

Ортаипякское проявление находится близ с. Орта-Ипяк, в той же геологической обстановке, как и предыдущие. Скопления хромитовой руды здесь

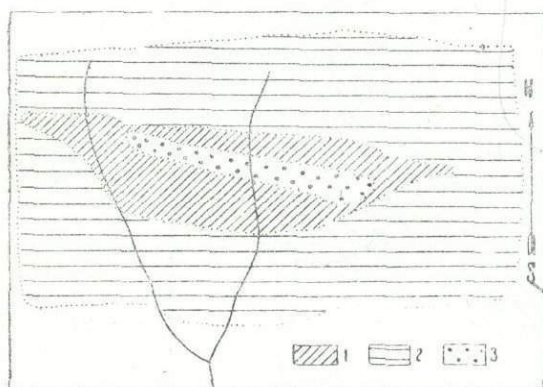


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Ипякского месторождения хромитовых руд.

1 — дунит; 2 — перидотит; 3 — нодулярная руда.

отмечаются на двух участках. В первом из них обнажаются несколько линз сплошного хромита ширового типа, приуроченных к серпентинитам. Видимая мощность и протяженность зоны хромитового оруденения составляет, соответственно, 0,2—0,5 м и 28 м. Во втором участке руда представлена гнездом (1,5 м) сплошного хромита; отмечаются также вкрапленные руды. Проявление не развело.

Руда в месторождениях Ипякской группы, как это отмечено выше, в текстур-

ном отношении проявляет характерные особенности. Выделяются следующие типы руд: 1) нодулярные (сплошные и кольцевые) с размером нодулей обычно до 2 см по максимальному измерению, форма их эллипсоидальная, реже шарообразная; как правило, этот тип приурочивается к периферии рудных тел и с глубиной нодулярный хромит переходит в сплошную руду; 2) сплошные (массивные), зернистой структуры руды преобладают в месторождениях данной группы и 3) вкрапленные руды также широко распространены; имеются большие вариации в смысле густоты и величины вкраплений.

Гавриловское проявление находится в 1 км ниже с. Верхний Ипяк у выючной дороги к с. Козлу. На месторождении установлено три хромитовых тела, приуроченных к серпентинизированным дунитам, линзообразно залегающим среди серпентинизированных перидотитов. Рудные тела имеют крутое падение и расположены обособленно друг от друга вдоль дунитового тела. Между западным и центральным рудными телами имеются небольшие (5—10 см) гнезда нодулярного хромита. Наиболее крупное из них — центральное рудное тело, в западной части разветвляется. Все рудные тела здесь сложены нодулями хромита. Размеры нодулей — до 2 см.

Химический состав руд по данным анализов бороздового опробования приведен в табл. 3.

Таблица 3

Место взятия проб	Cr ₂ O ₃ , %		% выхода при обогащении	SiO ₂ , %	Уд. в.
	в руде	в обогащ. пробе			
Шурф 15	29,16	35,16	56,0	17,2	3,49
Шурф 16	32,75	38,15	58,0	13,6	3,82
Шурф 17	32,95	36,16	70,6	13,7	4,12

Разведка проявления не может считаться полностью законченной. Возможно увеличение запасов за счет новых рудных тел, как на более глубоких частях дунитового тела, так и к западу от разведанных тел, где дуниты скрыты под мощным слоем наносов.

Кроме вышеописанных двух групп (Кельбаджарской и Лачинской) проявлений известны многочисленные проявления хромитовых руд в пределах полосы развития ультраосновных пород. Эти проявления остаются еще неизученными.

Красногорское проявление находится в 7 км к востоку от с. Гейдара. Оно состоит из двух участков. Первый из них находится на возвышенности склона Гызылдаг в местности, называемой Сары-Булах, на дороге от Гейдара в с. Сарыдаш. Второй — на южном склоне той же горы над дорогой, идущей к с. Ковшан. Проявление рассыпное, представленное различной величины обломками сплошной хромитовой руды. Вся площадь россыпи была изучена шурфами и пересечена канавой, но коренных выходов хромита не обнаружено.

Аркадьеvское проявление находится в балке, в 0,5 км к северу от Гейдаринского месторождения. Здесь внутри небольших серпентинизированных дунитов в перидотитах встречаются сфероидальной формы (от 20 см до 1 м в поперечнике) рудные тела сплошного хромита.

Проявление Баглыпея находится в 1,5 км к северо-востоку от с. Баглыпея (Кельбаджарский район). Здесь на трех участках среди вулканогенных пород верхнего мела выступают ультраосновные породы, состоящие, в основном, из перидотитов, а также дунитов и пироксенитов. В восточном участке, в двух точках имеются небольшие, шширообразные выходы сплошного хромита. Встречаются также валунчатые россыпи. Кроме того, отмечены вкрапленные руды, переходящие с глубиной в сплошные.

По данным анализов штучных проб руды содержат:
вкрапленные Cr₂O₃ от 15,5 до 30,0%; уд. в. 2,8—3,1.
сплошные Cr₂O₃ от 44,2 до 50,8%; уд. в. 3,9—4,1;

Сплошные руды микроскопически состоят из сильно метаморфизованных зерен хромшпинелидов, значительного количества антигорита и единичных зерен сульфидов.

Морфология рудных тел и глубины их залегания не установлены.

Демирбулагское проявление находится на северном склоне г. Демирбулаг, по дороге Кечали — Нарышта (Кельбаджарский район). Здесь среди серпентинизированных ультраосновных пород встречаются крупные обломки сплошного хромита, содержащие до 44,7% окиси хрома. Коренной выход не установлен.

Клыштинское проявление хромитовых руд приурочено к массиву ультраосновных пород, протягивающемуся от с. Агджакенд по обоим берегам р. Тертер, к юго-западу от с. Клышта (Кельбаджарский район). Здесь в часто встречающихся участках серпентинизированного дунита отмечаются редковкрапленные хромитовые руды. Реже руды проявляются в виде повторяющихся полос шириной 10—12 см. Иногда встречаются шпирообразные выделения густовкрапленного и сплошного хромита. Такие же небольшие выделения хромитовых руд встречаются и на левом берегу реки. Кроме того, здесь отмечены россыпи хромита, занимающие небольшие площади.

Россыпи хромитовых руд встречаются также в ближайшем к с. Клышты участке, на южном склоне Гызымдаг, над тропой к с. Кошан. Россыпь состоит из разной величины кусков хромитовой руды. К востоку от этой россыпи встречается дунитовая полоса с редковкрапленным хромитом и небольшие тела сплошного хромита, с содержанием окиси хрома до 52%.

Кроме отмеченных проявлений, известны признаки хромитового оруднения в следующих пунктах в Кельбаджарском и Лачинском районах: 1) в истоках р. Левчай, к югу от г. Агдаш на Зодском перевале; 2) в глубокой балке к юго-востоку от с. Гейдара, в 0,5 км ниже селения, где сплошные хромитовые руды содержат в штучных пробах до 41% окиси хрома; 3) на правом берегу р. Левчай, против с. Такадараси, где встречены выходы сплошного хромита; 4) на северном склоне хребта Комурдаг в 3 км от с. Джамилли, встречаются отдельные выходы сплошного хромита, штучные пробы которых содержат до 50% окиси хрома; 5) на левом берегу р. Союхтичай, в 2,5 км к северо-западу от Гейдаринского месторождения, выступает небольшой выход (около 1 м в поперечнике) сплошного хрома в серпентинизированных дунитах; 6) ряд проявлений хромитовых руд имеется в пределах Зульфугаринского ультрабазитового массива (массив находится на южном склоне возвышенности над с. Зульфугар); в 1 км от последнего, ниже зимовки Кушери, имеется выход сплошных хромитовых руд в серпентинизированном дуните; по дороге от указанного селения к р. Гурхучай встречается россыпь хромита; к ним же примыкают проявления хромитовых руд в местностях Калабойну и Калаханчал, а также с. Абдуллаушаги и Джомарт.

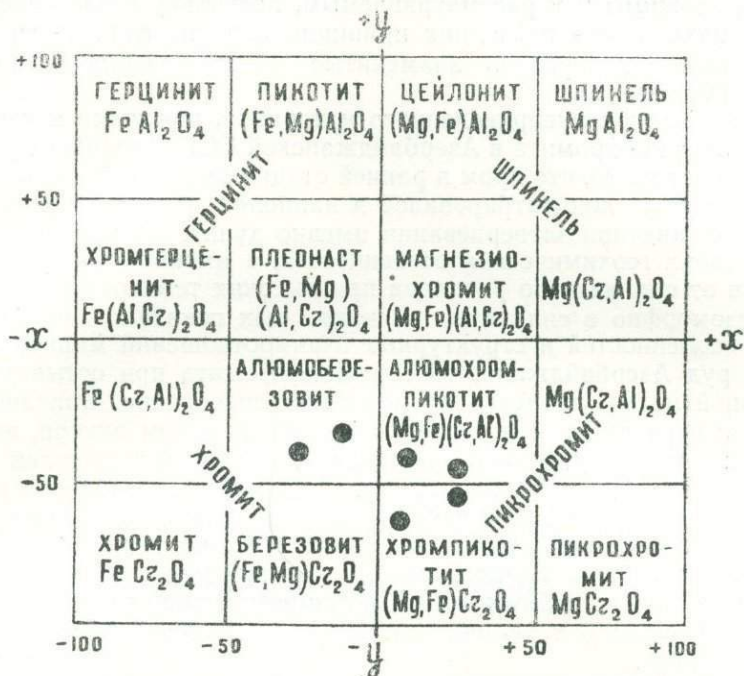
Отметим еще следующие проявления хромитовых руд в Лачинском районе: на склоне возвышенности Авджашава, возле с. Тазакенд встречаются обломки сплошной хромитовой руды, содержащей до 47,5% окиси хрома. По условиям местности можно предполагать, что коренные выходы руды здесь скрыты осыпью; проявления хромитовых руд обнаружены также в отрогах высот Чильяз-Громовая, в 7—8 км от с. Карабеклу; проявления хромита отмечены также на северном склоне Шахдага, на перевале Огруджа (местность «Черчи Гебр»); где на протяжении 20 м выступает рудное тело линзообразной формы сплошного хромита.

Минералогический состав рассматриваемых хромитовых месторождений приводится в табл. 4 с оценкой количественного развития отдельных минеральных видов и частоты их нахождения.

Таблица 4

Группы минералов с оценкой степени развития	Постоянные составные части руд	Спорадические составные части
Основные, составляющие ~50% рудной массы	Хромшпинелиды, антигорит и хризотил	Кеммерерит
Второстепенные, составляющие ~10% рудной массы	Хромовый диопсид, хромовый актинолит	
Минералы-примеси, ~1%	Магнезит.	Доломит, кальцит и сульфиды

По М. А. Кашкаю и Г. Х. Эфендиеву [109] хромшпиннелиды из ряда вышеописанных месторождений по классификации Sampson относятся, в основном, к алюмохромпикотиту и хромпикотиту (рис.6).



● Хромиты месторождений Азербайджана

Рис. 6.

Интересно отметить, что хромиты Гейдаринского месторождения, по классификации А. К. Болдырева, относятся к магнохромиту, тогда как в Инякской группе месторождений преобладает хромпикотит. Химический анализ образца хромита из Шахдага характеризуется $Fe^{+2} > Mg$, тогда как в составе хромшпиннелидов вышеуказанных двух групп месторождений $Mg > Fe^{+2}$.

В табл. 5 приведены анализы хромитов из ряда вышеописанных месторождений, в которых, кроме окиси хрома, содержатся еще следующие компоненты:

Таблица 5

Таблица 9

Компоненты	Инякское			Гейдаринское	Шахдагское	
	По А. Г. Ветехину			По М.-А. Кашкаю и Г. Х. Эфендиеву [110]		
	1	2	3	1	2	1
SiO ₂	1,44	1,50	1,89	1,84	2,62	4,08
TiO ₂	0,25	0,25	0,17	0,29	0,17	0,21
Al ₂ O ₃	15,00	14,82	16,99	12,11	14,38	14,63
Fe ₂ O ₃	7,68	5,97	6,33	11,36	20,68	22,00
FeO	10,00	9,62	10,07	—	—	—
MgO	14,77	16,91	15,24	11,52	10,85	8,46
MnO	0,24	0,43	0,34	0,09	0,04	0,07
NiO	—	—	—	0,08	0,19	0,13
п. п. п.	—	—	—	1,63	1,53	1,89
Σ	95,88	100,24	99,56	100,38	100,06	100,80

Генезис месторождений хромитов

Общезвестные представления о генезисе месторождений хромитов вполне приложимы и к рассматриваемым, поскольку геологическая обстановка нахождения последних принципиально не отличается от той, при которой образовались знаменитые месторождения — Уральские, Родезии, Турции и др.

Как видно из вышеприведенного материала, почти все месторождения и проявления хромита в Азербайджанской ССР связаны с дунитами. Это указывает на то, что хром в ранней стадии дифференциации ультраосновной магмы концентрировался в наиболее богатых магнием расплавах, дающих при затвердевании именно дунит. Проявляя одну из главных своих геохимических особенностей, а именно способность обособляться от силикатного расплава при высоких температурах, хром не входит изоморфно в силикаты. Однако, как показало изучение тектонических особенностей и структурных взаимоотношений минералов хромитовых руд Азербайджана, обособление хромита при остывании ультраосновной магмы происходило довольно своеобразно. Описанные выше нодули и «пустотелые» шары с дунитовым ядром внутри, возникли при одних и тех же условиях. Образование типичных нодул можно объяснить явлением ликвации, т. е. как результат обособления из дунитового расплава жидких скоплений хромшпинелидов. То же самое касается и пустотелых шаров. Но в обоих случаях рудное отщепление, как более богатое летучими компонентами, закристаллизовывалось позднее силикатного расплава. Этим объясняются резкие внешние границы нодулярных образований и наличие сплошной хромитовой оболочки вокруг дунитовых ядер.

Приуроченность хромитовых скоплений именно к дунитам можно объяснить, по-видимому, не только тем, что хром концентрируется именно в богатом магнием расплаве, но и легкостью обособления его в виде хромшпинелидов именно из таких расплавов при остывании последних. В связи с этим отметим, что в перидотитах хромшпинелиды встречаются лишь в виде редких вкраплений.

Перспективы

Проводившиеся в 1933—1941 гг. геологоразведочные работы по наиболее перспективным в практическом отношении группам месторождений — Гейдаринская и Ипаянская группа — не могут считаться доведенными до конца. Собственно Гейдаринское месторождение осталось недоразведанным в своей юго-восточной части. Недоразведанными или неразведанными остаются другие месторождения данной группы (Кязимбина, Николаевское, Аркадьевское и др.). Можно считать установленной непрерывность оруденения от собственно Гейдаринского месторождения до Николаевского, на протяжении 3 км. Если учесть и наличие многочисленных, до сих пор сколько-нибудь подробно неизученных и не оцененных хромитовых рудопроявлений, территориально примыкающих к Гейдаринскому месторождению, то можно предполагать перспективность Гейдаринского хромитового рудного поля. При благоприятной общей конъюнктуре именно указанное рудное поле должно быть первоочередным объектом детальных геологоразведочных работ. В пределах Ипаянской группы месторождений основной задачей является изучение уже частично разведанных месторождений на глубину и разведка Халифалинского месторождения.

II

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

А Л Ю М И Н И Й

ВВЕДЕНИЕ

Алунит служит в технике сырьем для получения квасцов и сульфата алюминия, применяющихся в текстильной, бумажной и химической промышленности.

В связи со значительным развитием авиационной промышленности и вообще для уменьшения веса установок, приборов и другого сплавы алюминия (с его малым атомным весом — 29,97) получили широкое практическое применение. Из алюминиевых сплавов производят в огромных масштабах предметы хозяйственно-бытового характера (посуду, радиоприборы, фотоаппараты, компасы и др.).

Алуниты являются комплексным сырьем, из которого на строящемся в Кировабаде алюминиевом заводе намечается получение глинозема, калийной соли, серной кислоты, соды и специального цемента.

В течение сотен лет из загликского алунита («квасцового камня») кустарным способом получали квасцы, которые из Елизаветпольской губернии (ныне Кировабад) проникали на русские текстильные предприятия через ярмарки в Ростове-на-Дону, Астрахани и Нижнем Новгороде.

В Азербайджане имеется месторождение и ряд проявлений алунитов, из них наибольшего внимания заслуживает Загликско-Дашкесанская группа месторождений. Проявления алунита установлены в ряде мест: в Маразинском районе, близ с. Бахшик; в районе с. Човляр (в 3 км к югу от с. Нузгер); между с. Кейне-Кишлак и с. Гюнеш; на южном склоне г. Ильхидаг (южный склон Большого Кавказа); Дарридаг (в 8 км от с. Джульфа); в районе сс. Кушчу и Баян; на правом берегу р. Арбатки (Сутанчай) в Бакинском районе. Но так как большинство из них относится только к категории проявлений и не исследовано, поэтому на описании мы не останавливаемся, лишь некоторые сведения об отдельных проявлениях даются в конце этой главы.

ЗАГЛИК-ДАШКЕСАНСКАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛУНИТОВ

Выделяются четыре участка алунитового месторождения в этой группе: Загликское, Алунитдагское, Кырвакарское (алунит-пиррофиллитовое) и Северо-западное железорудно-алунитовое (рис. 1—2).



Рис. 1. Общий вид Загликского месторождения. В верхних частях обнажаются пласты алунита.

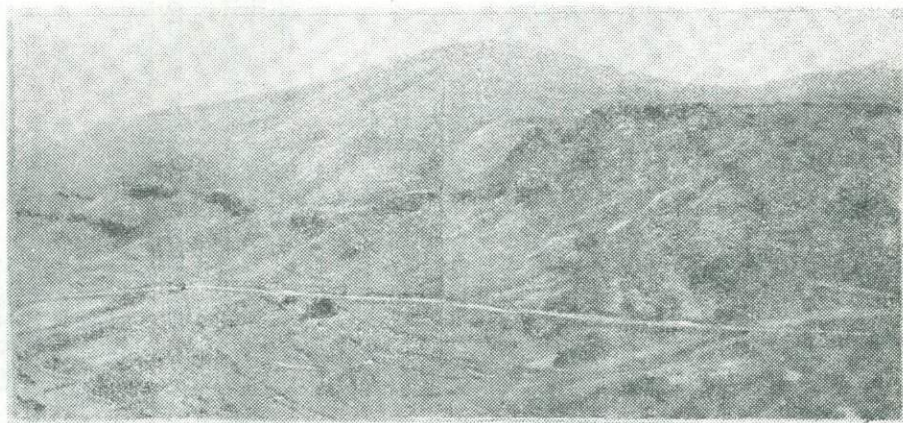


Рис. 2. Общий вид Алунитдагского месторождения. Обнажается пласт алунита (черная полоса).

Загликское месторождение алунитов выступает на большой площади на поверхности, что важно для разработки руды карьерным способом. Падение алунитизированной толщи на юг—юго-запад под углом 10—15°.

В литературе первые сведения о загликском «квасцовом камне» были даны Д. Соколовым [324]; А. Яковлев [390] произвел определения химического состава и физических свойств алунитизированных пород.

Е. Эйхвальд (1837) и Г. Абих [9] дали первые сведения о геологическом строении района Загликского алунитового месторождения; затем сравнительно подробнее геологию месторождения охарактеризовал К. Н. Паффенгольц [285]. Детальные геолого-петрографические и минералого-химические исследования провел (начиная с 1930 г.) М.-А. Кашкай [108, 114, 141, 173, 198, 217, 218], составивший также геологическую карту Загликского месторождения алунитов. Им же был выполнен химический анализ чистого алунита и дана формула его, соответствующая теоретическому. Был установлен [108, 114] натриевокалиевый состав алунита. Среди алунитизированных пород им же было обнаружено месторождение чистых каолинитов агальматолитового типа.

Геологоразведочные работы велись разными геологами: М. И. Бушуев (1929—1931), Г. Далакян (1939), М. В. Дубсвская и А. И. Калик (1941—1942), Т. М. Степанян, А. В. Потеряхина и Е. Н. Чернова (1955) и А. В. Потеряхина и Р. Г. Кофман (1956) и др.

Разведочные работы продолжались в 1957 и 1958 гг. Общие и групповые химические анализы проб алунитизированных пород проводились Г. К. Дементьевым и Н. А. Луценко, А. З. Везирзаде, Х. Шахтахтинским, Г. Х. Эфендиевым, в лабораториях Всесоюзного института минерального сырья (ВИМС) в Москве и Всесоюзного алюминиево-магниевого Института (ВАМИ) в Ленинграде, в геохимической лаборатории Института геологии Академии наук Азербайджанской ССР. Физико-химические исследования велись М. Э. Эфенди и В. Ф. Негреевым [380] и др. Термические анализы производились И. А. Бабаевым.

Кроме указанных, по Загликскому месторождению имеется много печатных и рукописных работ, перечень которых приводится М.-А. Кашкаем [114] и в списке литературы этой книги [61, 74, 82, 83, 94, 96, 248, 252, 258, 260, 265, 267, 285, 297, 298, 299, 307, 319, 320, 321, 322, 323, 347, 380, 384].

Геологическое строение

Загликское месторождение алунита располагается в пределах СВВ-крыла Дашкесанской синклинали, сложенной вулканогенными и осадочными толщами верхнего байоса, нижнего и верхнего бата, келловей, оксфорда и кимериджа. Весь этот комплекс прорван нижнемеловым Дашкесанским интрузивом (об этом см. главу «Железо»).

В существующей литературе, когда говорилось об алунитах, то подразумевалось лишь известное Загликское месторождение г. Кемеркая. Затем были обнаружены еще три участка — Алунитдагский, Кырвакарский и Северо-западный железорудно-алунитовый. Все эти участки приурочены к определенному стратиграфическому горизонту — между известняками лузитанской фации и вулканогенной толщей кимериджа.

Наиболее древние породы в районе месторождения относятся по возрасту к верхнему байосу, которые у с. Шарукар слагают нижнюю часть северного склона г. Кемеркая; на них налегают агломератные ла-

вы, а затем горизонт желтых туфопесчаников нижнего бата; выше идут туфоконгломераты, туфобрекчии и туфопесчаники верхнего бата; они покрываются маломощным горизонтом аргиллитов и песчаников келловей, сменяющимся мощным горизонтом карбонатных пород оксфорда-лузитана; выше располагается алунитовая толща, покрываемая (через слой желтых туфитов) вулканогенными породами кимериджа (рис. 3).

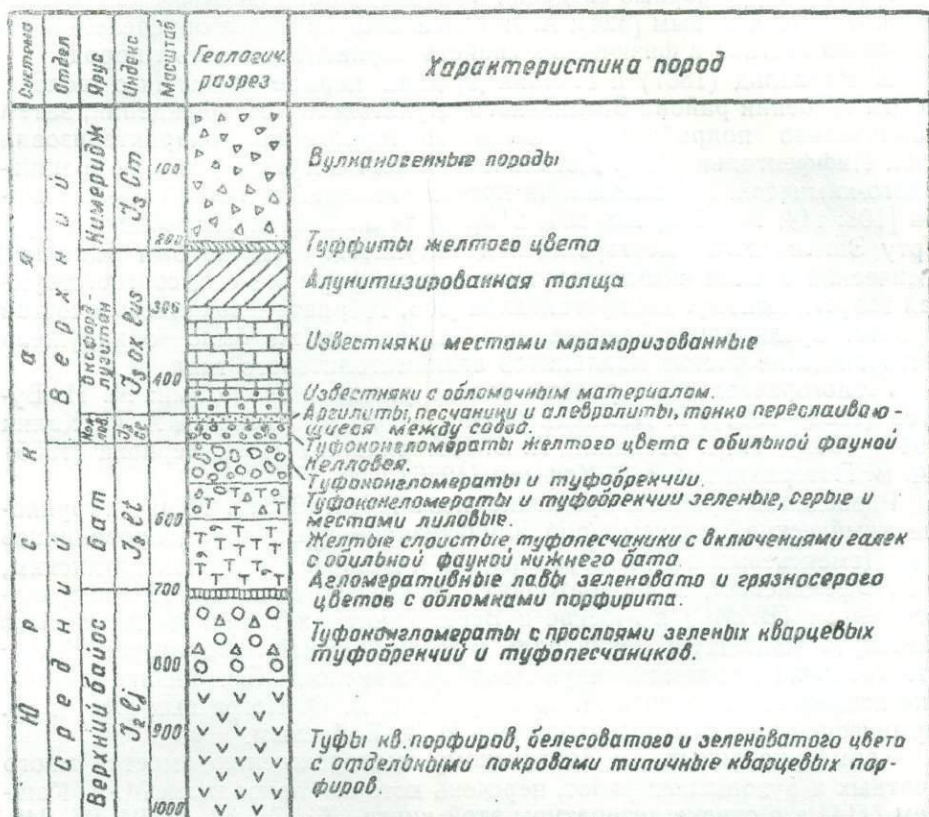


Рис. 3. Геологический разрез участка Загликского месторождения (по левому склону р. Сутекулен).

Геологический разрез Загликского месторождения представляется снизу вверх (по левому склону Кырвансу) в следующем виде:

Верхний байос

1. Туфы кварцевых порфиров белесоватого и зеленоватого цветов с отдельными покровами кварцевых порфиров 200 м
2. Туфоконгломераты и туфобрекчии кварцевых порфиров и туфопесчаники 120 м
3. Агломератные лавы зеленоватого и грязь-серого цветов с обломками порфиров 10 м

Бат

4. Желтые слоистые туфопесчаники с включениями галек и обильной фауной нижнего бата 100 м
5. Туфопесчаники и туфобрекчии зеленые, серые и местами лиловые 48 м
6. Туфоконгломераты и туфобрекчии 60 м

Келловей

7. Туфоконгломераты желтого цвета с обильной фауной келловей 30 м
8. Аргиллиты, песчаники и алевролиты, тонко переслаивающиеся между собой 12 м

9. Известняки с обломочным материалом	30 м
10. Известняки местами мраморизованные	120 м
11. Алунитизированная толща	90 м

Кимеридж

12. Туффиты желтого цвета	10 м
13. Булканогенные породы	200 м

На разных стратиграфических горизонтах эти породы прорваны табброидными интрузиями и дайками основного и кислого состава, обнаруженными М.-А. Кашкаем у южной окраины с. Шарукар, в западной части Загликского алунитового месторождения и в восточной части с. Заглик. Интрузивы обнаружены (25а) в западном краю алунитового месторождения (габбро-диориты), в восточной части с. Заглик (габброиды) и у южного края с. Шарукар (габбро-диабазы).

В алунитизированной толще Загликского месторождения обнаружено пять даек. Три из них плагиоклазового (лабрадорового) порфирита расположены в южной части месторождения. Прослежены они от 62 м до 160 м, мощностью от 1 до 3 м. Азимут падения 240° , угол 70° , подобная же дайка встречена в скв. 111₂. Дайка альбитофира обнаружена южнее скв. 117, она прослежена на 100 м, простирание ЮВ 160° , мощность ее 1,5—2 м, падение почти вертикальное. Мощность наносов от 0 до 30 м, местами и больше.

Основным тектоническим элементом района является Дашкесанская синклиналь, осложненная сдвиго-сбросовыми разрывами. Причем они характеризуются крупнообломочной формой, устанавливающейся не только общей морфологией месторождения, но и структурным взаимоотношением вулканогенных пород и подстилающих их известняков верхней юры. Между ними, особенно в нижней части, отмечены (114) прослой глины, местами с брекчиями трения и зеркалами скольжения. Этот сдвиг очевидно зародился до рудообразовательного процесса и возможно был генетически связан с нижнемеловой (неоком) дислокацией, будучи приурочен ко времени формирования первых фаз дашкесанских интрузивов.

Отдельные горизонты пород (преимущественно неалунитизированные разности) алунитовой толщи расланцованы и трещиноваты. Эта особенность создала благоприятные условия для проникновения сернистых газов и газоводных растворов, обусловивших алунитизацию, каолинизацию и пиррофиллитизацию вулканогенных пород.

Указанные разрывы представлены крупным сбросом, проходящим в северо-восточной части месторождения. По этому сбросу Шарукарский участок расчленяется от участка Лалукар. Он в юго-восточном направлении, несколько изменяя свое направление, сочленяется с южнокрыварским, а затем джебрадзорским сбросами. Последний проходит через Северо-западный участок железорудного месторождения. Сбросы отмечены в юго-восточной, центральной и западной частях месторождения. Основные показатели их приведены в табл. 1.

Благодаря этим сбросам в рельефе месторождения наблюдается ступенчатость, поясовая форма в толще; сопряженные сбросы создают блоковую структуру для месторождения.

Существенными тектоническими элементами района месторождения являются ступенчатые сбросо-сдвиги на ССВ крыле Дашкесанской синклинали, переместившие алунитовую толщу. Это ясно наблюдается в разрезе южной части с. Шарукар, где агломератные лавы кимериджа имеют всего 10 м мощность, в то время как несколько к востоку мощ-

Таблица 1

Местонахождение и наименование сбора	Направ- ление	Угол	Амплитуда м	Сброшенная часть	Длина, м
Лалукар или северо- восточный	СЗ—310°	вертикаль- ный	90	СВ	>2000
Южный	ЗСЗ	"	32	Ю	1250
Восточный	—	"	40	СЗ	970
Центральный	С—Ю	"	25	З	820
Западный северо-вос- точный сброс	ЗСЗ	"	23	ЮВ взбро- шена	750

ность их достигает 130—230 м. В связи с этим происходят изменения в положении и других стратиграфических горизонтов. Сбросо-сдвиги наблюдаются и вдоль известняков, которые сместили их и привели в контакт с различными стратиграфическими горизонтами вулканогенных пород верхней юры.

КЫРВАКАРСКОЕ АЛУНИТ-ПИРОФИЛЛИТОВОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ

Кырвакарское алунит-пирофиллитовое проявление ранее описывалось как пирофиллитовое. Однако оно, по исследованиям М.-А. Кашкая и Ф. Ю. Гусейнова [173], оказалось алунит-пирофиллитовым.

Кырвакарское алунит-пирофиллитовое месторождение примыкает непосредственно к гор. Дашкесану и приурочено к тому же горизонту между известняками лузитана и подошвой вулканогенной толщи кимериджа, являясь непосредственным продолжением железорудной залежи Северо-западного участка Дашкесанского месторождения. На этом месторождении алунитовая толща, в отличие от Загликского, характеризуется значительно большим содержанием пирофиллита, образуя здесь алунит-пирофиллитовое оруденение.

Наряду с этим установлены и отдельные пропластки более или менее чистых алунитизированных пород. Содержание алунита в алунит-пирофиллитизированных породах легко определяется как под микроскопом, так и по SO_3 в химическом составе их. Судя по тому, что пирит является малораспространенным минералом в данной толще, мы уверенно можем отнести SO_3 за счет алунитов и в соответствии с этим, а также с другими основными окислами, вычислить содержание алунита в породах, следовательно и запасов руды.

Согласно многочисленным химическим анализам, содержание SO_3 в рассматриваемых породах варьирует от 0,15 до 35—40%, что соответствует также содержанию ее в алунитизированных породах соседнего месторождения.

Анализы алунитизированных пород из Кырвакарского месторождения показывают содержание SO_3 в таком же количестве, как и в Загликском месторождении.

Детальными исследованиями здесь выявлены также алунитизированные и каолинизированные туффы, туфы, туфопесчаники, мелко-обломочные туфобрекчии с их эпидотизированными, лимонитизированными и окремненными разностями. Эти породы в различной степени подверглись метасоматическому изменению, что объясняется характером трещиноватости и петрографической особенностью пород, чем вызвано неравномерное распределение алунита и каолинита в породах.

Алунитизированные породы располагаются преимущественно в восточной и западной частях метасоматически измененной толщи Кырва-

кара. Высокий процент алунита установлен в скв. 10 и др. Алунитизированные породы Кырвакара характеризуются, главным образом, серым, лиловым, фиолетовым цветами и почковидными выделениями кремового цвета. Среди этих пород различаются плотные рассланцованные, пятнистые, брекчиевидные и др. В зависимости от содержания гидроокислов железа (до 5%) породы приобретают розовой и лилово-красный оттенок. Кривые нагревания и обезвоживания алунита Кырвакарского месторождения показывают два характерных для алунита эндотермических эффекта — при 550° С и 830° С. Алунит сопровождается каолинитом, кварцем, в некоторых местах синим и зеленым диаспором, корундом, флюоритом, магнетитом, лимонитом, гематитом и др. Встречаются также окремненные породы с небольшим содержанием алунита.

Алунит-пиррофиллитовое месторождение Кырвакара пока еще не разведано и поэтому говорить о запасах алунита невозможно.

АЛУНИТДАГСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение охватывает участок между г. Кырвакар на востоке и руч. Сутекулен на западе, являясь продолжением Заглижского месторождения. Оно описывается здесь впервые. Как по географическому

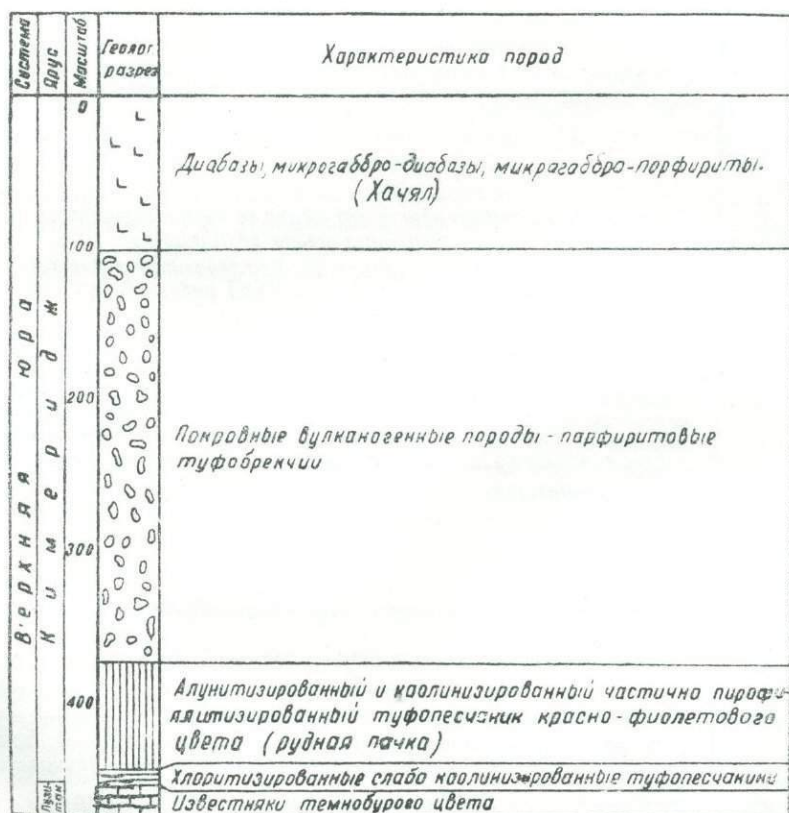


Рис. 4. Геологический разрез Алунитдагского месторождения.

положению, так и по характеру метасоматического изменения вулканогенных пород кимериджа оно занимает промежуточное положение между Загликским и Кырвакарским месторождениями. Стратиграфическая последовательность пород верхней юры такая же, как и для соседних участков (рис. 4). Различие заключается в мощностях и минералого-петрографическом составе пород.

В нижней части месторождения (у дороги) располагаются плотные, темные известняки лузитанской фации; выше залегает алунитовая толща, падающая на ЮЗ 210° , под углом 16° , она покрывается туфобрекчиями и выше (в восточной части месторождения) диабазовыми порфиритами кимериджа.

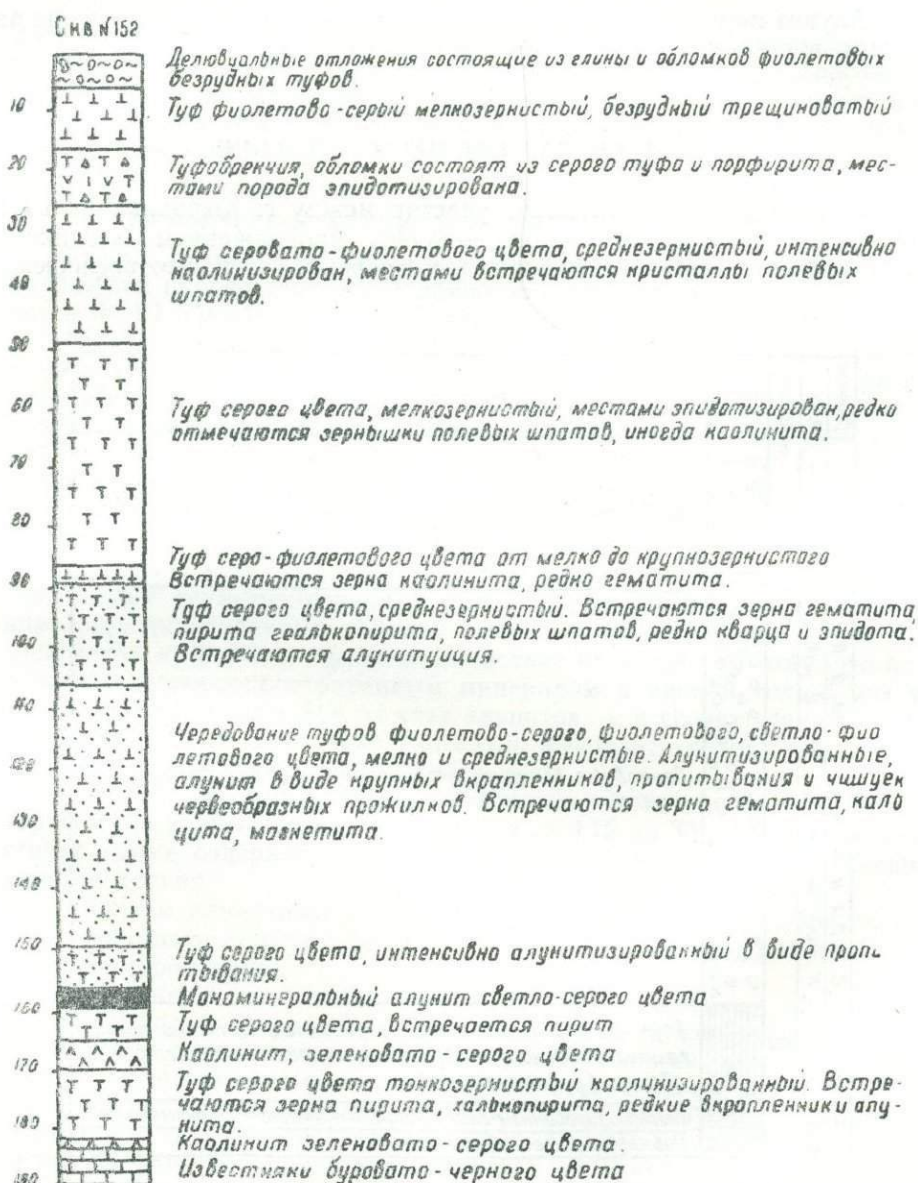


Рис. 5. Геологический разрез скв. 152 Алунидагского месторождения.

Трещинная тектоника развита здесь в соответствии с общей тектоникой района. Линиями тектонического разрыва месторождение ограничивается с восточной и западной сторон. В восточной части сброс является продолжением (СЗ 220°) Джебраздорского; сбрасывается СВ часть месторождения при амплитуде 70—80 м. Этим сбросом месторождение как бы срезается по северному борту, где алуниты рельефно выступают скалистыми обрывами. В западной части, к югу от руч. Сутеюлен алунитовая толща, очевидно, сдвинута на северо-восток. В центральной части месторождения по безымянной балке отмечается крупный сброс СВ 35° направления с амплитудой смещения до 40 м. Сброшена западная часть. При этом вторая пачка алунитизированной толщи восточной части приходит в стык с первой пачкой западной части; выше переходит в покровные туфобрекнии.

Характер рудной толщи хорошо иллюстрируется разрезом скв. 152 (рис. 5).

СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ АЛУНИТО-ЖЕЛЕЗОРУДНЫЙ УЧАСТОК

Северо-западный участок Дашкесана до последнего времени считался единственным из скарново-железорудных. Отсюда железная руда разрабатывается Дашкесанским горнообогатительным комбинатом в крупных масштабах. Однако этот участок оказался еще более интересным не только в практическом, но и в отношении ряда вопросов генезиса алунита и пиррофиллита, а также условий протекания процессов алунитизации, пиррофиллитизации и каолинизации.

До последнего времени не ясно было прерывание алунит-пиррофиллитовой толщи в восточной части Кырвакарского месторождения на стыке ее со скарново-железорудной залежью. На основании интерпретации разрезов нами была научно обоснована возможность продолжения алунитизированной толщи в направлении Северо-западного участка. Такая уверенность подтвердилась вследствие обнаруженных М.-А. Кашкаем и И. А. Бабаевым [174] крупных линз и жил гидротермального типа серицита, содержащего до 9% K_2O , а также каолинита. По материалам этих же авторов дается описание Северо-западного алунито-железорудного участка.

При обработке кернового материала буровых скважин Управления геологии и охраны недр Азербайджанской ССР на Северо-западном участке был выявлен калиевый и калий-натриевый алунит.

В геологическом строении описываемого участка принимают участие вулканогенно-осадочные породы средней и верхней юры.

Стратиграфический разрез здесь начинается снизу вверх, в основном туфогенными породами среднеюрского возраста (верхний бат). Среди туфогенных пород преобладают мелко-, средне- и крупнообломочные туфоконгломераты и туфобрекнии, содержащие гальки кварцевого порфира и его туфов, кварцевого порфирита туфопесчаников и различного типа порфиритов. Все эти обломки сцементированы туфовым материалом. Эти породы в месторождении интенсивно ороговикованы и скарнированы. На них залегают верхнеюрские известняки лузитанской фации оксфорда-кимериджа, которые в центральной части месторождения выклиниваются. Далее, в восточной части его и в северо-восточном скарново-железорудном участке, полностью отсутствуют. Ниже горизонты вулканогенных пород, налегающие на известняки лузитанской фации, подвержены интенсивному ороговикованию, скарнированию, а также процессам алунитизации и каолинизации.

В различной степени интенсивности алунизированные и каолинизированные породы пока выявлены к югу от Джебрадзорского сброса. Мощность гидротермально измененных пород здесь колеблется, достигая местами 50 м и более.

Глубина и мощность алунизированных пород иллюстрируются следующими данными скважин Управления геологии и охраны недр Азербайджанской ССР (табл. 2).

Таблица 2

№ скв.	Глубина, м.		Мощность алунизированных пород, м
	от	до	
334	284,80	302,50	17,70
55a	178,40	187,00	8,60
334	243,00	270,00	27,00
317	305,00	307,00	2,00
57a	284,40	296,50	12,10
59a	167,00	203,00	36,00
	213,00	217,0	4,00
	234,00	241,90	7,90
58a	203,20	231,50	28,30
	258,90	270,55	11,60
55a	178,40	184,20	5,80
66	226,30	238,05	11,70

Таблица 3

Химические анализы алунитов из Северо-западного участка

№ проб	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	SO ₃	Сумма
I-глубина 305 м	7,40	35,84	1,85	0,10	0,92	8,82	9,90	35,80	100,63
I a-глубина 285 м	7,47	35,80	1,80	0,14	0,97	8,78	9,17	35,75	99,88

На рис. 6 приводим кривые нагревания и потери веса алунита из Северо-западного участка. Термограммы алунита данного участка характеризуются двумя крупными эндотермическими эффектами в температурных интервалах: 490—590° и 740—820° и одним экзотермическим эффектом около 720—740°. Первая эндотермическая реакция связана с потерей алунита всей содержимой в ней конституционной воды.

Согласно кривой потери веса, количество выделившейся воды (рис. 6) при этом равно 12,29% и оно близко к содержанию воды в теоретическом составе алунита.

Второй эндотермический эффект получается в результате

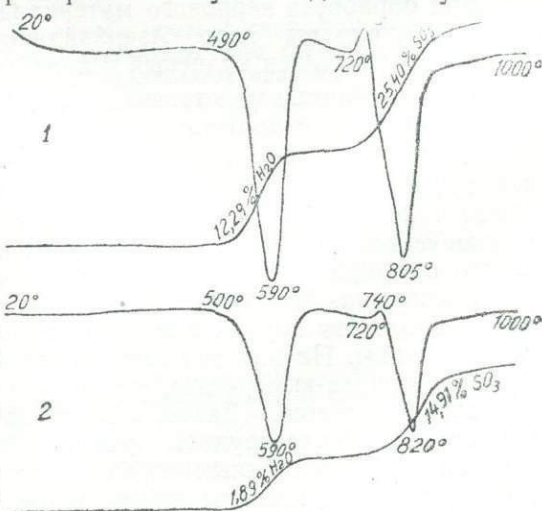


Рис. 6

потери алуниита значительной части SO_3 (почти отвечает трем молекулам SO_3).

Потеря веса алуниита из Северо-западного участка, за время регистрации эффектов, показана в табл. 4.

Таблица 4

№ обр.	№ скв.	Глубина взятия об- разца, м	Потеря веса, %		Содержание по термо- весовым данным, %	
			первый эндогтермич. эффект	второй эндогтермич. эффект	H_2O	SO_3
1	317	305	12,29	25,40	12,29	33,80
2	55а	180,8	7,89	14,91	7,89	19,61

Продолжающиеся геологоразведочные работы позволят судить о промышленном значении этого месторождения, тем более алуниитизированные породы входят в разрабатываемый ныне скарново-железорудный комплекс Северо-западного участка.

Заканчивая на этом описание промышленного залегания месторождений алуниитов Дашкесанской группы, отметим, что в литературе указывается наличие алуниитов в Ханларском районе по левому берегу р. Ванкиджур. По данным химического анализа В. А. Рейслера, в алуниитизированной пробе содержится (в %): SiO_2 —37,7; Al_2O_3 —23,2; Fe_2O_3 —3,2; $\text{Na} + \text{K}_2\text{O}$ —6,3; SO_3 —20,5; H_2O (суммарно) — 7,5; сумма 99,4.

В рукописных отчетах учитывается наличие алуниита на Северо-западной окраине с. Тулялар — на юго-восточном склоне г. Сангян. Химические анализы трех проб предполагаемых алуниитизированных пород показали (в %): SiO_2 —59,48—60,54; Al_2O_3 —28,51—33,98; Fe_2O_3 —0,46—0,79; SO_3 —1,88—5,80. Однако тщательные поиски М.-А. Кашкая и И. А. Бабаева показали, что в указанных двух пунктах алуниитизированных пород не имеется. Петрографические и термические исследования установили принадлежность этих пород к каолинизированным вулканогенным породам. Указанное содержание SO_3 в анализах объясняется наличием в породе мелкорассеянного пирита. Наряду с этим, наличие таких измененных пород позволяет высказать предположение о возможности нахождения в полосе Мирзик-Тулялар алуниитизированных пород, учитывая, что эта полоса находится вблизи Дашкесанского рудного комплекса.

Морфология рудной толщи

Морфология алуниитовой толщи определяется строением вулканогенных пород, подвергшихся алуниитизации и каолинизации. Так как эти метасоматически измененные вулканогенные породы имеют слоистый характер, поэтому пластообразная залежь имеет тонкослоистую структуру. Таких слоев в алуниитизированной и каолинизированной толще около 20.

В северо-восточной, северной и восточной частях залежи толща выступает обрывистыми карнизами (рис. 7), состоящими из различной степени алуниитизированных пород. В северо-восточной части, в силу

сброса, выступают как бы два пласта (рис. 8), но они являются продолжением один другого и отделяются друг от друга подстилающими известняками.

С востока, севера и запада алунитовая толща подстилается красноватыми и серовато-зелеными туфами и туфобрекчиями, ниже которых идут известняки, затем желтые туффиты и туфопесчаники. Мощность алунитовой толщи различна.



Рис. 7. Карниз алунита в восточной части Загликского месторождения.

Начиная с 1929—1930 гг., Загликское алунитовое месторождение разведывалось с целью подсчета запасов. Здесь проведено довольно много буровых скважин и химических анализов керна. Это дает возможность разделить условно алунитовую толщу грубо на три или четыре горизонта (сверху вниз).

Первый рудный горизонт — серовато-лиловые туфы и туффиты с мелкими и среднего размера зернами чистого алунита, придающие им брекчиевидную текстуру.

Второй рудный горизонт — это темно-красные туфы и туффиты с прослоями зеленовато-серых туфов и туфопесчаников. Горизонт этот слабоалунитизирован. Окраска его зависит от содержания (2—5%) окислов железа.

Третий рудный горизонт также относится к богатой части алунитизированной толщи. Характеризуется серым и фиолетово-серым цветом с мономинеральными включениями и тонкими прослоями алунитов. От четвертого горизонта отделяется сравнительно слабоалунитизированными и каолинизированными породами.

Четвертый рудный горизонт — это наиболее интенсивно алунитизированная нижняя часть толщи. Этот горизонт выступает в северной и северо-восточной ее половине. Здесь алунитизированные породы имеют серую и фиолетово-серую окраску с многочисленными пачками самых различных размеров и ленточными образованиями чистых алунитов. По внешнему облику этот тип имеет брекчиевидную текстуру.

Мощность алунитовой части меняется с востока на запад.

Во всех выделенных рудных горизонтах соотношение алунита и каолинита изменяется в больших пределах. Однако среди алунитизиро-

ванных пород, в особенности в западной части месторождения, встречаются жилы и линзы компактного каолинита мощностью около 2,5 м и больше. Такое выделение четырех горизонтов алунитизированных пород дается условно, так как строгое расчленение не везде удастся проследить.



Рис. 8. Выхода алунитизированной толщи в север-восточной части месторождения

Практическое значение при разведке канавами, буровыми скважинами, а также вскрышными работами при эксплуатации месторождения карьерным способом должны приобрести мощности делювиальных и пролювиальных отложений, колеблющиеся от 0 до 10—30 м. Наибольшие мощности делювиальных и пролювиальных отложений располагаются в юго-восточной части месторождения, а именно в пониженных и тектонически нарушенных участках. Эти наносы представлены темными и бурыми (от гидроокислов железа) глинами, содержащими мелкие, местами крупные обломки алунитизированных пород.

Классификация алунитизированных пород

Классификация алунитизированных пород по типам имеет важное практическое значение при сортировке руд. Поэтому правильный подход к решению этого вопроса также существенен для выбора наиболее оптимальных промышленных участков. По М.-А. Кашкаю [22], выделяются следующие восемь типов алунитизированной руды, кладя в основу, главным образом, структурные признаки пород, степень их алунитизации и форму проявления алунита, а также цвет, зависящий от состава и примесей руд.

Тип I — сланцеватая, мелкоиндалевидная руда, наиболее распространенная в восточной части месторождения, в особенности его верхней и средней частях характеризуется сланцеватой (рис. 9) или параллельно-полосчатой (рис. 10) текстурой, приобретенной от первоначальных

пород. Алунит же вдоль сланцеватости выкристаллизовался по сланцеватости из гидротермальных растворов, содержит мелкие вкрапленники и миндалины алунита диаметром до 2—3 мм и реже до 1 см. Отенок породы часто зависит от количества этих включений, которые



Рис. 9. Сланцеватая текстура с ориентированным расположением алунита (белые).

иногда сильно превалируют над основной массой и получается впечатление, что порода состоит, в основном, из алунита. Наблюдается часто сланцеватость, причем по отношению к ней вкрапленники алунита обычно ориентируются. По плоскостям сланцеватости обычно образуется

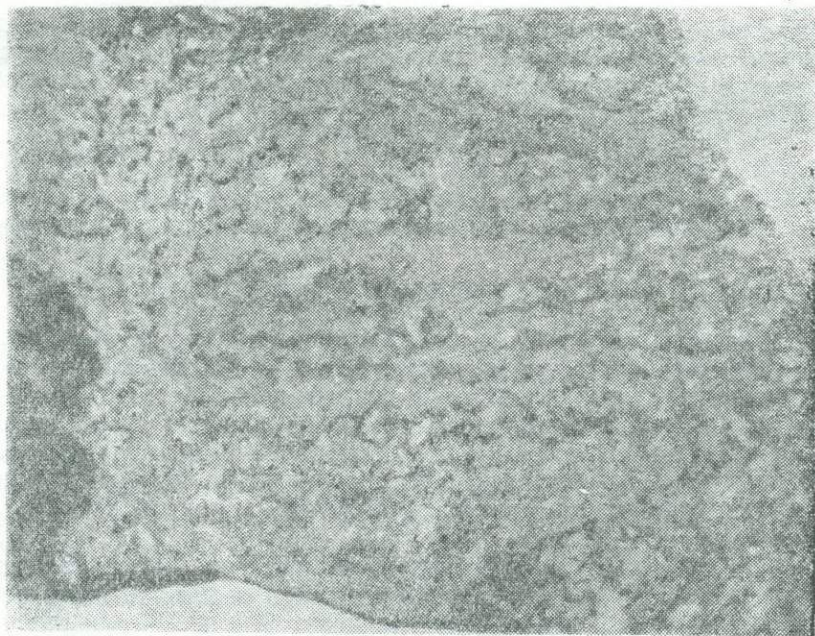


Рис. 10. Параллельно-полосчатая текстура с прожилками

каолинит, а местами и чешуйчатый хлорит. Твердость равна 4—5. Содержание алунита в этом типе колеблется в пределах 45—60%.

Макроскопическими исследованиями устанавливается реликтовая структура алунитизированной туфобрекчии или туфа, в составе которой участвует обломочный материал. В тонкочешуйчатой основной массе неравномерно распределены брекчиевидные включения алунитизированных и каолинизированных минералов, агрегаты кварца, неправильной формы гематит и обломки микропорфирита.

Алунит образует псевдоморфозу по полевоому шпату и по темнокрасным компонентам. От кварца, с которым он нередко встречается вместе, алунит легко отличается несколько повышенной интерференционной окраской и показателем преломления. В основной массе, и в особенности в псевдоморфозах, алунит образует тонкочешуйчатый агрегат, трудно поддающийся определению. В нем при скрещенных николях можно наблюдать ориентированные направления, выявляющиеся в виде полосок при вращении столика микроскопа. Отдельные, более крупные листочки характеризуются совершенной спайностью (0001), относительно которой погасание минерала прямое.

Гематит и лимонит, являющиеся следующими по количеству минералами, импрегнируют интенсивно породу, чем и обуславливается окраска ее. Гематит в проходящем свете черный, а в отраженном — вишнево-красный; лимонит — бурый, образуется в виде каемки вокруг минералов или в трещинах породы. Количество этих минералов около 5%.

Каолинит состоит из тонкочешуйчатой или пылевидной массы, действующей местами слабо на поляризованный свет. При таком строении кремевый оттенок в проходящем и грязно-желтый цвет в отраженном свете может явиться отличительным признаком каолинита. Содержание его — от 10 до 25%.

Кварц образует агрегатное скопление с мозаичным характером или же встречается отдельными зернами, размером до 0,1 мм. По показателю преломления он легко отличается от алунита и каолинита. Содержание кварца в породе — до 15%.

Обломки микропорфировых пород характерны для этого типа алунитизированной породы. В них ясно сохраняются геометрические очертания реликтов фенокристаллов полевого шпата. Основная масса их сильно изменена и заполнена вторичными продуктами, главным образом, гидроокислами железа. Часто эти реликтовые вкрапления находятся как бы в темной рудной основной массе микропорфирита. По фенокристаллам образуется также псевдоморфоза алунита и кварца. Содержание микропорфирита в породе — 5—15%. Этот тип был встречен на поверхности и глубже, например, в шахте № 1 на глубине 4,45—5,05 м, в шахте № 2 — на глубине 2,85—3,85—5,85 и 6,85 м.

Тип II — брекчиевидная алунитовая руда с крупными миндалинами алунита, характерными для алунитовой толщи. Брекчиевые включения (рис. 11, 12) цементируются тонкозернистой или афанитовой массой серого, фиолетового и красно-бурого цвета.

Алунитовые включения кремово-желтого цвета, представлены в виде почек или миндалин различной формы и размером до 20—30 мм, в отдельных случаях и до 50 мм, или они образуют, согласно сланцеватости, слои толщиной до 1 см. Эти «слои» быстро прерываются, ограничиваясь определенными участками или глубинами. Наряду с крупными включениями, наблюдаются и мелкие, входящие в состав цементирующей массы. Содержание алунита колеблется от 40 до 80%; твердость равна 4—5. Этот тип распространен на поверхности и в средней части толщи. Слоистая разность встречена на больших глубинах, например, в шахте № 1.

Включения алунита большого размера совершенно бесцветны и лишены каких-либо примесей. Показатели преломления и удельный вес этого минерала следующие (химический состав см. ниже при опи-

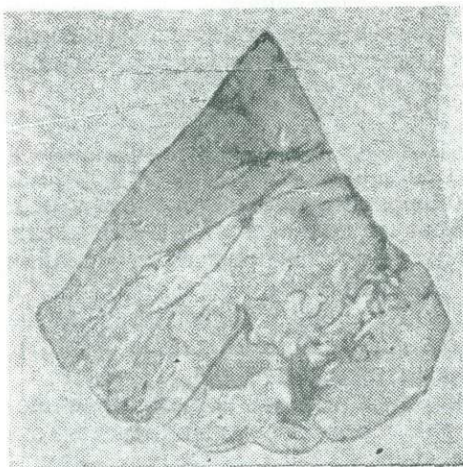


Рис. 11. Брекчиевидная текстура.

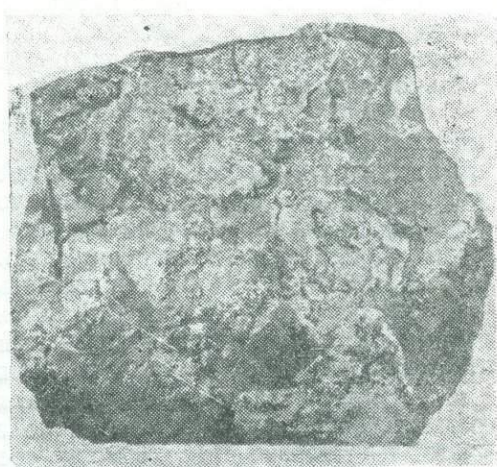


Рис. 12. Брекчиевидная текстура.

сания алунита): N_g —1,5953; N_p —1,5831; N_g — N_p —0,012, удельный вес алунита — 2,6; удельный вес алунитовой породы — 2,81.

От этой разности резко отличается «смесь» алунита и каолинита с рудной оторочкой.

В шлифах, изготовленных из почек алунита, можно наблюдать параллельные трещины на поверхности микродернистой массы и погасание, происходящее как бы вдоль полосок.

Каолинизации подвержен также и обломочный материал (микропорфиры и кварцевые порфиры).

Кварц встречается в виде агрегатов и отдельными обломками (0,1—0,3 мм) с острыми углами. Вокруг зерен его нередко можно наблюдать мелкие кристаллики алунита или кварца. Содержание кварца — до 15%.

Гематит в основной массе породы принимает большое участие. Он, кроме распыленного состояния, встречается также в виде скоплений неправильной формы или местами с прямолинейными ограничениями, напоминающими опацизацию темноцветных компонентов (роговой обманки или пироксена). Содержание его в основной массе — до 5%.

Тип III — ориентировано-крупноминдалевидная алунитовая руда, состоит из больших выделений продолговатых почек чистого алунита, расположенных в определенном направлении. Эти прерывистые почки создают как бы линзовидные слои, отделяющиеся друг от друга плотной алунитизированной массой, характеризующейся ориентированно-миндалевидной текстурой (рис. 13, 14). Нередко миндалины тесно соприкасаются, и тогда порода приобретает ориентированно-мостовидную текстуру (рис. 15). При этом несколько нарушается и однотипность текстуры. Размеры миндалин изменяются в больших пределах — от 1—2 см (в поперечнике) до значительно мелких. Если величина миндалин большая по длине, то они приобретают ленточное строение.

Окраска миндалин кремовая, желтоватая, бледно-розовая. Твердость их более 5. Несмотря на внешнюю однородность миндалин в хими-

ческом составе их наблюдается некоторая вариация процентного содержания компонентов, что зависит от количества чрезвычайно мелко рассеянных в алуните второстепенных минералов (кварца и др.).

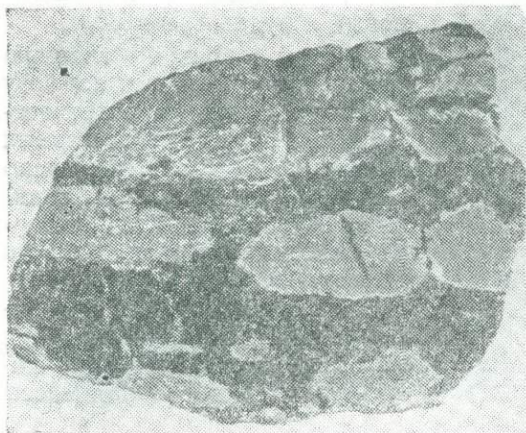


Рис. 13. Крупно-миндалевидная текстура с ориентированными миндалинами алунита



Рис. 14. Ориентированно-миндалевидная текстура

Цемент их не отличается от плотной массы других типов алунизированных пород. Окраска его фиолетовая, буроватая, серая. Под микроскопом цемент характеризуется реликтовой структурой туффита, туфопесчаника или микротуфобрекций, т. е. пород, подвергшихся метасоматическому изменению. Нередко можно наблюдать реликтовую форму отдельных минералов. Наряду с алунином, составляющим основную массу, в цементе присутствуют каолинит, кварц и в малых количествах другие минералы, характерные для этой ассоциации.

Тип IV — мелкообломочная пятнистая алунитовая руда, в отличие от предыдущих, включений алунита не содержит или участками (пятнами) обогащается им. Часть характеризуется ориентировано-пятнистой текстурой (рис. 16, 17, 18).

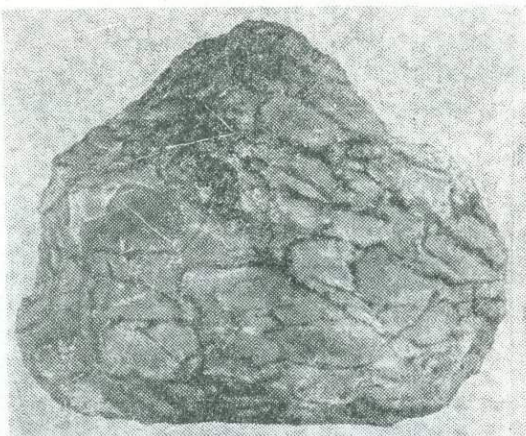


Рис. 15. Миндалевидная текстура

Тонкие пластинки или осколки на изломах полупросвечивают, вследствие чего поверхность породы имеет местами матовый или жирный блеск. Можно наблюдать также мелкие, красного цвета зерна гематита. Цвет породы темно-серый, с фиолетовым и красноватым оттенком. Порода довольно плотная и создает впечатление сливного строения алунита. Твердость породы от 4 до 5, содержание алунита колеблется в пределах 50—60%. Этот тип менее распространен и встречается, главным образом, на поверхности толщи, как например, у р. Сутекулен, в карьерах на г. Шарукар и т. д.

Под микроскопом эта порода определяется как туффит, подвергшийся интенсивной алунитизации. В микрочешуйчатой алунитовой массе

можно наблюдать мелкие (до 0,1 мм) обломки микропорфирита, кварцевые зерна, каолиновый и рудный минералы.

Алунит, образуя главную массу породы и псевдоморфозу по полевым шпатам, встречается также в виде агрегатных скоплений; тогда в них ясно наблюдаются трещины спайности (0001) и желтая интерференционная окраска второго порядка.

Микропорфиритовые обломки (до 3%) изменены. Они определяются лишь по релик-

товой структуре. Фенокристаллы их алунитизированы, а основная масса импрегнирована гематитом.

Кварц представлен полуокатанными зернами с волнистым погасением, со следами воздействия катакластических явлений, выражающихся в их трещиноватости и мозаичности. Кварц распределен в породе неравномерно и содержание его доходит до 5%.

Каолин, образуя псевдоморфозу, встречается в двух разновидностях: грязнобурого цвета и бесцветный, состоящий из весьма тонких листочков. В первой разновидности в отраженном свете, кроме серой массы каолинового вещества, определяется и гематит. Содержание каолина до 15%.

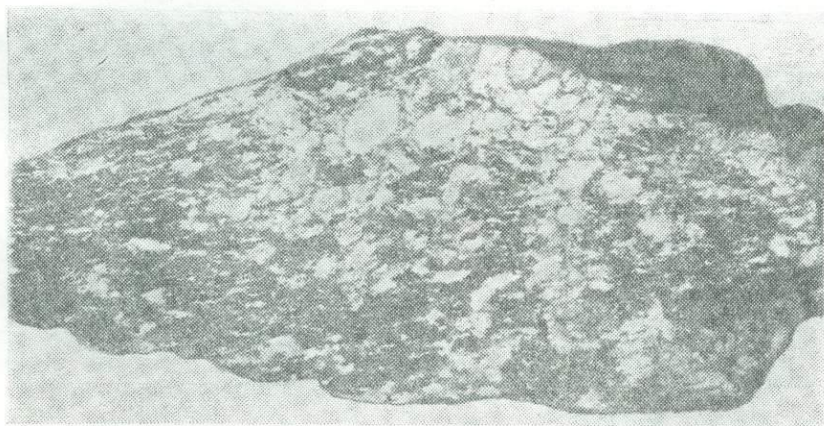


Рис. 17. Ориентированно-пятнистая текстура

Гематит в отраженном свете характеризуется металлическим блеском, переходящим по краям в вишнево-красный цвет. Помимо первично вкрапленных руд, он встречается в неправильных формах или в распыленном состоянии, как продукт изменения темноцветных компонентов или микропорфиритов, что видно по форме расположения рудного минерала.

Тип V — прожилково-линзовидная алунитовая руда со значительным содержанием алунита, резко отличается от других типов. Прожилки различной толщины — от 1—3 см до тонкопрожилковой текстуры

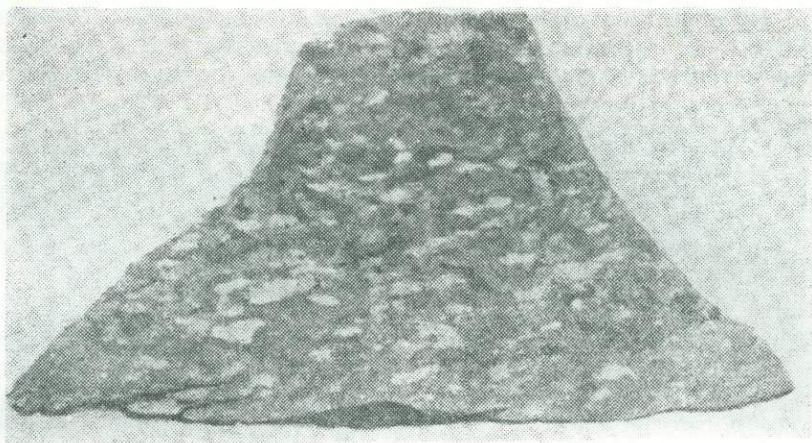


Рис. 18. Ориентированно-плитнистая текстура.

(рис. 19, 20). Окраска кремовая, нередко с фиолетовым, зеленоватым или голубоватым оттенками. Алунит находится в виде ленточек, прожилок или линзочек, толщиной до 4—5 см и больше. Отдельные включения алунита имеют размер до 6×8 см. Содержание алунита 50—70%. Твердость от 4 до 5. Этот тип алунитовой руды наиболее характерен для юго-восточного карьера, но встречается и в различных глубинах восточной и центральной части месторождения.

Цементирующая масса состоит из алунита, каолина, кварца и гематита. Крупные включения (почки) алунита имеют тонкозернистое строение, местами даже как бы скрытокристаллическое. На поверхности их можно наблюдать ориентированные трещинки.

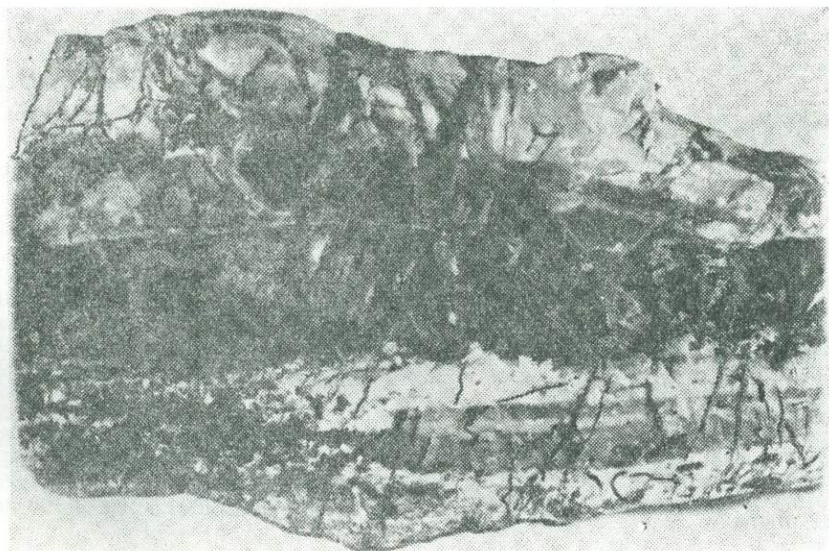


Рис. 19. Прожилково-линзовидная текстура.

Тип VI — тонкозернистая микроиндалевидная алунитовая руда, представляет собою сравнительно слабоалунитизированный туф с содержанием алунита от 15 до 18%. В ней наблюдаются включения (миндалины) алунита (рис. 21) и каолинита, не превосходящие диаметром 5—6 мм. Наличие большого количества каолинита понижает твердость породы до 2—3. Этим же объясняется белесоватый цвет с розоватым оттенком алунитизированной породы. Этот тип породы встречается,

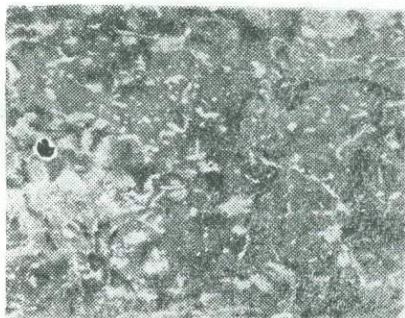


Рис. 20. Тонко-прожилковая текстура.

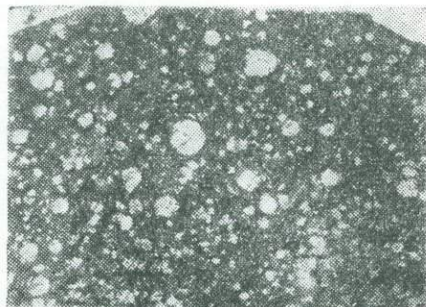


Рис. 21. Изометрично-вкрапленная текстура.

главным образом, в верхней части, особенно в лежащем боку алунитовой толщи, являясь, таким образом, переходной породой — слабоалунитизированной, каолинизированной разностью. При ближайшем рассмотрении штуфа и сопоставлении его с микроскопическими данными кроме алунитовых включений, различаются фиолетовые участки, соответствующие смеси алунита, каолинита и гематита и обособленные красные зернышки последнего.

Под микроскопом главная масса породы состоит из каолинита и кварца и, в подчиненном количестве, алунита. Каолинит образует тонкочешуйчатую массу, иногда слабо действующую на поляризованный свет. Местами представлен sdвойникованными листочками, напоминающими плагиоклаз. Нередко встречается и волокнистое строение. Двойное лучепреломление, определенное компенсатором Берека — $\text{Ng} - \text{Nr} = 0,005$. Среди этой массы кварц находится в мелкораспыленном

Химические анализы алунитизированных пород из скважин

Компоненты	52	32	37	62	35	63	64
SiO_2	38,89	40,37	42,64	43,82	32,34	31,24	35,44
TiO_2	0,39	0,46	0,53	0,41	0,44	0,31	0,39
Al_2O_3	21,92	25,11	20,16	21,42	23,71	24,59	21,61
Fe_2O_3	5,12	3,04	6,19	3,51	4,36	3,39	4,14
P_2O_5	0,09	0,16	0,23	0,11	0,16	0,08	0,17
CaO	0,02	0,20	0,74	0,08	0,00	0,29	0,07
MgO	0,05	0,05	0,45	0,03	0,07	0,02	0,01
Na_2O	1,61	1,51	1,49	0,97	2,60	1,66	1,51
K_2O	3,23	2,86	3,06	3,76	3,69	4,85	4,43
SO_3	21,38	17,27	16,56	18,80	25,47	22,88	23,06
$\text{H}_2\text{O}_{-110}$	0,14	0,12	0,52	0,08	0,09	0,11	0,07
$\text{H}_2\text{O}_{+110}$	6,70	8,07	6,65	7,30	7,91	7,65	7,63
Σ	99,54	99,22	99,22	100,25	100,84	100,40	99,53

или агрегатном состоянии. Зерна его по величине больше, чем листочки каолинита.

Алунит также мелко рассеян среди этой массы или же образует иголки. Гематит замещает преимущественно обломки микропорфирита, реже измененные призмочки темноцветных компонентов, чаще же располагается вокруг последних в виде каемочек.

Микропорфириты сильно изменены и замещены вторичными продуктами. Они определяются по реликтовой структуре порфирита.

Тип VII — мелкозернистая каолинизированная руда с малым содержанием алунита, также относится к слабоалунитизированной породе; она

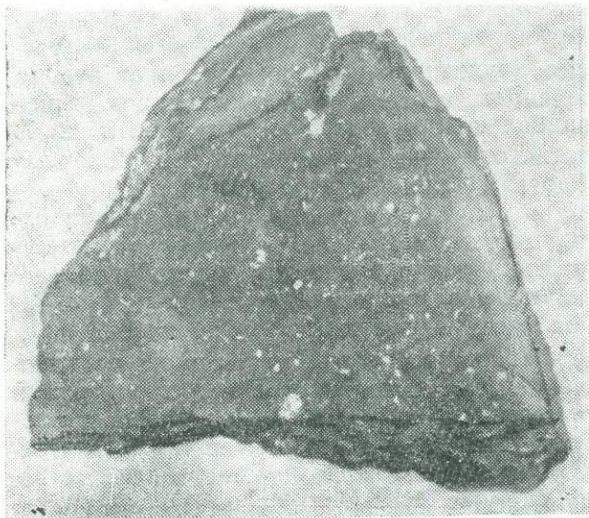


Рис. 22. Роговиковидная тонковкрапленная текстура

имеет буро-красную, лиловую, красно-лиловую и другую окраску. Отличительным признаком является ее небольшая твердость (2—3 и ниже), что связано с небольшим содержанием алунита. Порода имеет мелкозернистый характер, причем включения (почки) алунита совершенно отсутствуют или же спорадически наблюдаются в обогащенных алунитом разностях. Содержание алунита колеблется в среднем от незначительного (0,50%) до 8—10%. Этот тип представляет переходную породу к подсти-

лающим туффитам и встречается в ограниченном количестве, преимущественно в западной части Загликского месторождения в лежащем боку алунитовой толщи. Он констатирован также в самой верхней части (как это установлено по шахте № 1), по р. Сутекулен и в северо-западной части.

Под микроскопом выявляется микрообломочная структура туфопесчаника и интенсивная импрегнация породы гематита и гидроокисью

Таблица 5

Загликского месторождения (в вес. %)

44	44	41	56	53	34	39	40	60	54	61	45	59
41,13	37,08	55,84	53,98	40,00	37,24	30,67	37,09	36,45	84,19	29,63	56,54	37,40
0,47	0,41	0,60	0,75	0,65	0,43	0,50	0,39	0,37	0,87	0,36	0,41	0,36
19,91	23,93	22,78	18,09	18,88	21,56	24,18	22,43	21,95	2,20	25,03	14,95	22,08
—	2,70	6,74	6,59	6,89	5,02	4,26	—	3,75	—	3,66	4,77	4,06
0,18	3,13	0,19	0,31	0,43	0,17	0,23	0,10	0,12	1,21	0,23	0,28	0,15
0,13	3,19	0,95	0,12	0,37	0,13	0,45	0,10	0,24	0,13	0,32	0,25	0,26
0,00	3,12	0,82	0,01	0,57	0,12	0,14	0,11	0,00	0,05	0,19	0,27	0,01
0,39	2,26	0,20	0,53	2,27	2,22	1,48	1,71	2,71	0,02	3,02	0,79	1,79
5,09	3,19	0,72	1,93	2,82	2,97	3,60	3,50	3,56	0,68	3,17	2,81	5,35
20,94	20,89	2,02	10,22	20,22	22,35	20,03	22,08	23,25	1,75	24,69	15,39	22,83
0,30	0,19	1,02	0,16	0,19	0,07	0,24	0,08	0,13	0,15	0,23	0,24	0,15
6,58	8,41	6,82	6,96	7,20	7,33	8,04	8,24	7,90	0,48	8,85	5,44	8,05
99,48	99,50	100,75	99,65	100,40	99,63	99,82	99,89	100,43	100,21	99,38	100,32	99,79

железа, входящей, в основном, в цементирующую массу. Кроме цемента, соединения железа образуют каемочку вокруг почти всех минералов.

Наличием этих минералов обусловлены красные тона породы. Отдельные минералы замещены кварцем и каолинитом, реже алунином. Основная масса обломков порфирита полностью замещена гематитом.

Под микроскопом выявляется микрообломочная структура туфопесчаника и интенсивная импрегнация породы гематитом и гидроокисью железа, входящей, в основном, в цементирующую массу. Кроме цемента, соединения железа образуют каемочку вокруг почти всех минералов. Наличием этих минералов обусловлены красные тона породы. Отдельные минералы замещены кварцем и каолинитом, реже алунином. Основная масса обломков порфирита полностью замещена гематитом.

Тип VIII — роговиковидная алуниновая руда представляет весьма плотную афанитовую разновидность алунизированных пород (рис. 22). Она характеризуется наибольшей твердостью, достигающей до 7. Иногда в ней можно наблюдать ноздреватость и пористость. Содержание алуниита колеблется от 1 до 15%, причем в разностях с несколько повышенным содержанием алуниита встречаются мелкие включения последнего. Породы преимущественно темные — преобладают красно-бурый и розовато-фиолетовый цвета. Этот тип имеет ограниченное распространение, встречаясь, главным образом, на поверхности и в значительном количестве в западной части алунизированной толщи.

Под микроскопом обнаруживается тонкозернистая структура породы плотной упаковки, состоящей из микрокристаллов каолинита и кварца, среди которых в обогащенных разностях алуниит образует прожилки, то расширяясь, то суживаясь. Кварц находится также в агрегатных скоплениях, с несколько большими зернами кристаллов. Встречается лимонит неправильной формы буро-желтого цвета. Везде на границе уплотненных участков образуется каемка из точечного гематита.

Химические анализы различных типов промышленного характера алунизированных пород сведены в табл. 5.

Минералогия алуниновых руд

В минералогическом составе алуниновых руд для Загликской группы месторождений принимают участие алуниит, каолинит, пирофиллит, кварц, гематит и лимонит; из второстепенных — хальцедон, опал, цуннит, монармит, диаспор, галлуазит, корунд, флюорит, пирит, магнетит, ильменит, серицит, хлорит, барит.

Алуниит в метасоматически измененных породах Загликского месторождения проявляется в самых различных формах и размерах — от микроскопических до крупных (4—5 см) миндалин или прослоев до 15 см и больше. В основном минерал кремового цвета, в зависимости от примесей приобретает слабо-желтоватую, зеленоватую и розоватую окраску. В породе он образует псевдоморфозы по полевым шпатам и по темноцветным компонентам, что определяется по реликтовой структуре обломков этих минералов. Кроме того, алуниит располагается в трещинках или играет роль цементирующей массы, что является продуктом гидротермального образования.

Алуниит в шлифах имеет форму мелких листочков или игл с желтоватой интерференционной окраской второго порядка, или он образует тонкий агрегат до скрытокристаллического, местами не действующего на поляризованный свет.

Для Загликского алуниита определены следующие константы: показатели преломления по Ng—1,5953; Np—1,5831; сила двойного луче-

преломления $Ng-Np=0,012$; удельный вес алунита 2,7 удельный вес алунитизированной породы — 2,81; твердость около 4,5.

Для установления химического состава алунита из Загликского месторождения были произведены анализы тщательно выделенного из пачек чистого минерала (табл. 6).

Таблица 6

Химические анализы мономинеральных алунитов из Загликского месторождения (вес. %)

Компоненты	Из миндалин						Средняя проба богатой алунитом породы с ЮВ карьера
	обр. 1	обр. 2	обр. 3	обр. 4	обр. 5	обр. 6	
SiO ₂	0,16	1,16	0,32	1,81	0,10	7,40	10,90
TiO ₂	0,00	0,06	0,00	следы	0,00	—	следы
Al ₂ O ₃	36,16	35,56	36,99	36,41	36,82	35,84	33,22
Fe ₂ O ₃	2,44	2,29	1,69	1,06	1,03	1,85	0,69
FeO	0,00	0,13	0,00	0,23	0,06	0,10	0,00
MgO	0,09	0,10	0,02	0,08	следы	—	следы
Na ₂ O	5,19	4,10	1,40	3,89	2,40	0,92	2,32
K ₂ O	3,86	5,02	9,21	7,51	7,91	8,82	6,54
H ₂ O —	0,00	0,10	0,00	0,41	0,00	—	0,10
H ₂ O +	13,50	13,30	13,20	9,90	13,40	9,90	11,41
SO ₃	38,91	38,70	38,70	38,79	39,00	35,80	34,85
Сумма	100,31	100,70	100,28	100,76	100,23	100,63	100,15

Как видно из табл. 3, соотношение $Al_2O_3:SO_3:H_2O$ в алуните в основном остается постоянным. Изменяются лишь отношения K_2O и Na_2O . В алуните наряду с калием содержится значительное количество натрия (до 5%). Содержание K_2O и Na_2O в анализированных пробах меняется от 3,86 до 9,21% для K_2O и от 1,40 до 5,19% для Na_2O .

Пересчитывая данные химического анализа на минералогический состав, получаем:

$K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 4SO_3 \cdot 6H_2O$ — калиевый алунит — 60%

$Na_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 4SO_3 \cdot 6H_2O$ — натриевый алунит — 40%

или, согласно стехиометрическим соотношениям, формула калий-натриевого алунита напишется в следующем виде:

$0,6K_2SO_4 \cdot 0,4Na_2SO_4 \cdot Al_2(SO_4)_3 \cdot 2Al_2(OH)_6$

Что касается содержания SiO_2 , то оно вообще не характерно для алунита. Микроскопическое исследование показывает, что этот компонент в виде кварца мелко рассеян в алуните. Наряду с калием отмечено повышенное содержание натрия, который позволяет рассматривать, помимо калиевого, также и натриевый алунит. Отношение $K_2O:Na_2O$ обычно выражается величиной 6:4. Спектроскопический анализ показывает отсутствие в нем ряда элементов, за исключением изоморфа Al — слабых линий Sr и геохимически связанного с Al элемента Ga.

Интересные данные получены для алунитизированных пород из обнаруженного нами по кернам участка южнее Джебрадорского сброса на северо-западном железорудном месторождении Дашкесана. Как видно из химических анализов (обр. 6), алунит характеризуется калиевой разновидностью ($K_2O=8,82\%$). Термические анализы также характерны

для алунита. Глубина залегания алунита, откуда взяты образцы, равна 289—305 м, но мощность алунитовой толщи здесь значительно выше.

Все термические кривые, полученные раньше [24] и новые¹ характерны двумя эндотермическими эффектами в пределах 525—558° С и 763—815° С (рис. 23).

Каолинит является обязательным спутником в алунитовой ассоциации минералов. Минералы каолиновой группы проявляются в различных формах [114]: 1) каолинит первой генерации сопровождается алунит в породе; 2) каолинит агальматолитового типа в жилах и линзах самых различных размеров—от налетов на плоскостях трещин до мощных жил в 2—2,5 м; 3) галлуазит асбестовидного типа и гидратизированная разновидность его встречается в тонких (до 2—3 мм) трещинках алунитовых пород.

Каолинит обычно мелкокристаллический, хорошо видимый под микроскопом, и тонкодисперсный, представляющий пелитоморфную массу. Крупнокристаллического каолинита на месторождении не имеется.

Показатель преломления каолинита в алунитизирован-

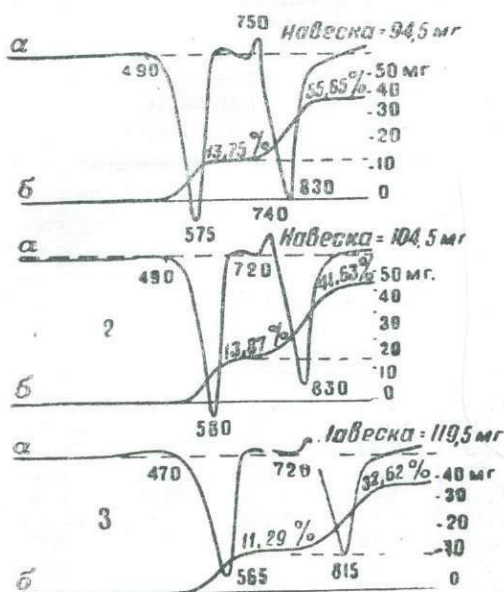


Рис. 23. Дифференциальные кривые нагревания (а) и потеря веса (б) алунита Дашкесанского района.

1—алунит молочно-белого цвета из жилы Загликского месторождения; 2—алунит молочно-белого цвета из линзы Алунитдагского месторождения; 3—алунит темно-серого цвета с фиолетовым оттенком из Кырвакарского месторождения.

ной породе и в жилах следующий:

$$\text{Ng} = 1,567; \text{Np} = 1,561; \text{Ng}-\text{Np} = 0,0006;$$

для галлуазита: $\text{Ng} = 1,544$ и $\text{Np} = 1,536$.

Серицит и гидрослюда обнаружены в больших количествах в толще Северо-западного железорудно-скарнового участка на продолжении алунит-пиррофиллитовой толщи Кырвакара [173, 174]. Эти минералы зеленоватого, розоватого и белого цвета, похожего на агальматолит. В составе их содержится K_2O от 7 до 9%. На термической кривой фиксируется четыре эндотермических остановки в пределах 100, 220; 620 и 960° С.

Пиррофиллитовые скопления промышленного масштаба встречены в алунит-пиррофиллитовой толще Кырвакара. В западном направлении количество пиррофиллита постепенно уменьшается, а в Загликском алунитовом месторождении встречается редко. Он сопровождается такими минералами [114] как диаспор, каолинит, алунит, магнетит, гематит, лимонит и т. п. Пиррофиллит встречается в двух видах — светло-зеленый и синий.

Диаспор — обычный минерал для пиррофиллитизированных участков, в особенности Кырвакара и Алунитдага. Содержание его

¹ Новые кривые нагревания и обезвоживания алунита из месторождений Заглика, Кырвакара и Алунитдага, сняты И. А. Бабаевым на термовесовой установке в лаборатории Института геологии Академии наук Азербайджанской ССР.

часто превышает 10%, достигая 20—25%. В отдельных шлифах, например, из шурфа № 12 на южном склоне г. Кырвакар, содержание его достигает 60%. В шлифе с порфиробластической структурой между выделениями диаспора располагаются пиррофиллит, каолинит и т. д. Диаспор образует мелкие листоватые агрегаты, шестоватые кристаллики, часто сростается с пиррофиллитом. От последнего бесцветный диаспор отличается несколько повышенным светопреломлением. У диаспора $n_g=1,730$; $n_p=1,685$; $n_g-n_p=0,045$. Оптически положительный. Удельный вес его 3,2. Отчетливо видны трещины спайности по (010). На термограмме фиксируется один большой эндотермический эффект с максимумом при 600°С.

Кварц широко распространен в алунитизированных породах, замещая полевые шпаты, минералы метасиликатов и участвуя в цементе пород. Наряду со вторичным присутствует и первичный кварц вулканогенных пород. Судя по многочисленным химическим анализам из различных участков алунитизированной толщи, в которых наблюдается большое содержание кремнезема, можно предполагать о мелко- или скрытокристаллическом, или же частично аморфном состоянии этого окисла. Вторичный кварц обычно образует агрегатное скопление мозаичного строения.

Халцедон встречается на всех трех участках алунитовых месторождений, особенно детально изучен оптически, химически и термически из Кырвакара [173, 174]. В отдельных образцах содержание его достигает 85%. Обычно он сопровождается хлоритом и каолинитом. Местами встречается и опал, но он более позднего образования. Халцедон однороден, бесцветен, с небольшими включениями. Коэффициент преломления по $n_g=1,549$; $n_p=1,543$; $n_g-n_p=0,006$. Удельный вес 2,47—2,54; твердость 7.

Пирит встречается в малых количествах в определенных горизонтах, преимущественно в нижней части алунитовой толщи. Он образует тонкие прожилки или вкрапления в алунитовой породе, являясь более поздним образованием, чем алунит, каолинит и пиррофиллит.

Цуниит встречается участками среди алунитизированной толщи, местами большими скоплениями. Мощность цуниитовых прослоев обычно измеряется несколькими сантиметрами, доходя местами до 1 м и больше. Цуниит сопровождает алунит, каолинит, кварц, гематит и др. Минерал бесцветный, изотропный, часто с ясными кристаллографическими очертаниями. Он встречается в форме призмочек, треугольников, в неправильных угловатых или шестоватых формах. На поверхности его кристалликов наблюдаются тонкие трещинки, выполненные бурым каолиновым веществом или гематитом, характеризующимся вишнево-красным отражательным эффектом. Показатель преломления цуниита $n_p=1,590-0,001$. Изредка можно наблюдать весьма низкое его двупреломление.

Корунд отмечался [114] при пересчетах анализов в количестве до 1,2%, а затем он был установлен в шлифах при большом увеличении. Он находится в ассоциации алунита, каолинита, кварца и гематита. Минерал бесцветен, имеет короткопризматическую форму, коэффициент преломления высокий, по А. Н. Петровской, находится в пределах 1,745—1,762 — близко к 1,745.

Флюорит располагается в тонких прожилках белесоватого и розоватого цветов. В шлифе минерал бесцветен с характерными трещинами спайности в трех направлениях. Показатель преломления 1,485.

Гематит является обязательной составной частью всех типов алунитизированных пород. От содержания его зависит окраска пород. Наибольшее количество гематита находится в алунитизированной породе, интенсивно окрашенной в красный цвет. При рассмотрении поро-

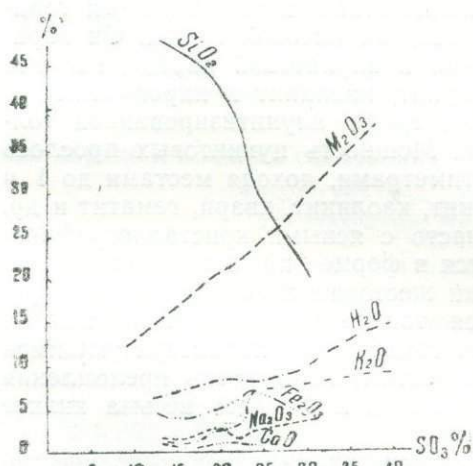


Рис. 24. График зависимости процентного содержания SO_3 от процентного содержания других окислов.

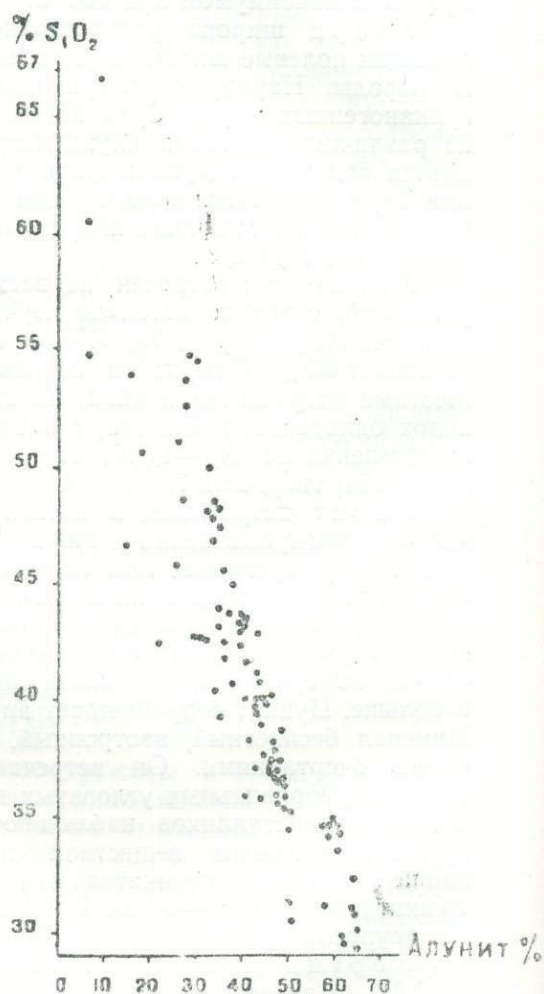


Рис. 25. График зависимости количества алунита от процентного содержания SiO_2 .

ды как макроскопически, так и под микроскопом создается впечатление о большом содержании железистых соединений. Однако, как показывают химические анализы, представленные на диаграммах (рис. 24, 25, 26), и их пересчеты на минералогический состав, процентное количество гематита ни в каких образцах не превышает 4—5%. Это отвечает процентному содержанию Fe_2O_3 в подстилающих и покрывающих туфогенных породах алунитовой толщи.

Гематит образует зерна неправильной формы, реже с геометрическими очертаниями; он встречается в основной массе, наряду с алунином и каолинитом, часто как бы пропитывая ее. Даже почти вся основная масса обломков микропорфиров, вследствие диссоциации их, представляет рудное заполнение. Гематит встречается также в трещинках породы и в виде каемочки вокруг обломков, главным образом, алунизированных пироксена и амфибола. Однородные алунизированные участки (почки) совершенно лишены гематита.

Лимонит буро-желтого цвета образуется в результате гидрохимических изменений рудных компонентов.

Магнетит встречается мелкими зернами, часто замещаясь гематитом (мартитом).

Ильменит является первичным минералом.

Химическая характеристика алунитовых руд

Химический состав руд и в соответствии с этим содержание алунита находятся в тесной связи со степенью алунитизации вулканогенных пород (табл. 5). Поэтому по всей толще химический состав представляется неравномерным как по простиранию и падению, так и по глубине.

Для химической характеристики алунитовой толщи были собраны все химические анализы, выполненные за все время исследования и разведки Загликского месторождения. Оказалось химических анализов с определениями SO_3 и Al_2O_3 тысячи проб и полных 63. Для удобства изображения данных анализов были составлены графики

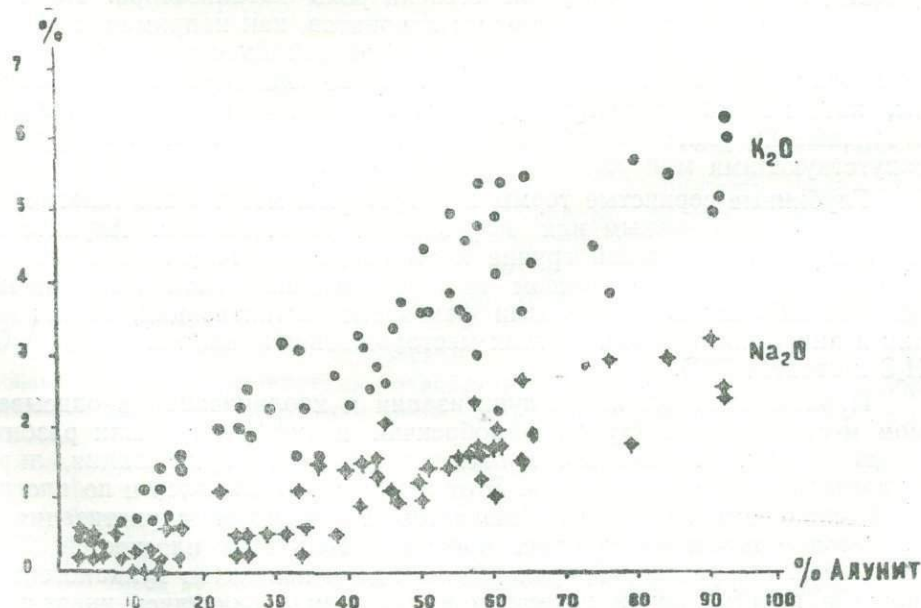


Рис. 26. График зависимости количества K_2O и Na_2O от процентного содержания алунита

(рис. 24, 25, 26), показывающие характер изменения алунита и Al_2O_3 , SO_3 , K_2O , Na_2O и H_2O .

Как видно из данных графиков, представленных на рис. 24, 25, 26 колебание окислов в составе алунитизированных пород происходит в больших пределах, что зависит от степени алунитизации первичных вулканогенных пород. Привнесенными ингредиентами являются SO_3 и частично H_2O ; при метасоматических процессах в форме растворимых ионов сульфатных солей выносились Mg и Ca , которые в руде отмечаются сотыми или десятими долями процента, в то время как в первичной породе содержание их было до 5—6%. За счет выщелачивания этих компонентов руда обогащалась основными элементами алунита, каолинита, кварца и др.

Генезис месторождения

Алунит, пирофиллит и каолиновые месторождения Загликской группы характеризуются специфическими особенностями как в геолого-структурном, так и в генетическом отношении. Метасоматические изменения верхнеюрских вулканогенных пород здесь протекали в широких масштабах — длиной более 3 км и шириною 1—1,5 км.

В ряде работ М.-А. Кашкая [114] была дана классификация алунитовых месторождений и выделены генетические типы. Было указано, что алуниты могут образоваться путем воздействия сернистых гидротермальных растворов на кислые и основные породы. К этому типу относятся Загликское, Фаньшанское и другие месторождения. Гидротермальным путем образовалось крупное алунитовое месторождение Мэрисвал в США. Алуниты образуются путем воздействия на породы нисходящих сернокислых растворов, возникших вследствие выщелачивания пиритов (тип Тольфа). При образовании журавлинского типа существенная роль принадлежала коллоидным растворам, при участии извести, играющей в некоторой степени роль катализатора. Алуниты образуются также среди вторичных кварцитов, как например, в Казахстане, на Малом Кавказе, на Урале, в Средней Азии и др. В генезисе их играли роль сернистые газы и сернистые гидротермальные растворы, которые одновременно образовали колчеданные месторождения, вторичные кварциты, в том числе с алунитом, каолинитом и другими сопутствующими минералами.

Глубинные сернистые термы и гидротермы могут быть генетически связаны с интрузивным или эффузивным магматизмом. Алунитовый процесс в Дашкесанской группе месторождений генетически связан с гидротермальным процессом третьей граноаплитовой фазы дашкесанских интрузивов. Основными факторами алунитизации, каолинизации и пирофиллитизации в этих месторождениях являются: SO_2 , SO_3 , H_2S и отчасти H_2O .

Породы, подвергшиеся алунитизации и каолинизации в описываемом месторождении (туфы, туфобрекчии и туффиты), были разбиты сетью трещин, по которым происходил процесс алунитизации, пирофиллитизации и каолинизации. Этот процесс продолжался и по плоскостям сланцеватости, где наблюдается интенсивная алунитизация и алунитовые почки часто ориентированы вдоль этих плоскостей. Движение газов и растворов происходило вдоль контактов вулканогенных пород и подстилающих известняков. Последние оказались инертными в отношении метаморфизирующих ингредиентов. В средней части алунитовой толщи процесс алунитизации достиг наибольшей интенсивно-

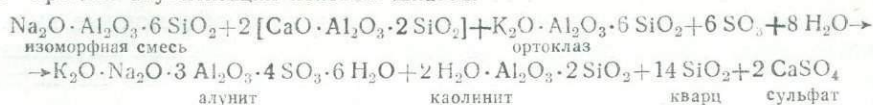
сти, уменьшаясь к периферии, где для метасоматических процессов не имелось достаточно благоприятных физико-химических условий и слабая алунификация сопровождалась частичным ожелезнением породы или каолинизацией.

Алунификации подвергались как полевые шпаты, так и метасиликаты; при этом они часто сохраняют реликтовую структуру.

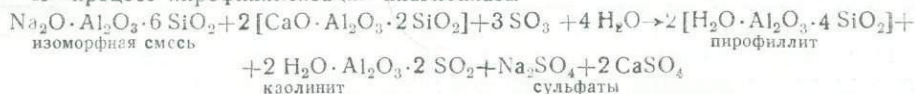
В химическом составе вулканогенных пород, подвергшихся метасоматическому изменению, основные рудообразующие компоненты — K_2O и Na_2O содержатся, примерно, в тех количествах, что и в алунизированной породе. Следовательно, привноса элементов этих окислов не происходило. В вулканогенных породах отмечены плагиоклазы олигоклаз-андезиновое и андезиновое ряда с отношением изоморфной смеси (в среднем): $Ca=30:70$. Калий входил в состав калиевых полевых шпатов, анортклаза и слюд.

Имея ввиду эти особенности, процесс алунификации, каолинизации и пиррофиллитизации нам представляется в следующем виде¹.

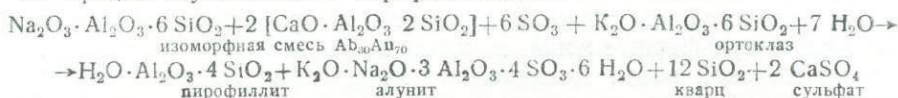
I—процесс алунификации полевых шпатов:



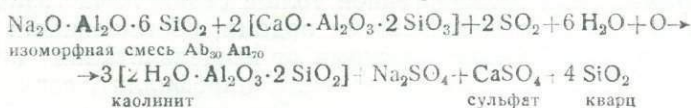
II—процесс пиррофиллитизации плагиоклаза:



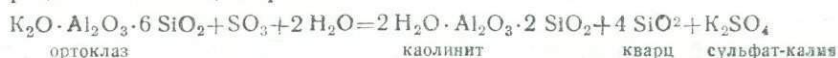
III—процесс алунификации и пиррофиллитизации:



IV—процесс каолинизации плагиоклаза и ортоклаза:



V—процесс каолинизации ортоклаза:



Составленные нами пять реакций вполне отражают природные реакции, которые протекали при алунификации, пиррофиллитизации и каолинизации в Дашкесанской группе месторождений. По всем этим реакциям видно, что конечными продуктами являются: алунинит, пиррофиллит, каолинит и кварц; сульфатные ионы, как неустойчивые, выносятся растворами².

По мнению же М. В. Дубовской, алунифы Заглика образовались иными путями: 1) вследствие воздействия сульфатных ионов на вулканогенные породы, сульфатные ионы будто бы возникли вследствие вы-

¹ Формула для загликского алунифа берется согласно химическому анализу М.-А. Кашка (см. табл. 2).

² Согласно указанных реакций и тщательного микроскопического исследования, алунинит, каолинит и кварц, местами и другие сопутствующие минералы так тесно спрелись, что их отделить друг от друга невозможно. Поэтому-то исследования минералогии алунифированных пород путем измельчения и дальнейшего центрифугирования ничего существенного не дали. Тем более алунинит попадает в основные две фракции (2,8 и 2,6—2,8), а в некоторых и в третью, что можно было и без исследований предполагать.

щелачивания пирита. С этим нельзя согласиться, так как пирит не характерный минерал для вулканогенных пород верхней юры и она, судя по собственному ее утверждению, более раннего образования пирита нигде не видела, а редкие пиритизированные слои в алунитовой толще являются более поздними, чем оруденение, на что в свое время мы обращали внимание. М. В. Дубовская это также подтверждает. Псевдоморфозы алунита по пириту не встречаются: 2) что источником сернистых терм являлся верхнеюрский эффузивный вулканизм, также совершенно не обосновано. Для петрографического описания алунитизированных пород подобран лишь один (IV тип)—сланцеватый из семи раньше нами описанных [114].

В отчетах не приводятся данные о центрах излияний, откуда могли бы выходить сернистые газы.

Несостоятельность заключения М. В. Дубовской выражается в том, что процесс пиробилитизации пород связывается с Дашкесанскими интрузивами, а процесс алунитизации и каолинизации — с сольфаторной фазой верхнеюрского эффузивного вулканизма.

В районе месторождений развиты лишь грубообломочные вулканогенные и осадочные породы, подчас с фауной. Так как алунитизированные вулканогенные породы налегают непосредственно на коралловые известняки, следовательно, море здесь было глубоким, тем более на покровных туфритах найдена фауна. Алунитизированная толща имеет всего около 100—120 м мощности. Если бы выходили сернистые газы, то они совершенно не могли бы изменить состав верхнеюрского моря до такой степени, чтобы способствовать алунитизации, пиробилитизации, каолинизации, а также образования чистых каолинитов и серицитов в огромной толще. Вулканические сернистые газы с водой, преобразуясь в сульфатные ионы, составляли бы ничтожную часть минерализации морской воды. Ассоциация минералов Загликской группы месторождений также свидетельствует о необоснованности предположения об алунитизации вулканогенной толщи сернистыми газами верхнеюрского вулканизма и нисходящими водами, обогащенными в окислительной среде сульфатными ионами от выщелачивания пирита. Эти минералы следующие: алунит, каолинит, пиробилит, серицит, гидрослюда, цуннит, корунд, гематит, кварц. Эти минералы и вообще алунитизация, пиробилитизация и каолинизация огромной вулканогенной толщи могли образовываться при длительных процессах метасоматических явлений и на определенной глубине. Для образования пиробилита, цуннита и корунда необходимы сравнительно высокие температуры. Судя по литературе, они не встречены в районе потухших и современных вулканов. Алунитизацию, каолинизацию и пиробилитизацию вулканогенных пород Дашкесанской группы следует считать происходившими при едином процессе метасоматизма.

В процессе алунитизации и каолинизации, как видно из вышеприведенных формул, большое участие принимает и силицификация. Глинозем менее устойчив, чем кремнезем и поэтому легко переходит в коллоидальное состояние под действием сильных кислот. Щелочные металлы переходят в сернокислый раствор целиком из подвергшихся изменению пород и входят в состав алунита.

Кальций и магний при гидротермальных изменениях обладают большей миграционной способностью, чем другие ингредиенты рассматриваемого раствора. Действительно, как показывают химические анализы алунитизированных пород, содержание в них окислов кальция и магния весьма незначительное, что обусловлено выносом этих элементов в сульфатной форме.

Окись железа образуется в результате имевшегося здесь широкого окислительного процесса. Привноса железа в алунитовую толщу, по-видимому, почти не происходило, так как процентное содержание окиси железа в алунитизированной породе варьирует в небольших пределах и показывает такое же количество, что и в туфогенных породах.

Благодаря привносу в составе газов фтора и хлора создались благоприятные условия для образования цуниита.

В пространственном распределении алунита, каолинита и пиррофиллита наблюдается определенная закономерность. Наиболее интенсивная пиррофиллитизация и алунитизация происходила при более высоких температурах вблизи интрузивов и скарново-рудной залежи; к западу степень пиррофиллитизации постепенно уменьшается, а в Загликском месторождении, в основном, образовались алунит и каолинит, а далее к западу каолинит значительно превалирует над алунитом. Намеченные три процесса завершаются образованием жил и линз второй генерации идеально чистых по составу каолинитов агальматолитового типа.

Таким образом, Загликское алунитовое месторождение относится к эпитермальному типу и в генезисе его большую роль сыграли пирометасоматические явления.

Возникает интересный вопрос — вулканогенные породы какого стратиграфического горизонта подверглись алунитизации, каолинитизации и пиррофиллитизации? Предполагалось, что именно этим горизонтом является нижняя часть толщи кимериджа. Однако исследованиями устанавливается, что метасоматическому изменению подверглись также породы вулканогенной фации лузитана, которые за пределами месторождения налегают непосредственно на известняки.

Бахшикское проявление алунитизированных пород обнаружено близ с. Бахшик, по левому берегу р. Човдар, в 3 км к югу от с. Нузгер. Цейтлиным произведен лишь следующий химический анализ штучной пробы (в %):

SiO ₂ —21,12	K ₂ O—5,46
SO ₃ —43,17	
Fe ₂ O ₃ } —13,90	H ₂ O + 110°
FeO } —13,90	H ₂ O 110° } 9,10
A ₂ C ₃ — 7,59	
Сумма	100,54

Соотношение установленных окислов не вполне соответствует формуле алунита; по-видимому, в анализируемой пробе имеется значительная примесь железистых сульфатов и кремнистых соединений. Бахшикское проявление алунитов подлежит проверке.

Маразинское проявление натроалунита расположено южнее с. Чуханлы, на правом берегу р. Сундичай (Аджидере), являющейся левым притоком р. Пирсаат. В этом месте р. Сундичай образует глубокое ущелье. Натроалунит здесь был обнаружен А. Г. Лебедевым [252], по данным которого и приводится описание.

В районе проявления натроалунита развиты отложения коунской и майкопской свит. Выше они перекрываются известняками понтийского яруса. Проявление натроалунита расположено по восточному склону возвышенности Кересли, где местность сильно задернована и покрыта мощной толщей четвертичных отложений. Здесь проявляются охристые глины и глины коричнево-желтого цвета, по-видимому, майкопской свиты.

Минерал, обнаруженный выше этих выходов, ближе к вершине горы, располагается среди бурых глин. Натроалунит находится в виде почек и линз. Он белого цвета, тонкозернистый, до порошковатого строения.

Химический анализ, произведенный в лаборатории АзНИИ, показал следующее соотношение окислов (в %):

SiO_2 — 5,55	NaO — 4,45
Al_2O_3 — 33,75	K_2O — 0,85
Fe_2O_3 — 1,54	SO_3 — 32,15
Mg — 0,21	H_2O — 5,98.
CaO — 0,59	

Как видно, в химическом составе минерала содержание окиси натрия резко преобладает над окисью калия, чем отличается от других типичных алунитов, в том числе и загликских.

На Маразинском проявлении натроалунита дальнейших исследований не производилось, поэтому и площадь распространения его не установлена. Однако на это проявление геологам следует обратить внимание.

Натроалунит в Маразинском проявлении минералогически не изучен, он установлен лишь по химическому анализу. Тем более натроалунит в природе встречается значительно реже, причем в гипергенных условиях. Этот минерал мог бы быть натроярозитом (учитывая наличие железа), который так характерен для осадочных отложений восточной части Азербайджана. Подобному химическому составу соответствуют также натриевые квасцы (кубические) и мендоцит (моноклинный). Во всяком случае, этот минерал должен быть тщательно изучен.

МЕДЬ

ВВЕДЕНИЕ

Медь имеет исключительно широкое применение в производстве. Основным потребителем ее является электротехническая промышленность. Громадная потребность в меди у нас объясняется исключительно грандиозным планом электрификации промышленности, транспорта, сельского хозяйства и всей страны. Кроме того, медь имеет широкое применение в металлургической промышленности (для получения различных сплавов) и в военном деле. В природе встречается в самородном виде и в соединениях (халькопирит и др.). Распространенность в земной коре — 0,01 %.

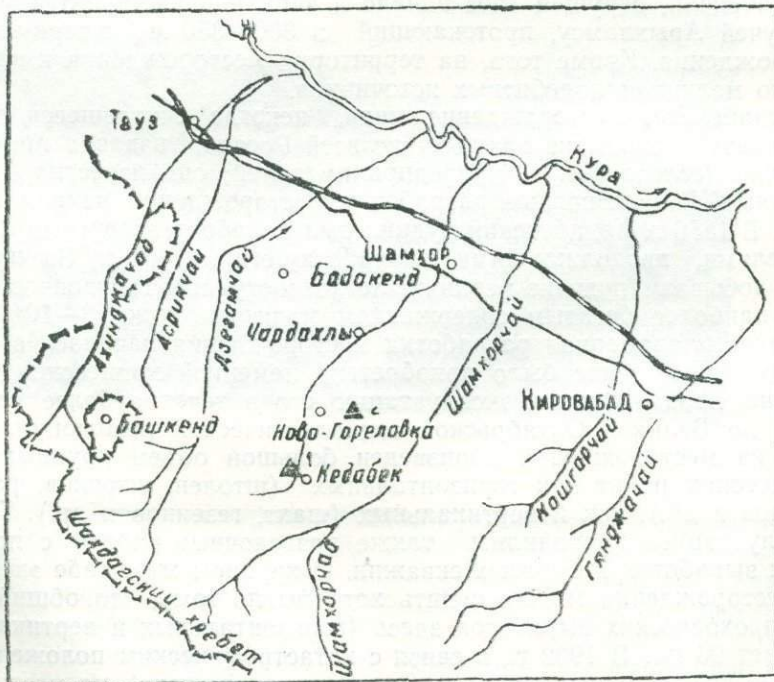


Рис. 1. Размещение основных месторождений меди в Азербайджане.

В Азербайджане известен целый ряд месторождений и проявлений меди; в некоторых рудах, наряду с медью, содержатся также и другие металлы.

Заслуживают внимания следующие месторождения: Кедабекское медное (1) Ново-Гореловское медно-цинковое (2), Битти-Булахское (3) медно-мышьяковое, (рис. 1), Трамбонское медное, Белоканское медно-пирротинное и Ордубадская группа медно-молибденовых месторождений. Кроме указанных, в Азербайджане известны многочисленные проявления меди.

КЕДАБЕКСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ МЕДИ

Кедабекское месторождение находится в 1 км к северо-западу от одноименного районного центра, на восточном склоне г. Мисдаг, в местности «Магара».

Месторождение связано с железнодорожной ст. Далляр шоссейной дорогой, протяженностью в 51 км.

Район месторождения, в основном, безлесный. Лесные массивы по правобережью р. Кедабекчай и по р. Шамхорчай характеризуются букowymi и дубовыми ценными породами. В районе имеются опытные горнорабочие, хорошо знакомые с горно-проходческой работой.

Территория месторождения, в основном, занимает все склоны г. Мисдаг (1792,8 м), резко выступающие над всей территорией месторождения, и расчленена многочисленными оврагами. Рельеф месторождения характеризуется крутыми, нередко обрывистыми склонами; относительные отметки здесь достигают 250—280 м (рис. 2).

Основными водными артериями района месторождения являются р. Кедабекчай, берущая свое начало в западной части его и маловодный ручей Арыхдамсу, протекающий в 300—350 м северо-восточнее месторождения. Кроме того, на территории месторождения имеется несколько мелких малodeбитных источников.

Кедабекское месторождение меди, некогда считавшееся главным на Кавказе и одним из важных во всей России, издавна привлекало внимание исследователей и предпринимателей; оно известно с первой половины XIX в. Впервые разработку месторождения начали греки в 1849 г. В 1856 г. Кедабекский рудник был приобретен другими предпринимателями, продолжавшими разработку его до 1864 г. За указанное время добывали руду из верхних, легко доступных горизонтов рудных тел с наиболее богатым содержанием меди (не ниже 8—10%).

Более планомерная разработка месторождения началась в 1864 г., когда месторождение было приобретено немецкой концессией братьев Симменс, продолжавших эксплуатацию его в течение более полувека, вплоть до Великой Октябрьской социалистической революции. За это время на месторождении произведен большой объем крупных горно-проходческих работ как горизонтальных (штолен, штреков, рассечек, наклонов и др.), так и вертикальных (шахт, гезенков и др.). Попутно с эксплуатацией проводились также разведочные работы с помощью горных выработок и буровых скважин. О крупном масштабе эксплуатации месторождения можно судить хотя бы по тому, что общий объем горно-проходческих выработок здесь (горизонтальных и вертикальных) достигает 26 км. В 1902 г., в связи с катастрофическим положением на руднике, ввиду окончания руды (потери рудного тела) на месторождение был приглашен академик Е. С. Федоров, который на основании всестороннего анализа указал на наличие пострудного сброса, сместившего рудное тело вниз, что полностью подтвердилось алмазным буре-

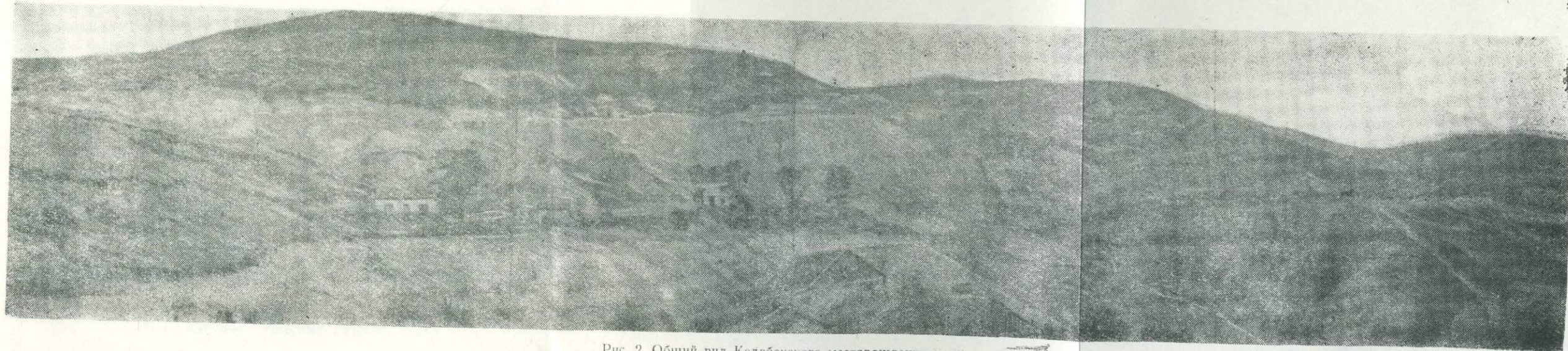


Рис. 2. Общий вид Кедабекского месторождения меди.

нием и обеспечило рудник достаточным запасом руды. Эта опущенная часть рудного тела, кулисообразно примыкающая к южной части Карлштока, была названа «Федоровским» штоком.

Компанией братьев Симменс хищнически разрабатывались **лишь** наиболее богатые медные руды, а другие оставлялись в целиках (также богатые серноколчеданные руды). При разработке месторождения добытые (попутно) богатые серноколчеданные руды использовались для забутовки выработок, камер и пр. Руды здесь по содержанию меди разделялись на три сорта: первый сорт — свыше 10%, второй сорт — от 5 до 10% и третий сорт — от 2 до 5% меди. Причем третий сорт руды использовался после соответствующего обогащения. Руды же с содержанием меди ниже 2% выбрасывались в отвал.

За период 1849—1927 гг. на Кедабекском месторождении добыто около 2 млн. т медной руды со средним содержанием меди 3,5% и извлечено свыше 60 тыс. т меди-металла. Плавка руды производилась на месте, для чего в Кедабеке были построены медеплавильные печи; еще одна печь была построена у с. Калакенд, где на базе гидроэлектростанции производилась электроплавка руд. Калакендский завод был соединен с месторождением узкоколейной железной дорогой, протяженностью 21 км.

После 1920 г. на базе Кедабекского месторождения было организовано небольшое горное предприятие, которое с некоторыми перерывами до 1948 г. производило добычу меди гидromеталлургическим способом (путем искусственного орошения месторождения и рудничных отвалов для выщелачивания руд и осаждения меди из водных растворов) и временами добывался серный колчедан для сернокислотной промышленности республики.

За период с начала разработки (1849 г.) по настоящее время Кедабекское месторождение посетили и изучали следующие геологи: Г. И. Литовский [259], А. Варенцов [68], В. И. Миллер [272], Н. Нестеровский [280], С. Абаменик-Лазарев [1], А. Г. Эрн и Г. Келле [377], Е. С. Федоров [344—346], Г. М. Смирнов [318], Н. С. Успенский [341, 342], Хаустов (1928 г.), М. Марголис (1911 г.), Л. К. Конюшевский (1923 г.), А. П. Виноградов [71], П. Н. Чирвинский [361—363], Г. А. Гейн [73], П. Н. Чирвинский и Г. А. Гейн [360], В. В. Никитин (1913 г.), С. Ф. Малявкин [266], А. Уклонский [343], О. Карапетян [99], К. Н. Паффенгольц [291], А. Аполлонов [40], В. Казанцев [95], И. Н. Ситковский [311], Р. Н. Абдуллаев [6], М. Д. Гаврилов, Р. Х. Рафибейли и Н. В. Зайцева (1945 г.), Г. И. Керимов [224—234], С. М. Сулейманов и Р. А. Мартиросян (1955 г.), Ш. А. Азизбеков [20, 30], М.-А. Кашкай [119, 127], А. Н. Соловкин [328] и др.

Геологическое строение рудного поля

Стратиграфический разрез отложений на территории месторождения представлен в следующем виде (снизу вверх).

Наиболее древними образованиями, принимающими участие в геологическом строении района месторождения (рис. 3) являются вулканогенные породы «нижней вулканогенной толщи» средней юры (нижний байос). Эти породы обнажаются лишь в средней и нижней частях Вернер-оврага и не на полную мощность (50 м). Представлены они различными порфиритами и реже их туфами, обычно интенсивно ороговикованными, с образованием эпидото-гранатовых, эпидото-пироксеновых, гранато-эпидотовых и эпидотовых роговиков. Толща падает на юг—юго-восток под углом 10—15°.

«Нижняя вулканогенная толща» с небольшим угловым несогласием покрывается толщей кварцевых порфиров, мощностью до 120 м. Эта толща занимает почти центральную часть территории месторождения, вытянута с юго-востока на северо-запад, вдоль северо-восточного склона г. Мисдаг, ограничиваясь с востока зоной разлома, проходящей вдоль Вернер-оврага. Кварцевые порфиры гидротермально изменены и превращены во вторичные кварциты с разностями — серицитовых, мусковитовых, биотитовых, лимонитовых, каолининовых и смешанных. Из них широким развитием пользуются лимонитовые вторичные кварциты, занимающие отдельные обособленные участки и местами напоминающие «железные шляпы». Вторичные кварциты являются вмещающим рудных тел — штоков серно-медно-колчеданных и полиметаллических руд.

Кварцевые порфиры трансгрессивно (с незначительным угловым несогласием) покрываются эффузивно-пирокластическими образованиями «верхней вулканогенной толщи» (батского яруса). Эти образования имеют широкое развитие на территории месторождения, мощность которых здесь не превышает 300—350 м. Породы этой толщи представлены различными диоритовыми, плагиоклазовыми, роговообманковыми порфиритами, их туфами и мелкообломочными туфобрекчиями. Участками они довольно интенсивно ороговиканы и окварцованы, вплоть до полного превращения их в роговики и вторичные кварциты. Выше залегают тонкослоистые, сильно рассланцованные туфогенно-осадочные породы келловей-оксфордского яруса, падающие на ЮВ под углом 55—65°. Они слагают район г. Малорудничная, находясь здесь в тектоническом контакте (по взбросу с амплитудой более 350 м) с эффузивными образованиями нижней вулканогенной толщи средней юры.

В восточной части месторождения, на некотором удалении от зоны разлома, углы падения слоев этой толщи несколько выгораживают. Сохранившаяся мощность толщи обычно не превышает 200 м.

Наконец, стратиграфический разрез юрских отложений на месторождении завершается карбонатными отложениями лужанского яруса [229], слагающими так называемую «Везувиановую горку». Они имеют весьма ограниченное развитие и согласно покрывают нижележащие туфогенно-осадочные породы келловей-оксфордского яруса. Мощность их здесь обычно не превышает 15—20 м. Эти карбонатные отложения от контактового воздействия кварц-диоритового интрузива интенсивно метаморфизованы — мраморизованы и превращены в везувиановые, гранатовые, волластонитовые и смешанные скарны.

На территории месторождения значительным развитием пользуются интрузивные породы, принадлежащие к двум разновозрастным массивам. Более ранними из них являются лейкократовые плагиогранит-порфиры, являющиеся разновидностью плагиогранитов Атабек-Славянского предбатского интрузива. Здесь они выступают в северной и северо-восточной частях месторождения, прорывают кварцевые порфиры и покрываются вулканогенными породами бата без каких-либо контактовых воздействий (рис. 4). Характеризуются они гранит-порфировой структурой, мелкозернистая, полнокристаллическая, основная масса которых представлена кварцем и полевыми шпатами; фенокристаллы — кварцем и кислым плагиоклазом (рис. 5).

Цветные компоненты биотит и реже роговая обманка играют незначительную роль; рудные и аксессуарные представлены магнетитом, цирконом и апатитом; вторичные — серицитом, каолином, хлоритом, эпидотом и др.

Плагногранит-порфиры довольно интенсивно окварцованы, вплоть до превращения их во вторичные кварциты, что связано с гидротермальной деятельностью (более позднего по возрасту) гранитоидного интрузива, прорывающего их непосредственно на территории месторождения. Этот более поздний (нижнемеловой) интрузив является полифазным и полифациальным [226, 233], занимает довольно большую площадь. Первая, ранняя фаза представлена габброидами и вторая, поздняя — гранитоидами. Породы первой фазы, представленные различными габбро-норитами, габбро, габбро-диоритами, диоритами, имеющими постепенные переходы между собой, занимают центральную часть массива, площадью свыше 10 км². Породы же второй фазы, занимающие площадь свыше 30 км², представлены различными кварцевыми диоритами, реже гранодиоритами, в том числе местами тоналитами и банатитами [233].

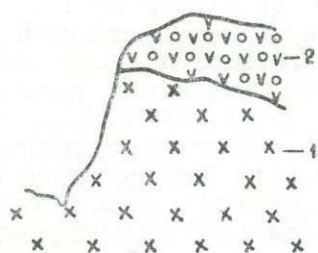


Рис. 4. Залегание отложений верхней вулканогенной толщи (бата) на плагногранит-порфирах

1 — плагногранит-порфиры; 2 — отложения верхней вулканогенной толщи (бата).

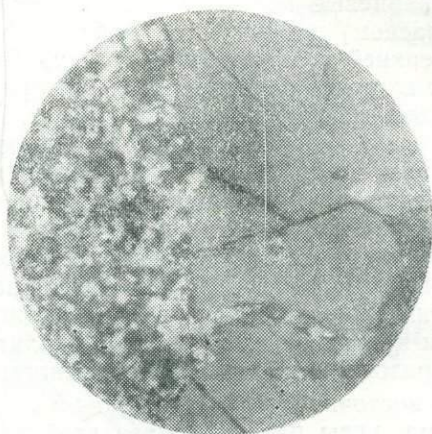


Рис. 5. Крупные кристаллы кварца в плагногранит-порфирах. Ник. +, ув. 36.

Непосредственно на месторождении они представлены кварцевыми диоритами и гибридными (в контактовой зоне) кварцевыми монцодиоритами.

Кварцевые диориты по цветным компонентам представлены роговобманковыми, реже биотитовыми, биотитово-роговобманковыми и пироксеновыми разновидностями.

Кварцевые монцодиориты являются более меланократовыми породами, характеризующимися при монцонитовой структуре, плагиоклазом (№ 55), калиевым полевым шпатом, кварцем, паргаситом, магнетитом, апатитом и цирконом.

Наконец, на территории месторождения встречаются многочисленные мелкие выходы меланократовых роговобманково-биотитовых кварцевых диоритов, а также дайки, представленные аплитами, керсантами, диоритовыми и диабазовыми порфиритами; наибольшим развитием из них пользуются лишь последние две разновидности.

Структура рудного поля

В тектоническом отношении месторождение приурочено к антиклинальной складке северо-западного направления, разорванной многочисленными разломами. Наиболее крупная зона разлома (восточная) протягивается (одна — главная) вдоль Вернер-оврага (рис. 6) и четыре по

южному и юго-западному склонам г. Мисдаг. Все они имеют северо-западное простирание.

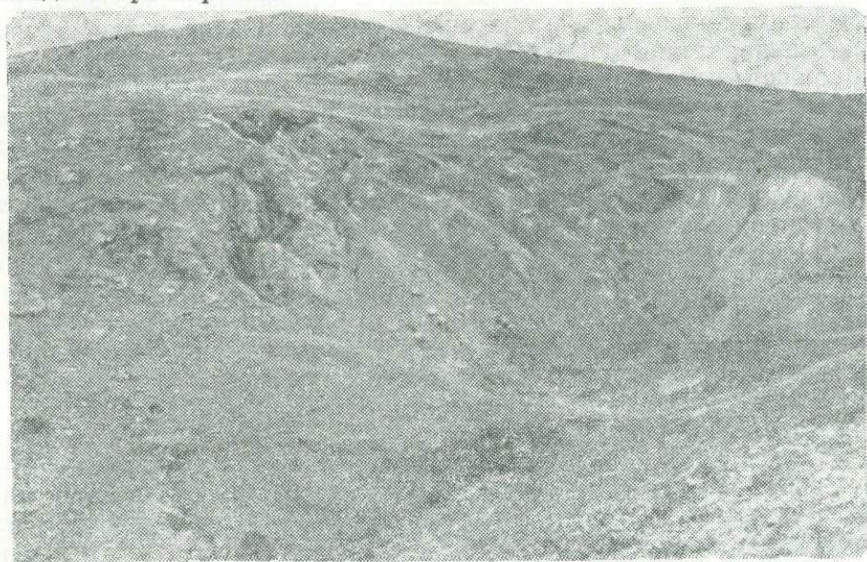


Рис. 6. Главная восточная зона разлома, протягивающаяся вдоль Вернер-оврага

По первому главному разлому верхнеюрские туфогенно-осадочные породы, слагающие северо-восточное крыло антиклинали, резко опущены и находятся в тектоническом контакте со среднеюрскими вулканогенными породами, слагающими юго-западное крыло складки. Амплитуда смещения по этому взбросу достигает 400 м. Другая зона разлома («Северная») проходит по северному оврагу, имея северо-восточное простирание (рис. 7). Из указанных разломов первый и последний являются дорудными, остальные — послерудными, по которым происходило смещение уже оформившихся рудных тел.

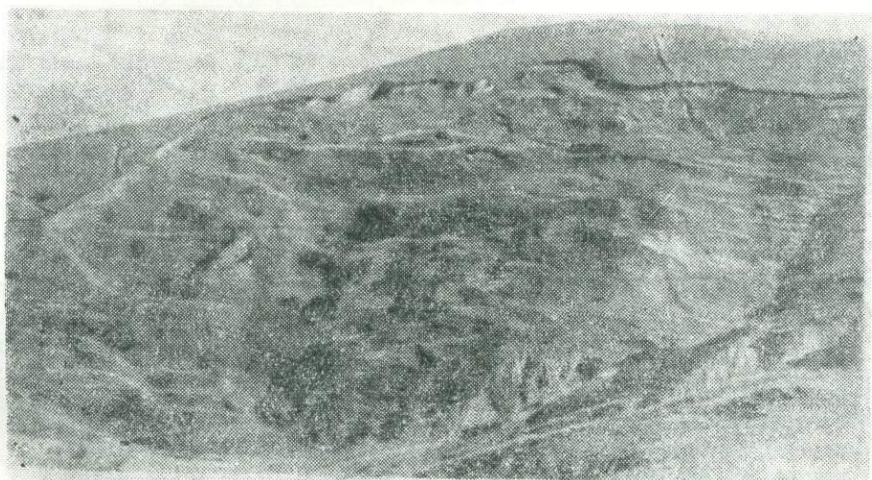


Рис. 7. Северная зона разлома, на которой расположен оползневой участок

В формировании месторождения исключительно важную роль сыграла также трещинная тектоника, приведшая к сильной раздробленности

сти отдельных участков и создавая благоприятные условия для локализации оруденения. На месторождении, в основном, вырисовывается два главных направления: 1) тектонические трещины и дайки северо-западного направления ($290-350^\circ$) и 2) тектонические трещины и дайки северо-восточного направления ($10-85^\circ$). Все они характеризуются крутым падением ($60-90^\circ$) и по количеству первые (ранние) преобладают над вторыми (поздними), характеризуясь большей протяженностью и мощностью.

Этим определяется структурная особенность Кедабекского рудного поля, в котором Главный Кедабекский разлом пересекается разломами и дайками северо-западного и северо-восточного простирания, образуя тектонический узел, весьма благоприятный для концентрации и локализации оруденения.

Кроме указанных двух систем тектонических трещин (трещин разрыва и скалывания), толща кварцевых плагипорфиров осложнена еще трещинами-отдельности: 1) северо-западного ($330-350^\circ$) или почти меридионального направления с падением на северо-восток (редко на юго-запад) под углом $40-80^\circ$; 2) северо-восточного направления ($10-60^\circ$) с падением на юго-восток и северо-запад под углом $60-90^\circ$ и 3) широтного или близкого к нему направления ($260-290^\circ$) с падением на юг или на север под углом $30-40^\circ$. Из них последняя система трещин является главной, совпадающей с плоскостями наложения кварцевых порфиров. Большим развитием пользуются также трещины северо-западного простирания.

Таким образом, как это явствует из характеристики трещинной тектоники месторождения, самой дислоцированной толщей в пределах г. Мисдаг является толща кварцевых порфиров, раздробленная и рассеченная многочисленными тектоническими трещинами, что, безусловно, сыграло решающую роль в локализации оруденения в пределах этой толщи.

Морфология и вещественный состав рудных тел

Морфология рудных тел Кедабекского месторождения имеет скорее линзообразный характер, чем штокообразный, в связи с частыми раздувами и сужениями их мощности на сравнительно небольшом расстоянии. Однако целесообразно сохранить за этими рудными телами название «шток», так как в литературе укоренилась штокообразная форма рудных тел Кедабекского месторождения.

На месторождении встречаются ныне выработанные штоки, в основном, представленные плоскими телами весьма изменчивой мощности. Штоки находятся на различных глубинах от поверхности и нередко связаны между собой рудными прожилками. Форма и размеры отдельных штоков весьма различны. Все рудные тела приурочены к верхним горизонтам кварц-порфировой толщи, за исключением верхнего и нижнего Вернер-штоков, захватывающих по Вернер-оврагу и «нижнюю вулканогенную толщу», имея в них весьма незначительное развитие. С другой стороны Карл-шток (по Эзель-штольне, средней штольне и южной Карл-штольне) частично располагается выше горизонта кварцевых порфиров, в так называемых покровных породах «верхней вулканогенной толщи» бата, метасоматически замещающая их медно-колчеданно-полиметаллическими рудами.

Все рудные тела, как правило, вытянуты обычно в горизонтальном или слабо наклонном направлении и образуют выпуклую поверхность.

Элементы залегания у одного и того же рудного тела нередко меняются на небольшом расстоянии — 10—15 м.

Намечается общее падение рудных тел на юго-запад под углом от 30 до 70° и редко более, согласно падению кварц-порфировой толщи. Наиболее крутопадающими являются «Старый», «Новый» и «Нижний» Вернер-штоки, а наиболее полого падающими — «Карл», «Вальтер» и «Федоровский» штоки (рис. 8). Наиболее крупными штоками на месторождении являются: 1) Карл-шток, 2) Федоровский шток, 3) Вальтер-шток, 4) Вернер-шток, 5) Нижний Вернер-шток и 6) Шток 14-саженного горизонта.

Некоторые из этих штоков, в свою очередь, разделяются на более мелкие части, получившие самостоятельные названия.

Кроме этих штоков в северной части месторождения имеются рудные гнезда, именуемые «Северное», «Южное» и «Арнольд-штоками», а в южной части г. Мисдаг фиксируются два гнезда, расположенные к востоку и западу от Федоровского штока. Размеры штоков подвержены значительным колебаниям: длина их колеблется от 10 до 250 м, ширина — до 100 м и редко более, а по падению прослеживаются до 100—150 м.

Рудные штоки по периферии нередко имеют каолиновую оторочку («рубашку»), за которой среди вторичных кварцитов следуют вкрапленного типа серноколчеданные руды.

По характеру оруденения рудные штоки представлены, главным образом, медной, серноколчеданной и реже цинковой рудами. Медные и медно-цинковые руды обволакивают рудные штоки сверху, будучи локализованы лишь в верхних горизонтах штоков. Нижние горизонты штоков представлены серноколчеданными рудами, переходящими во вкрапленные и далее безрудные вторичные кварциты (рис. 9).

Серноколчеданные руды обычно довольно интенсивно раздроблены секущими дайками различных полевошпатовых и диабазовых порфиров, с одной стороны и все продолжающимися тектоническими подвижками, с другой (рис. 10).

Медноколчеданные и медно-цинковые руды (часто с баритом), как более поздние образования, цементируют раздробленные обломки пиритовой руды и в виде многочисленных прожилков секут их. Обогащенные медью руды концентрируются не только в контакте вторичных кварцитов с покрывающими их породами, но и около пересекающих штоки порфировых даек (рис. 11). С удалением от последних оруденение становится убогим. Массу серного колчедана пререзают также прожилки цинковой обманки.

Таким образом, локализация серноколчеданного оруденения проникла до внедрения жильных дериватов (даек) Кедабекской кварц-

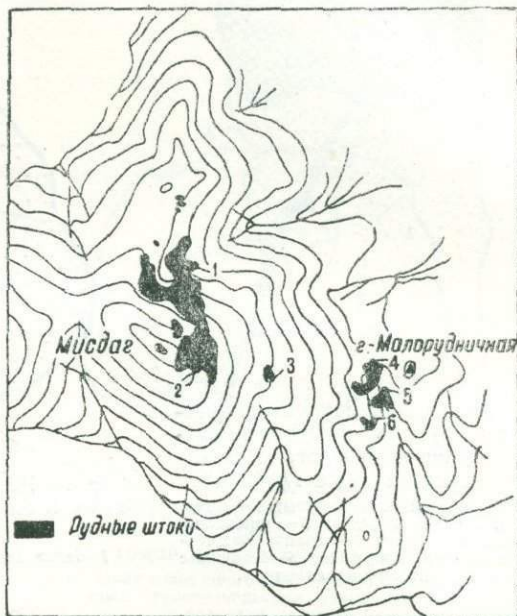


Рис. 8. Схема расположения рудных штоков Кедабекского месторождения.

диоритовой интрузии (пиритовые руды прорезаны и раздроблены дайками), т. е. связана с более ранним этапом гидротермального процесса, чем медно-колчеданные и медно-цинковые руды, которые являются постмагматическими образованиями указанной интрузии.

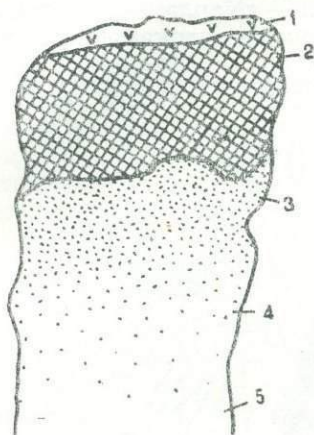


Рис. 9. Схематический разрез рудных штоков и изменение минералогического состава руд с глубиной

1—медно-цинковые руды; 2—медно-колчеданные руды; 3—серноколчеданные руды; 4—вкрапленные серноколчеданные руды; 5—безрудные вторичные кварциты.

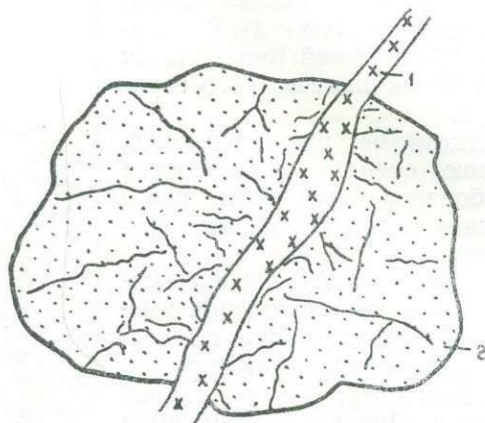


Рис. 10. Раздробленность серноколчеданных штоков благодаря интродуцировавшей дайке порфиритов

1—дайка диабазового порфирита; 2—раздробленные серноколчеданные руды.

Раздробленные пиритовые руды (додайковые) сцементированы медноколчеданными и медно-цинковыми рудами, жилы и оторочки которых нередко приурочены к зальбандам даек, а местами «прожилочки чистого медного колчедана прорезывают самые дайки» (рис. 12).

Указанное выше взаимоотношение серноколчеданных и медноколчеданных руд и даек порфиритов было подмечено еще Н. С. Успенским [233, 234]. Как описывал этот исследователь, богатые медные руды концентрируются не только в контакте вторичных кварцитов с покрывающими их породами, но и около пересекающих месторождение даек диабазового порфирита.

Обогащенная медная руда в пределах месторождения, по данным Н. С. Успенского [233, 234], является как бы оторочкой порфиритовой дайки, причем мощность оторочки до известной степени пропорциональна мощности самой дайки и достигает иногда у наиболее мощных из них ширины 2 м. Распределение в этой оторочке халькопирита происходит следующим образом. Непосредственно к зальбанду порфиритовой дайки прилегает слой чистого медного колчедана (лишь с небольшой вкрапленностью сфалерита), мощностью до 0,70 м. Нередко этот тонкий слой чистого халькопирита фиксируется вдоль порфиритовой дайки и далее на некотором расстоянии за пределы рудной толщи (в ее висячем боку). Халькопиритовые жилочки наблюдаются и в самой дайке. За слоем (оторочкой) халькопирита, по мере удаления от зальбандов дайки руда становится убогой, где халькопирит и сфалерит являются лишь цементом зерен пирита. Наконец, в значительном удалении от порфиритовой дайки количество меди уменьшается и руда по ее содержанию принимает свой нормальный штоковый состав. Сфалерит, как и халько-

пирит, фиксируется или в виде сети тонких самостоятельных жилок, прорезающих массу серного колчедана, или же в виде вкрапленности в нем, образующей, однако (сравнительно с вкрапленностью халькопирита), более крупные скопления.

Аналогичная картина взаимоотношения руд подтверждается также микроскопическими (минераграфическими) исследованиями руд. Вкрапленность чистого медного колчедана в кварците наблюдается сравнительно редко.

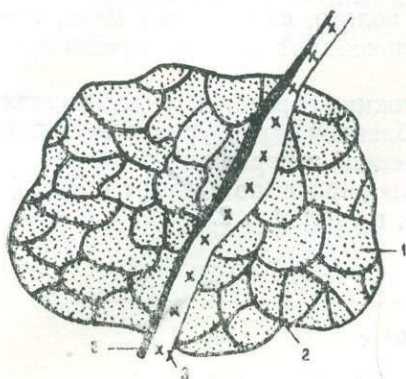


Рис. 11. Схема образования медно-колчеданных оторочек вдоль альбанды порфиритовой дайки и цементации раздробленных обломков серного колчедана халькопиритом

1—раздробленные серноколчеданные руды; 2—медноколчеданные руды; 3—дайка диабазового порфирита.

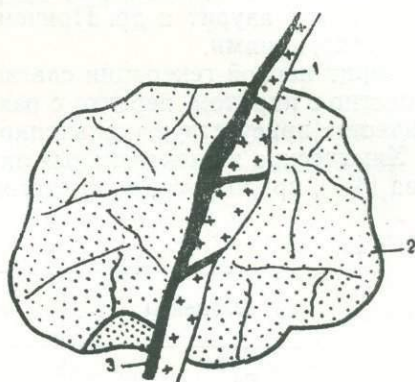


Рис. 12. Схема продолжения медно-колчеданных оторочек за рудным штоком и заполнение трещин в самой дайке халькопиритом

1—дайка диабазового порфирита; 2—раздробленные серноколчеданные руды; 3—медноколчеданные руды.

Локализацию медно-цинковых руд вдоль контакта вторичных кварцитов с покровными породами Н. С. Успенский объясняет тем, что характер сернистых терм не оставался постоянным и с течением времени постепенно изменился в сторону обогащения их медью, цинком и баритом. Но, так как большинство из разветвлений той сети трещин и пор, по которой циркулировали растворы терм, были к этому времени уже заполнены (серным колчеданом и кварцем), то естественно, что осадки позднейшего периода деятельности терм должны были отложиться преимущественно на главных путях циркуляции растворов, т. е. прежде всего у контакта кварцитов с плотной боковой породой, непроницаемой для этих растворов, а затем по плоскостям наложения самих кварцитов.

Среди руд Кедабекского месторождения могут быть выделены следующие типы: 1) массивные или сплошные руды, локализующиеся в верхних меденосных горизонтах рудных штоков; 2) крустификационные руды, встречающиеся также в верхних горизонтах рудных штоков, в которых халькопирит и сфалерит цементируют раздробленные пиритовые руды; 3) прожилковые медно-цинковые и реже пиритовые (II генерации) руды, нередко образующие гнездовидные скопления; 4) плотные мелкозернистые пиритовые руды, характерные для нижних серноколчеданных горизонтов рудных штоков; 5) рыхлые руды («сыпучка»), представленные зернистой, легко рассыпающейся серноколчеданной рудой, слабо сцементированной гипсом или кальцитом и 6) вкрапленные руды, приуроченные к наиболее нижним горизонтам рудных штоков, где пиритовые руды постепенно переходят в густую вкрапленность пирита во вторичных кварцитах, далее постепенно сменяются пиритизированными и чистыми разностями вторичных кварцитов.

Минералогический состав руд Кедабекского месторождения по данным исследований Л. В. Радугиной (по материалам К. Н. Паффенгольца [291], В. Егоровой (по материалам И. Н. Ситковского (1935), Р. С. Гамидова (по материалам Г. И. Керимова [231] и Г. Х. Эфендиева [387], представлен, главным образом, халькопиритом, пиритом и сфалеритом, причем с глубиной сфалерит сменяется халькопиритом, последний пиритом. Из нерудных минералов постоянно присутствуют кварц и барит. Из второстепенных минералов в небольшом количестве встречаются арсенопирит, тетраэдрит, пирротин, марказит, магнетит, гематит, халькозин, ковеллин, куприт, золото, самородная медь, лимонит, малахит, азурит и др. Причем халькопирит и пирит представлены двумя генерациями.

Пирит первой генерации составляет нижние горизонты рудных штоков. Совместно с пиритом, нередко с раздробленной структурой, в небольшом количестве присутствует халькопирит первой генерации.

Химические и спектральные анализы пирита, по данным Г. Х. Эфендиева [387], приводятся, соответственно, в табл. 1 и 2.

Таблица 1

Элементы	обр. 109 к	Обр. 9
Fe	45,83	45,58
S	52,61	52,19
Zn	0,00	0,09
Cu	0,05	0,13
As	0,17	0,08
Sb	0,05	0,00
Se	0,0045	0,005
Te	0,0002	0,0002
Au	$2 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-5}$
Ag	$3 \cdot 4^{-4}$	$5 \cdot 4^{-4}$
Co	0,001	0,001
Ni	0,00	0,00
HrO	1,08	1,65
Σ	99,69	99,52

Таблица 2

Элементы	Обр. 109к	Обр. 9
As	—	сл. л.
Te	—	—
Sb	—	—
Pb	—	—
Sn	—	—
Cu	0,0п	сильн. л.
Ag	0,00п	0,0005
Zn	—	ср. л.
Cd	—	—
Co	—	—
Ni	0,00п	—
Mo	—	0,0005
Bi	—	—
In	—	0,00п
Ge	—	—

Главные медные руды, локализованные в верхних горизонтах рудных штоков, обволакивают серноколчеданные руды (1-й генерации), представлены халькопиритом 2-й генерации, сфалеритом и баритом.

Халькопирит в Кедабекском месторождении является основным минералом, уступающим в своем распространении лишь пириту. Халькопирит имеет широкий диапазон кристаллизации и тесный парагенезис со сфалеритом, тетраэдритом, а также пирротинном, пиритом и жильными минералами.

Химический и спектральный анализы халькопирита, по данным Г. Х. Эфендиева [387], приводятся в табл. 3 и 4.

Таблица 3

Элементы	Cu	Fe	S	Zn	Pb	Ag·10 ⁻³	As·10 ⁻⁵	Se	Te
	33,23	31,00	35,04	0,23	0,60	5,1	3,5	0,003	—

Таблица 4

Элементы	Обр. 103к	Обр. 101к	Халькопирит + ковеллин, обр. 102к	Халькопирит и сфалерит*	
				обр. 18	обр. 24
As	0,1	0,0	0,0n	сл. л.	
Mn	0,00	0,0	0,1	сл. л.	
Pb	0,01	0,01	0,01	сл. л.	
Cd	—	0,01	0,0n		
Ag	0,01	0,00	0,00n	о. сл. л.	
Zn	~1	1	~1	сильн. л.	
Ba	0,н	0,1	0,н	—	—
Bi	—	—	—	следы л.	
Sb	—	—	—	о. сл. л.	
Mo	—	—	—	—	—
Co	—	—	—	—	—

* По Г. П. Барсанову и С. А. Боровику [53].

Сфалерит является третьим по количественному содержанию минералом Кедабекского месторождения, местами образуя почти сплошные сфалеритовые руды. Сложное взаимоотношение сфалерита с халькопиритом, т. е. минералов близких по времени образования, Г. Х. Эфендиев [387] объясняет изменчивостью концентрационных соотношений в растворах в процессе рудоотложения. Вместе с тем, к концу процесса происходило сильное повышение концентрации цинка в растворах и рудоотложение завершалось формированием сфалеритового типа руд.

Химические анализы сфалеритов, по Г. Х. Эфендиеву [387], приведены в табл. 5.

Таблица 5

Элементы	Вес. %	Атом. %	Вес. %	Атом. %
Zn	58,87	46,94	59,96	47,99
Fe	2,72	2,54	2,38	2,23
Cd	0,37	0,17	0,21	0,09
Mn	0,033	0,03	0,083	0,03
Cu	—	—	—	—
Ag	—	—	—	—
Pb	—	—	—	—
Co	—	—	—	—
S	30,95	50,32	30,39	49,61
Se	—	—	—	—
As	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—
Нераств. ост.	7,23	—	6,38	—
Σ	100,17	100,00	99,40	100,00
(Zn, Fe, Cd, Mn): S	1: 1,12		1,01: 1	

Спектральные анализы сфалеритов, по данным Г. Ф. Эфендиева [387], приведены в табл. 6.

Таблица 6

Элементы	1 черный	2 серовато- черный	3 буровато- черный
As	—	0,01	—
Te	—	—	—
Sb	—	~0,03	—
Pb	—	0,п	0,0п
Sn	—	—	—
Cu	0,п	0,п	0,п
Ag	0,00п	0,00п	0,00п
Cd	0,п	0,п	0,п
Co	~0,01	~0,01	—
Ni	—	—	—
Mo	—	—	0,00п
Bi	—	—	—
Jn	—	—	—
Ta	—	—	—
Cr	—	—	—
V	10^{-4}	10^{-4}	—
Ba	0,п	0,п	0,п
Mn	0,0п	0,0п	0,п
Fe	п	п	п

Барит ассоциирует, главным образом, с медно-цинковой рудой, отсутствуя в пиритовой.

Арсенопирит пользуется незначительным развитием в рудах. Его редкие идиоморфные зерна окаймлены и разъедаются сфалеритом и халькопиритом. Наиболее интенсивно арсенопирит замещается халькопиритом. Сфалерит очень слабо разъедается халькопиритом. Последний включает прожилки блеклых руд. Иногда халькопирит, тетраэдрит, сфалерит и арсенопирит срastaются, образуя субграфическую структуру

[291]. Очень редко халькопирит образует эмульсионные включения в сфалерите.

Арсенопирит, тетраэдрит и сфалерит обычно мелкими зернышками встречаются вместе с халькопиритом, срастаясь вместе, и они образуют субграфическую структуру. Иногда лишь тетраэдрит или теннантит встречаются в халькопирите.

Гематит изредка наблюдается в виде мелких зернышек в жильном минерале, иногда в виде порошка, рассеянного по нему, окрашивая его в красный цвет.

Пирротин изредка констатируется только в халькопирите между зернами пирита.

Ковеллин преимущественно замещает халькопирит, хотя наблюдаются псевдоморфозы его по сфалериту, реже арсенопириту и тетраэдриту.

Лимонит пользуется весьма ограниченным развитием и обычно замещает пирит (реже пирротин по периферии).

Выделение минералов в первом этапе минерализации выражается в следующей последовательности: пирит (I генерации) (главная масса пирита), халькопирит (I генерации) (незначительно вместе с пиритом) и кварц.

Во втором этапе минерализации фиксируется следующая последовательность минералов: арсенопирит, сфалерит, тетраэдрит, халькопирит (II генерации) (главная масса халькопирита), пирит (II генерации) (незначительно вместе с халькопиритом), кварц (II генерации). Наблюдается некоторая зональность в распределении минералов по штокам,

тесно связанная с расположением рудных тел от Кедабекского металлоносного интрузива. Так, в штоках, расположенных в непосредственной близости от выхода интрузива (по Вернер-оврагу) в медно-колчеданных рудах появляются такие высокотемпературные минералы, как пирротин, магнетит и арсенопирит, тогда как в нескольких удаленных от интрузива штоках (Федоровский, Карл-шток, Эзель-шток и др.) значительно развиты относительно низкотемпературные минералы, как сфалерит, барит и редко галенит.

Это обстоятельство имеет важное значение, так как, по нашему мнению, говорит о генетической связи медного и медно-цинкового оруденения (второй этап минерализации) с Кедабекским металлоносным гранитоидным интрузивом.

В зоне окисления значительным развитием пользуется лимонит, образующий местами довольно мощные скопления во вторичных кварцитах, типа «железные шляпы», прослеживающиеся на десятки метров. Наряду с лимонитом встречается сера, мелаконит, окислы марганца, малахит, азурит, хризоколл, гипс, госларит (водный сульфат цинка), халькопирит, мелантерит (водный сульфат железа), эпсомит (водный сульфат магния) и др.

Зона цементации на месторождении выражена довольно отчетливо и представлена ковеллином, реже халькозином и самородной медью. Наибольшим развитием зона цементации пользуется в северной части месторождения (Эзель- и Карл-штоки), где важную роль в добыче сыгнали ковеллинистые руды. Минералы зоны цементации встречаются также в разрезе Вернер-шtolьни (вблизи рудных штоков к зоне разлома), где наряду с ковеллином и халькозином встречаются также самородная медь, самородное серебро и куприт.

Генезис

Кедабекское месторождение всеми исследователями рассматривалось в генетической связи с кедабекским интрузивом. С интрузивами

генетически связывали также Чирагидзорское и Тоганалинское собственно серноколчеданное месторождение, с которыми идентифицировалось и Кедабекское месторождение.

Однако в последние годы во мнениях геологов на генезис рассматриваемых месторождений наметились значительные разногласия. Так, в 1951 г. М.-А. Кашкай [119] генезис Чирагидзорского и Тоганалинского колчеданных месторождений связывает с кислой кварцпорфировой магмой, исходя из стратиграфической приуроченности месторождений к толще так называемых кварцевых порфиров. Однако, в дальнейшем М.-А. Кашкай [127] генетически связывает с субвулканической фазой кварцевых порфиров не только серноколчеданные, но и ряд полиметаллических месторождений Большого и Малого Кавказа, в том числе и Кедабекскую группу месторождений.

Г. И. Керимов серноколчеданные и медно-цинковые руды Кедабекского месторождения генетически рассматривает как два совершенно различных этапа рудообразования. Серноколчеданное оруденение (первый этап оруденения) связано с плагиогранит-порфирами среднеюрского (верхнебайосского) возраста, которые прорывают толщу кварцевых порфиров. Медноколчеданное и медно-цинковое оруденение (второй этап оруденения) является наложенным на серноколчеданное и генетически связано с более поздним гидротермальным процессом нижнемеловой кварцдиоритовой интрузии. Последняя непосредственно оконтуривает месторождения с северо-востока, востока и юго-востока, а также многочисленные мелкие ее выходы выступают в непосредственной близости от рудных штоков. Кедабекская интрузия, вызвавшая столь интенсивное скарнирование и ороговикование верхне- и среднеюрских пород непосредственно на территории месторождения, не осталась инертной и в смысле оруденения. По дорудным разломам, имеющим развитие на территории месторождения, циркулировали гидротермальные растворы и отлагали свой полезный груз в рудных узлах, накладывая медноколчеданное и медно-цинковое оруденения на более раннее серноколчеданное [232, 234].

Эти данные хорошо согласовываются также с выводами Н. С. Успенского [342], а именно: «Общий вывод отсюда заключается в том, что серный колчедан является первою по времени частью руды. Медный же колчедан и цинковая обманка вошли в ее состав уже потом, когда месторождение серного колчедана было уже почти вполне сформировано». Н. С. Успенский при этом в локализации оруденения придавал важное значение экранирующей роли покровных пород и образованию зазоров (путей) для циркуляции богатых медью и цинком гидротерм, вдоль альбандов даек порфиритов, секущих пиритовые руды.

Наконец, нельзя отрицать и экранирующей роли покровных пород в локализации оруденения, однако эту роль следует понимать несколько иначе, чем предыдущие исследователи. Покровные породы сыграли экранирующую роль лишь для локализации медных и цинковых руд (а не серноколчеданных), с чем связана концентрация их (медно-цинковых руд) в верхних горизонтах кварцевых порфиров, вблизи от контакта с покровными породами. Генезис Кедабекской группы месторождений освещен в двух наших работах [232, 234], поэтому здесь более подробно на этом вопросе не останавливаемся.

Перспективы месторождения

Касаясь запасов и перспектив Кедабекского месторождения, следует отметить, что в процессе длительной и интенсивной разработки месторождения немецкой компанией в течение более полувека, почти

все известные рудные штоки, в особенности богатые медью верхние горизонты их, целиком выработаны. Однако заслуживает внимания так называемый «горелый шток», заключенный между горизонтами северной и южной штолен, с одной стороны, и средней штольни — с другой, и уцелевший от разработки в силу происходившего здесь подземного пожара. Поэтому первоочередные геологоразведочные работы должны быть сосредоточены здесь и на примыкающих участках.

Однако значительно большими перспективами Кедабекское месторождение располагает в отношении серного колчедана.

При благоприятном исходе разведочных работ и выявлении новых запасов медных руд, в случае разработки месторождения, определенный интерес (в смысле комплексного использования руд) представит также кедабекские рудничные отвалы.

Что же касается перспектив участка г. Толстая, примыкающего к месторождению с северо-запада, то детальное поисковое бурение, произведенное здесь Азербайджанским геологическим управлением положительных результатов не дало и, с нашей точки зрения, не могло дать. Этот участок, исходя из новых данных, полученных нами за последние годы, не представляет интереса в смысле обнаружения новых залежей меди.

БИТИБУЛАХСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ МЕДНО-МЫШЬЯКОВЫХ РУД

Месторождение находится в 1 км к югу от с. Агамалыоглы и в 5,5 км к северо-западу от с. Славянка Кедабекского района, в верховьях ручья Холамышчай (правый приток р. Дзегамчай).

Район месторождения характеризуется умеренно-расчлененным рельефом с абсолютными отметками в пределах 1400—1600 м.

Битибулахское месторождение издавна привлекало внимание исследователей и предпринимателей в связи с разработкой Кедабекского месторождения медных руд. Оно известно с 1864 г., т. е. со времени начала разработки Кедабекского месторождения предпринимателем Симменсом, фирма которого разведывала его в 1910—1911 гг. Однако наиболее интенсивная разведка месторождения с пробной плавкой руд производилась ею в 1916—1917 гг.

Месторождение одновременно посещали и изучали многие исследователи: Е. Г. Багратуни [49], М. А. Березин и Г. Г. Тумикян (1939 г.), П. С. Бернштейн [60], И. П. Бутенко (1946—1947 г.), М. Д. Гаврилов, Р. Х. Рафибейли и Н. В. Зайцева (1954 г.), М.-А. Кашкай и М. Р. Мамедъяров [113], Г. И. Керимов [221—234], Л. К. Конюшевский (1923 г.), И. М. Либерзон (1942 г.), М. Р. Мамедъяров (1939 г.), К. Н. Паффенгольц [291], И. Н. Ситковский (1935 г.), Г. Х. Эфендиев [386, 387] и др.

Геологическое строение

Район месторождения сложен породами «нижней вулканогенной толщи» нижнего и среднего байоса (рис. 13), видимая мощность ее не превышает 300 м. Представлена она различными порфиритами, реже туфобрекчиями, туфами и туфопесчаниками. К юго-западу с небольшим

угловым несогласием на нее налегает толща кварцевых плагипорфиров верхнебайосского возраста, которые непосредственно в районе месторождения отсутствуют.

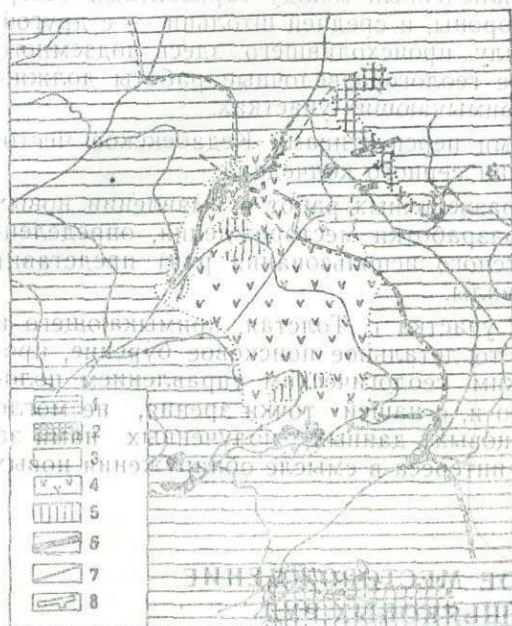


Рис. 13. Схематическая геологическая карта Биттибулахского месторождения медно-мышьяковых руд.

1—эпидотизированные порфириды; 2—окварцованные порфириды; 3—кварцево-серицитовые породы; 4—кварцево-серицито-каолинитовые породы; 5—кварцево-каолинитовые породы; 6—дайки диабазовых порфиритов; 7—зоны разломов; 8—штольни.

Породы «нижней вулканогенной толщи» от воздействия гидротермальных растворов интенсивно изменены — серицитизированы, окварцованы, каолинизированы и эпидотизированы. В связи с этим среди окolorудных измененных пород выделяются эпидотизированные и окварцованные порфириды, кварцево-серицитовые, кварцево-серицито-каолинитовые и кварцево-каолинитовые породы.

Эпидотизированные порфириды на участке месторождения имеют широкое развитие, образуя ореол вокруг кварцево-серицито-каолинитовых пород; причем интенсивность эпидотизации пород различна, а иногда настолько сильная, что породы переходят в эпидозиты. Окварцованные порфириды развиты среди эпидотизированных порфиритов и на водоразделе р. Холамышчай и Кызылчай. Кварцево-серицитовые и кварцево-серицито-каолинитовые породы слагают весь рудный участок месторождения, будучи развиты в средней части рудного оврага. Кварцево-каолинитовые породы развиты по зонам разломов и интенсивного выщелачивания.

Жильные породы на месторождении представлены диабазовыми порфиритами и реже диабазами, дайки которых ориентированы, преимущественно, на северо-запад, с падением на СВ 60—65°.

Дайки в гидротермально измененных зонах, так же как и вмещающие породы, изменены, окварцованы и серицитизированы.

Структура рудного поля

В тектоническом отношении месторождение приурочено к северному крылу Маарифской антиклинали широтного простирания. Через Биттибулахское месторождение проходит крупный, так называемый Главный Кедабекский разлом, протягивающийся далеко на северо-за-

пад в субмеридиональном направлении. Большую роль в локализации руд играют следующие четыре системы тектонических трещин: 1) меридионального или субмеридионального, 2) северо-западного, 3) северо-восточного и 4) широтного и субширотного простираения. Наиболее ранними из них являются меридиональные и наиболее поздними — широтные трещины, нередко имеющие сбросовый и сбросо-сдвиговый характер.

Меридиональные трещины (чаще вертикальные, реже падающие на восток под углом 85°) имеют слабое развитие на северном и на южном участках рудного поля. Они обычно выполнены диабазовыми дайками и признаков оруденения не имеют. Как более ранние, они пересекаются поздними трещинами, нередко с некоторыми смещениями, амплитуда которых обычно не превышает 10 м (например, смещение дайки в штольне 8).

Тектонические трещины северо-западного простираения, как рудоносные, играют важную роль. Падение их СВ $65-85^\circ$. Эти трещины способствовали локализации руд и дали начало наиболее раннему этапу гипогенной минерализации — вкрапленному пириту. Циркуляция гидротермальных растворов по этим трещинам способствовала широкому развитию метасоматических замещений вмещающих пород.

Тектонические трещины северо-восточного направления также пользуются большим развитием и падают преимущественно на северо-запад под крутым углом ($70-90^\circ$). Они также сопровождались смещением, о чем свидетельствует наличие в зальбандах трещин тектонических брекчий, глинок трения и зеркал скольжения. С этими трещинами генетически связан наиболее поздний этап гипогенной минерализации с образованием низкотемпературных медно-мышьяковых руд (халькопирит, энаргит) со сфалеритом и баритом.

Наконец, трещины широтного простираения являются наиболее поздними и секут все перечисленные три системы трещин с горизонтальным смещением различной амплитуды.

Морфология и вещественный состав руд

Морфологически выделяются два типа руд: вкрапленные и гнездово-жилые.

Вкрапленный тип кварц-пиритового состава пользуется наибольшим развитием и он разведан на глубину 122 м, хотя интенсивность его с глубиной постепенно ослабевает. В минеральном составе руд в незначительном количестве присутствуют халькопирит и энаргит. Из нерудных минералов развит серицит, менее каолинит.

Гнездово-жилый тип представлен энаргит-баритовыми рудами. Он приурочен к северо-западной участку рудного поля («Рудный овраг»). Неправильные гнездово-линзо- и жилкообразные тела располагаются среди кварцево-серицитовых пород. Руды тонкозернистые и скрытокристаллические, состоят из энаргита и пирита, реже халькопирита, галенита, сфалерита и барита; нерудные представлены серицитом, в меньшем количестве кварцем и каолинитом.

Энаргито-баритовые руды пользуются ограниченным распространением на глубину, на сороковом метре они исчезают, уступая свое место вкрапленным пиритовым рудам. Локализация руд связана с более поздними тектоническими трещинами северо-восточного простираения. Эти два типа руд разделяются на: 1) более ранние — гидротермально-метасоматические вкрапленно-пиритовые руды и 2) поздние — гидротермальные — жилые энаргито-баритовые руды. Причем первый

тип руд пользуется наибольшим развитием в периферийных и нижних частях рудных тел, имея постепенный переход от густовкрапленных руд к породам со слабой вкрапленностью и без вкраплений.

Минералогический состав руд Биттибулахского месторождения, по данным М.-А. Кашкая и М. Р. Мамедъярова [113], И. П. Бутенко (1947 г.), Г. Х. Эфендиева [386, 387] и Г. И. Керимова (1958 г.), представлен для раннего этапа пиритом и энаргитом. Пирит первой генерации является наиболее ранним минералом, пользующимся повсеместным развитием на рудном участке, ассоциирует с серицитом (частично с мусковитом) и кварцем; причем характеризуется наибольшим содержанием в тех участках, где энаргитовые руды отсутствуют. Зерна пирита катаклазированы и трещины его выполнены энаргитом. В тех случаях, когда пирит неправильными зернами включен в энаргитовую массу, он обладает раздробленной структурой замещения. Халькопиритовые жилки нередко секут богатые пиритовые руды, иногда наблюдаемые невооруженным глазом. Пирит второй генерации связан с рудами второго этапа минерализации. Он здесь ассоциирует с энаргитом, значительно уступая ему по количественному соотношению. В этой ассоциации встречаются мелкие зернышки халькопирита и местами пирита первой генерации, в виде мелких включений в энаргите.

Заслуживает внимания химический анализ пиритов обеих генераций, произведенный Г. Х. Эфендиевым [386], который установил сравнительно повышенное содержание мышьяка в пиритах II генерации, что указывает на частичный захват из растворов остаточного мышьяка в стадии кристаллизации энаргита.

Результаты спектрального анализа пирита приводятся по данным Г. Х. Эфендиева [387]: As — 0,п%; Cu, Zn — 0,0п%; Mo — 0,000п%; Te, Sb, Pb, Sn, Ag, Cd, Co, Ni, Bi, In, Ge — отсутствуют.

Энаргит является главным минералом второго этапа минерализации. Он имеет широкое развитие. Представлен он, главным образом, прожилками, образующими линзовидные и гнездовидные скопления сплошных руд. Наиболее богатая энаргитовая руда сосредоточена в центральной части рудного участка, уменьшаясь к периферии вплоть до полного исчезновения, где он уступает свое место пириту первой генерации. Энаргит преимущественно мелкокристаллический, нередко включает неправильные зернышки пирита второй генерации. Отмечается также пирит первой генерации с извилистыми контурами, разъеденными более поздним энаргитом. С энаргитом ассоциирует халькопирит, галенит, сфалерит и фаматинит. Представляют интерес химический и спектральный анализы мономинеральной пробы энаргита Биттибулахского месторождения, приведенные, по данным Г. Х. Эфендиева [387], в табл. 7 и 8.

Анализируемая проба содержит энаргит— Cu_3AsS_4 и фаматинит— Cu_3SbS_4 . Как видно железо в пробе связано с пиритом, а сурьма, главным образом, с фаматинитом.

Таким образом, спектральным анализом в энаргите обнаружено 9 элементов, преимущественно халькофильных; из редких примесей заслуживают внимания теллур и сурьма.

Халькопирит встречается повсеместно как в ассоциации с энаргитом (и другими сульфидами второго этапа минерализации), так и во вкрапленных пиритовых рудах первого этапа минерализации. Он обычно встречается в виде неправильных зерен и мелких прожилочек.

Сфалерит встречается спорадически, обычно в тесном сростании с энаргитом (одновременное образование) и максимальное содержание его в руде не превышает 6%. Нередко наблюдаются эмульсионные вы-

деления в энаргите и местами отдельные зерна сфалерита замещают энаргит.

Галенит также является второстепенным минералом, хотя содержится его несколько больше сфалерита и как наиболее позднее образование является ангедральным относительно всех сульфидов и сульфосолей, но более ранним, чем барит.

Таблица 7

Элемент	Вес. %	Мол. колич.
Cu	47,58	0,7455
Fe	4,22	0,0217
Zn	0,00	—
Pb	0,00	—
As	18,63	0,2474
Sb	0,37	0,0030
Bi	0,00	—
S	32,43	1,0134
Se	0,00	—
Te	0,07	0,0005
Нераств. ост.	0,24	—
Σ	100,44	—

Таблица 8

Элементы	А н а л и з ы		
	обр. 1	обр. 2	обр. 3
As	целые %	сильные линии	
Te	10^{-2}	—	сильные линии
Sb	10^{-1}	средние линии	
Pb	10^{-2}	слабые линии	
Ag	10^{-3}	слабые линии	
Zn	10^{-2}	—	—
Mo	10^{-4}	—	—
V	10^{-2}	—	—
Sn	—	слабые линии	—
Cd	—	—	—
Co	—	в. ср. лин.	—
Ni	—	сл. лин.	—
Bi	—	—	—
In	—	—	—
Ta	—	—	—

Фаматинит нередко обнаруживается в виде единичных мельчайших зернышек, ангедральных по отношению к энаргиту.

Блеклые руды отмечены И. Н. Ситковским (1935 г.) и Г. И. Керимовым (1958 г.) в виде редких и мелких включений в энаргите.

Супергенные минералы в зоне окисления месторождения (до глубины 20 м) представлены лимонитом (преимущественно по пириту), малахитом и азурином (в виде налета по трещинам). Нерудные минералы представлены кварцем, серицитом, мусковитом, каолинитом, эпидот-цоизитом и баритом.

Барит представлен в рудной массе зернистыми агрегатами и прожилками, пересекающими рудную массу. Чаще всего он ассоциирует с энаргитом, как правило, завершает гидротермальный процесс.

Генезис

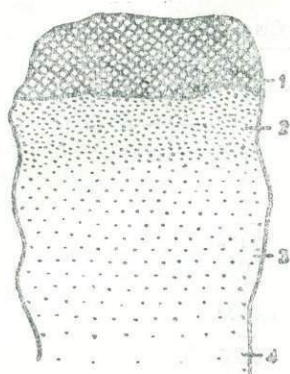


Рис. 14. Схематический разрез рудного тела и изменение минералогического состава руды с глубиной.

1—медно-мышьяковая руда;
2—серноколчеданная руда;
3—вкрапления серноколчеданной руды; 4—безрудные вторичные кварциты.

Биттибулахская медно-мышьяковая руда является наложенной на серноколчеданную, взаимоотношение которых характеризуется следующим:

1. Энаргит-баритовые руды сверху обволакивают и пререзают тонкими жилками вкрапленные серноколчеданные руды.

2. Медно-мышьяковые руды (с баритом) развиты в верхних горизонтах (до глубины 40 м), серноколчеданные же, постепенно убывая, распространяются на всю разведанную глубину — 122 м (рис. 14).

Локализация оруденения как первого, так и наложенного второго этапа обусловлена наличием на месторождении системы дорудных рудогенетических тектонических разломов северо-западного и северо-восточного направлений. Минералогический состав и структурно-текстурные особенности руд, а также характер околорудного изменения боковых пород указывают на мезотермально-метасоматический генезис месторождения, что согласовывается с мнением М. А. Кашкая и М. Мамедьярова [113] и Г. Х. Эфенева [386], в противоположность И. Н. Ситковскому (1935 г.), по мнению которого оруденение имеет эпитермальный характер.

НОВО-ГОРЕЛОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ МЕДНО-ЦИНКОВЫХ РУД

Месторождение находится в Кедабекском районе, в 0,5 км к северу от одноименного селения, в местности «Родник», и в 14 км к северо-востоку от районного центра.

Месторождение связано с районом Кедабек до Арыхдамского моста грунтовой дорогой (протяженностью 12 км) и далее шоссейной дорогой со ст. Далляр Азербайджанской железной дороги.

В орографическом отношении район месторождения относится к высокогорной области с высотными отметками 1800 м и выше. Непосредственно территория месторождения характеризуется рельефом средней расчлененности с абсолютными отметками 1600—1750 м.

Речная сеть района месторождения представлена единственным малodeбитным ручейком Ново-Гореловка, являющимся левым притоком р. Шамхорчай.

Месторождение известно с конца прошлого века. Впервые геолого-разведочные работы здесь проведены горным инженером А. Г. Эрном от немецкой фирмы «Сименс», разрабатывавшей Кедабекское месторождение меди [291].

Месторождение разновременно посещалось и изучалось рядом исследователей: К. Н. Паффенгольц [291], И. Н. Ситковский (1935 г.), М. Д. Гаврилов, Р. Х. Рафибейли и Н. В. Зайцева (1954 г.), Г. И. Кери-

мов [221—234], С. М. Сулейманов и Р. А. Мартиросян (1955), Г. Х. Эфендиев [387] и др.

Геологическое строение месторождения

В районе месторождения выступают лишь отложения средней юры, стратиграфический разрез которой представлен в следующем виде (снизу вверх):

1. Кварцевые порфиры, их туфы и туфобрекчии, видимой мощности до 100 м (верхний байос).
2. Верхняя вулканогенная толща, представленная порфиритами, их туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами и туфопесчаниками с резким преобладанием пирокластолитов над эффузивами (бат). Мощность толщи порядка 600 м.

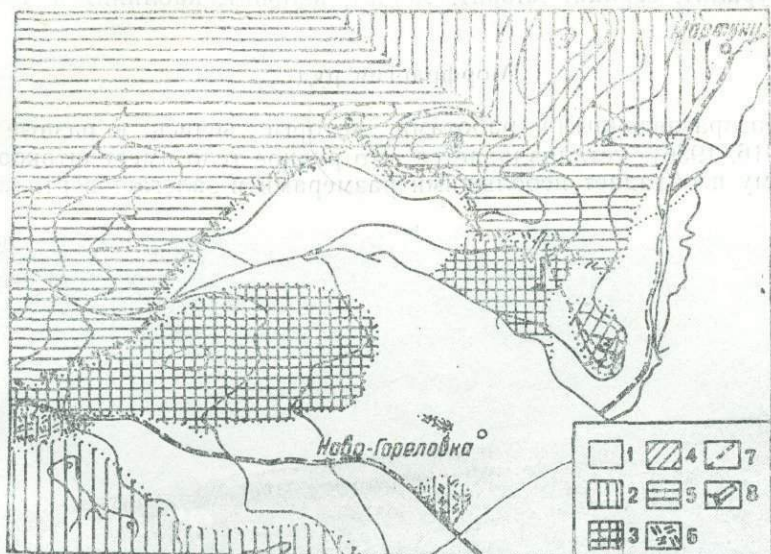


Рис. 15. Схематическая геологическая карта Ново-Гореловского месторождения медно-цинковых руд.

1—современные отложения; 2—кварцевые порфиры и их туфы (верхнего байоса); 3—кварцевые диориты (нижнемеловые); 4—серицитовые и серcito-лимонитовые вторичные кварциты (бата); 5—порфириты, туфы и туфобрекчии (бата); 6—вторичные кварциты; 7—тектонические нарушения; 8—штольи.

Весь этот среднеюрский комплекс вулканогенных пород прорван Ново-Гореловским кварц-диоритовым интрузивом нижнемелового возраста (рис. 15). В контактовой зоне ее вмещающие батские отложения довольно интенсивно метаморфизованы — окварцованы, серицитизированы, эпидотизированы и ожелезнены.

В тектоническом отношении месторождение приурочено к антиклинальной складке второго порядка, образованной на общем фоне масхитской синклинали. Последняя ограничена с севера Захметкендской и с юга Маарифской антиклиналями. В ядре синклинали выступают вулканогенные породы бата, а на крыльях — кварцевые платиопорфиры верхнего байоса.

На месторождении некоторым развитием пользуются также разрывные структуры. Так, на безымянной горе, сложенной слюдистыми вторичными кварцитами, непосредственно примыкающей к месторож-

дению с юго-востока, установлен (1958 г.) ряд кулисообразных зон разломов широтного и северо-западного простирания, названных Ново-Гореловскими, которые через месторождение протягиваются далеко на северо-запад; несколько мелких нарушений зафиксировано в западной части его. Все эти нарушения носят следы минерализации, не говоря о Ново-Гореловском разломе, с которым генетически связано рассматриваемое месторождение медно-цинковых руд.

Гранитоидный интрузив у с. Ново-Гореловка имеет линзообразную форму, вытянутую в широтном направлении, длиной свыше 3,5 км и шириной порядка 1 км. Площадь выхода составляет около 4 км². Интрузив представлен кварцевыми диоритами, а в краевой фации мелкозернистыми их разностями и бескварцевыми диоритами. Структура этих пород преимущественно гипидноморфнозернистая, реже пегматоидная, в краевой фации гранит-порфировая. В минеральном составе их участвуют плагиоклаз № 34—42, ортоклаз (изредка), кварц, роговая обманка, биотит, пироксены, магнетит, апатит, циркон (изредка), уралит, серицит хлорит, эпидот, кальцит, каолинит и др.

Морфология руд

Геологоразведочными работами, которые велись в разные годы (1910, 1916, 1956), устанавливается, что рудное тело имеет штокообразную форму и обладает небольшими размерами и залегает вертикально.

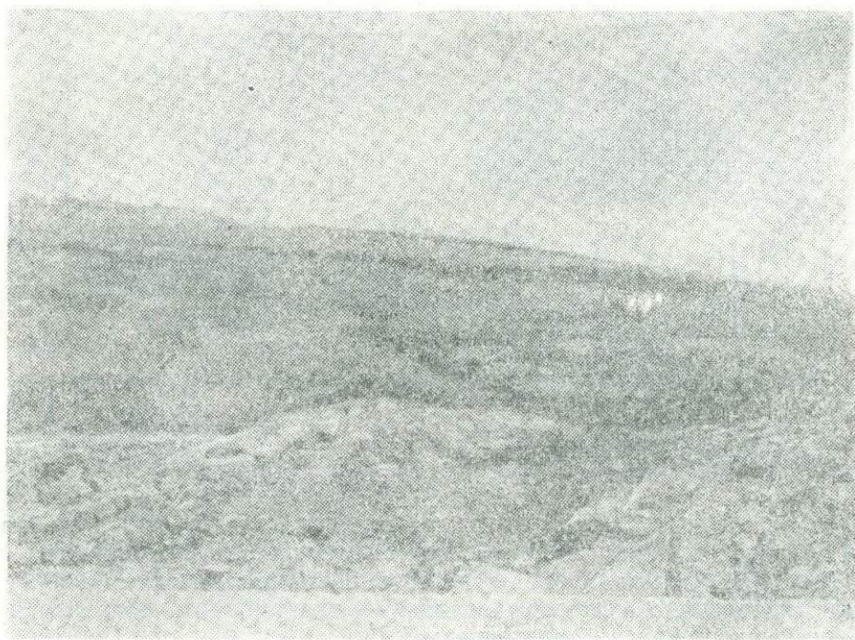


Рис. 16. Устье штольни № 1.

Месторождение разведывалось в 1910 г. штольной № 1, заложенной в кварцевых диоритах (рис. 16). Штольня до 13,4 м прошла по сильно измененным кварцевым диоритам, далее до 30 м — по меланократовым диоритам и габбро-диоритам (гибридные краевые фации интрузива), затем по сильно метаморфизованным породам интрузива (серицитовым вторичным кварцитам) и на 36 м она пересекла руду, которая продолжалась на протяжении 5 м по прямому забою штольни.

Из средней части штольни были заданы рассечки влево и вправо. По первой рассечке руда продолжалась лишь до 3 м; из второй рассечки, имеющей длину 8 м, был задан нисходящий гезенк глубиной до 10 м. Он целиком прошел по руде. С забоя указанного гезенка в разных направлениях были пройдены 8 алмазных буровых скважин, в результате чего рудное тело было полностью оконтурено.

В 1956 г. Северо-Кавказский геофизический трест, производивший на месторождении электрометрические работы, установил интенсивную аномалию в районе рудного участка. Но разбуривание его Азгеолуправлением (рис. 17) не дало положительных результатов.

Руда состоит, главным образом, из сфалерита и халькопирита; второстепенными являются пирит, марказит, пирротин, золото, халькозин и гидроокислы железа; нерудными — кварц и барит. Сфалерит преимущественно крупнозернистый. Редко образует полисинтетические двойники. В виде эмульсионного распада, реже отдельных мелких зерен он содержит халькопирит. Корродирует пирит; нередко бывает замещен гидроокислами железа, реже смитсонитом, наблюдающимся в виде прожилков или корок вокруг сфалерита.

Химический и спектральный анализы сфалерита, по Г. Х. Эфендиеву [387], приводятся в таблице 9.

По данным спектрального анализа в сфалерите установлены в количествах 0,п% — Cd, Ba, Mn; и 0,00п% — Ag, Mo, Ga, а также следующие элементы: As, Pb, Sn, Cu, Co, Ni, Bi, In, Ta, Cr, V, Sr.

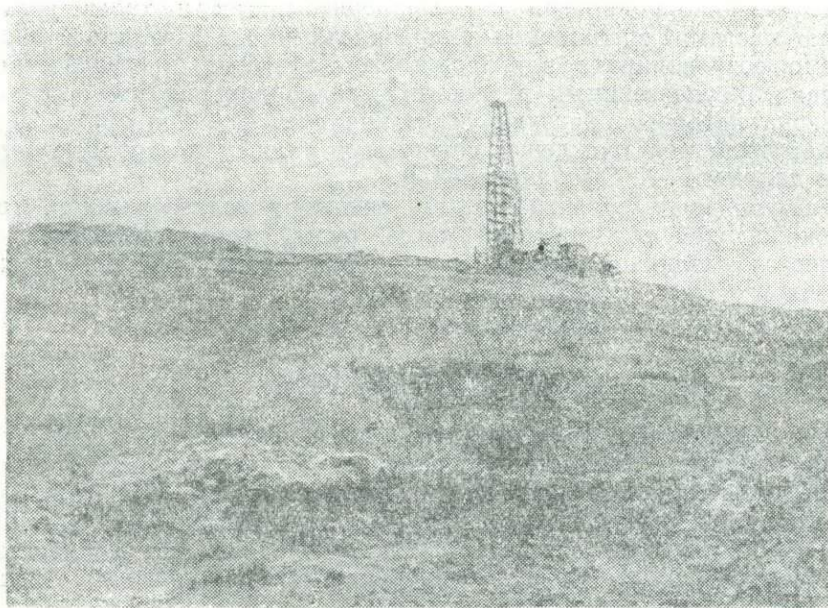


Рис. 17. Общий вид новой буровой (с передвижным буровым станком).

Халькопирит имеет аллотриоморфно-зернистую структуру, но, как отмечено, встречается и в виде эмульсионного раствора в сфалерите. Как более позднее образование также корродирует пирит. Нередко замещен гидроокислами железа, а местами смитсонитом и халькозином. В первом случае часто образует петельчатую структуру. Гидроокислы железа и смитсонит встречаются в виде прожилков или корочки вокруг халькопирита.

Спектральный анализ халькопирита, по Г. Х. Эфендиеву [387], следующий: $\sim 1\%$ — Zn; 0,0% — As; 0,00% — Ag; 0,00% — Pb, Ga, отсутствуют — Mn, Ge, Cd, Sr, Ba, Bi, Sb, Mo, Co.

Таблица 9

Составные части	Вес. %	Атом. %
	62,85	
Zn	2,69	47,23
Fe		2,38
Mn	0,02	0,04
Cu	нет	нет
Ag	нет	нет
Pb	нет	нет
Co	нет	нет
S	32,43	50,20
Se	нет	нет
As	нет	нет
Нераств. ост.	1,28	—
(Fe, Zn, Cd, Mn) : S		
	1 : 1	

Пирит пользуется незначительным распространением, преимущественно имеет аллотриоморфно-зернистую структуру, хотя нередко образует и идиоморфные зерна в виде куба и пентагон-додекаэдра. Во всех случаях корродирован как сфалеритом, так и халькопиритом. Нередко местами он замещен гидроокислами железа, образующими псевдоморфозу в пирите или прожилки. Халькозин преимущественно представлен супергенными разностями, редко встречаются и гипогенные, зерна которого образуют срастания с халькопиритом. В медно-цинковой руде месторождения содержатся также благородные металлы (по данным Г. Х. Эфендиева [387]).

Текстура руд массивная, крупно-, средне- и мелкозернистая. Среди темноокрашенной сфалеритовой массы руды, преимущественно резко выделяются различной формы и размеров зерна золотисто-желтого халькопирита.

Генезис месторождения

Ново-Гореловское медно-цинковое месторождение по своему генезису представляет аналогию с медным и медно-цинковым Кедабекским оруденением. Располагаясь в эндоконтактовой зоне Ново-Гореловского кварц-диоритового интрузива, оно генетически связано с постмагматической его деятельностью. Отличается от Кедабекского месторождения отсутствием серноколчеданного оруденения (первого этапа минерализации).

ЭЛЬБЕКДАШСКОЕ МЕДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Эльбекдашское месторождение меди находится в северной части Мардакертского района НКАО, в 20 км к северо-востоку от с. Атерк (Гасаириз), на восточном склоне г. Эльбекдаш.

Краткие сведения о месторождении приводятся Л. К. Конюшевским (1912 г.), А. М. Ракитиным (1930 г.) и др. В 1957 г. Р. Н. Аб-

дуллаевым и Э. Ш. Шихалибейли при геологосъемочных работах в восточном погружении Мровдагского хребта, в том числе и районе Эльбекдашского месторождения, был выявлен также ряд медно-пиритовых проявлений, среди которых заслуживает внимания Кызыл-Архачское и Кечалдагское проявления. По новым данным, в геологическом строении месторождения принимают участие киммериджские осадочно-пирокластические и эффузивные образования с обнаженной мощностью 350—400 м; они представлены глинистыми песчаниками, песчаниками, туфопесчаниками, туфоалевролитами, мелкозернистыми известняками, мелкообломочными туфобрекчиями, грубообломочными туфоконгломератами и туфобрекчиями и роговообманковыми порфиритами. Элементы залегания: СЗ — 310° , угол $12-20^\circ$.

Район Эльбекдашского месторождения расположен на пересечении Мровдагского надвига с поперечным разломом СВ простирания.

Прожилково-линзобразного и вкрапленного типа руды приурочены к известковой пачке мощностью 2—6 м. Руды неправильной, линзобразной формы встречаются в плоскостях напластования известняков. Вкрапленный тип более или менее равномерно распределен в их верхней части. Руды представлены типичными для зоны вторичного обогащения сульфидами — халькозином, борнитом и ковеллином в сопровождении кальцита, кварца, азурита и малахита, редко галенита.

Медное оруденение Эльбекдашского месторождения развито на двух участках, юго-западный (Цатуровский) и «рудные горки» (площадь старых разведочных работ). На юго-западном участке рудоносность проследивается на 100—120 м, она выражена обильными выделениями медной зелени и сини, а также халькозином, борнитом и тонкой вкрапленностью галенита.

Участок «рудной горки» расположен в 150 м к северо-востоку от юго-западного участка. Известняки разбиты сетью трещин, в которых сульфидов вторичных медных руд, а также азурита и малахита больше, чем на юго-западном участке.

По данным А. М. Ракитина, одна богатая штучная проба медной руды показала следующий химический состав:

Cu—61,62%	Mn—0,02%
Pb—следы	Fe—2,88%
As—0,96%	Co—0,12%

В 1930 г. старые горные выработки (штольни) были подвергнуты переопробованию бороздами.

По данным Л. В. Радугиной, преобладающими рудными минералами являются борнит, халькозин и ковеллин, характерные для зоны вторичного обогащения в сопровождении малахита и азурита. В значительном количестве присутствуют пирит, халькопирит и галенит, блеклая руда, куприт и церуссит. По структуре замещения и последовательности выделения к первичным рудным минералам относятся пирит, блеклая руда, халькопирит и галенит.

Пирит относится к более ранней стадии рудообразования, чем халькопирит. Вторичные изменения медных минералов происходят в следующем порядке: халькопирит — борнит — халькозин — ковеллин. Остаточный халькопирит обычно разбросан в виде мелких неправильной формы включений в борните, создающих решетчатую и графическую структуры; халькозин замещает по краям борнит; ковеллин же образует каемку по периферии зерен халькозина. Галенит является последним членом эвгедрального ряда. Из нерудных минералов присутствуют кальцит и кварц.

ШЕКЕРДЕРИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ МЕДНЫХ РУД

Это месторождение располагается в Нахичеванской АССР, в Ордубадском районе, на колхозных землях с. Унус, от которого, так же как и от с. Дырныс, отстоит в 3,5—5 км. Месторождение известно с 1908—1910 гг., где производилась разведка проходкой штольни и неглубокой наклонной шахты (10 м). В 1958 г. геологоразведочными работами Азгеолуправления восстановлены старые выработки.

Выделяются два участка: 1) Пордаре; 2) Шекердере.

Первый участок начинается у садов с. Унус, где среди вулканогенной толщи и нижнего эоцена отмечается серия кварцевых, кварцево-кальцитовых, а иногда и кварцево-баритовых жил со спорадическими скоплениями и линзочками сульфидов, которые обычно представлены пиритом и халькопоритом с редкими примесями сфалерита и галенита. Простираение жилок широтное, до СЗ 290—300°, а мощность достигает 5—10 см и реже более. Аналогичные жилки сульфидов известны у с. Келяки. Практического значения они не имеют.

Второй участок — Шекердеринский от первого отделен небольшим хребтом Карангуч и располагается по оврагу Шекердера. Здесь туфы, туфобрекчии и порфиры нижнего эоцена в связи с разломами северо-западного простираения местами превращены во вторичные кварциты. Общая площадь гидротермально измененных пород почти достигает 3 км². Наиболее интенсивно гидротермально измененные вулканогенные породы отмечаются к западу от главной рудоносной зоны месторождения. Здесь площадь выходов вторичных кварцитов достигает 1,5 км², породы представлены кварц-каолинито-хлоритовыми образованиями с рассеянной вкрапленностью пирита.

На месторождении отмечаются две основные рудоносные зоны: 1) медных руд жильного типа и 2) медно-пиритовых руд вкрапленного типа.

Первая зона имеет простираение СЗ 330—340° с падением на ЮЗ под углом 70—80°. В штреках из шахты устанавливается разветвление рудной зоны на две ветви. Оруденение здесь представлено многочисленными кварцевыми прожилками и линзами, содержащими пирит и халькопирит. Зона изучена пока еще слабо, в особенности на глубину. К северо-западу обе отмеченные выше ветви сливаются в одну.

Вторая рудоносная зона субширотного простираения 290—310° наблюдается к западу. Оруденение среди вторичных кварцитов зоны представлено вкрапленностью пирита и халькопирита. Зона эта перспективна, в особенности на глубину.

Генетически проявления Шекердеринских медных руд представляют собой гидротермальные образования металлоносных гранитоидных интрузивов Мегри-Ордубадского плутона, выходящих от месторождения к северу и северо-западу в 4—5 км.

КОШГАРДАГСКАЯ ГРУППА МЕДНЫХ И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ

Кошгардагская группа медных и полиметаллических проявлений состоит из Кошгардагского, Кошкачайского и Сарысуинского участков, из которых первый характеризуется развитием свинцово-цинкового оруденения, а в пределах второго и третьего участков развиты, в основном, медноколчеданные руды. Все три участка простираются в субширотном направлении — от верховьев р. Гянджачай до р. Кошка-

чай (правый приток р. Шамхорчай) и находятся в Дашкесанском административном районе Азербайджанской ССР.

Участки медных и полиметаллических проявлений расположены в 10—12 км к юго-востоку, югу и юго-западу от с. Хачбулах и связаны с ним вывочной тропой. Селение Хачбулах соединено с гор. Дашкесан шоссейной дорогой, протяженностью 5 км, а затем с Кировабадом — 50 км. Район Кошгардагской группы сульфидных проявлений характеризуется интенсивно-расчлененным высокогорным рельефом; высотные отметки колеблются от 1900 до 2800 м. Вся полоса развития медных и полиметаллических проявлений приурочена к северному крылу Мровдагского антиклинория, сложенного мощной толщей эффузивно-пирокластических пород байос-батского возраста и надвинутому на верхнесенонские известняки Севано-Акеринской тектонической зоны (рис. 18).

Район Кошгардагской группы медных и полиметаллических руд до 1948 г. считался безрудным и никаких указаний или предпосылок на возможность нахождения здесь проявлений и месторождений полезных ископаемых в геологической литературе не имелось. Только в 1948 г. Р. Н. Абдуллаев при детальной геологической съемке выявил в междуречье Гянджачая и Шамхорчая Кошгардагский, Кошкачайский и Сарысуинский медные и полиметаллические проявления. Результаты исследования и геологоразведочных работ опубликованы в статье М.-А. Кашкая и М. Р. Мамедярова [213].

Кошкачайское проявление медных руд расположено у слияния рек Баладжа и Беюк Кошкачай.

В геологическом строении Кошкачайского медного рудопоявления принимает участие мощная эффузивно-пирокластическая толща средней юры, представленная покровами различных порфиров и сопровождающих их туфобрекчий, реже туфопесчаников и туффитов. Среднеюрская толща прорвана интрузивом кварцдиоритового состава [6]. Участки рудопоявления характеризуются преобладающим развитием гидротермально измененных порфиров и их пирокластических образований. Тектоническое строение рассматриваемого района характеризуется широким развитием разрывных структур типа зон дробления и брекчирования, которые вследствие последующих метасоматических процессов гидротермального метаморфизма приобретают весьма сложную картину пространственной ориентировки.

На участке Кошкачайского проявления меди по морфологии и вещественному составу М.-А. Кашкай и М. Р. Мамедяров [213] выделяют следующие типы руд: 1) кварц-халькопирит-пиритовые; 2) халькопирит-пиритовые вкрапленного типа; 3) собственно пиритовые вкрапленно-прожилкового типа; 4) кварц-молибденит-халькопирит-пиритовые.

К первому типу относятся прожилки халькопиритовых руд с незначительной примесью пирита в кварцевой массе, развитые в тектонических зонах дробления и брекчирования субмеридионального (СЗ 345° и СВ 10—15°) и субширотного (СВ 85° и ЮВ 100—110°) простирания. Протяженность указанных зон достигает 70—80 м. Параллельно зоне располагаются маломощные (от 2 до 15 см) кварцево-рудные жилы, имеющие различные формы и неправильные очертания. Руда состоит [213] из халькопирита, пирита, арсенопирита, пирротина, марказита, борнита, в малых количествах отмечен сфалерит, галенит, мельниксит, мельниксит-пирит; из вторичных минералов развиты: гидрогетит, лимонит, халькозин, ковеллин, малахит, лазурит, а из минералов околорудного изменения пород—кварц, кальцит, эпидот, каолин, серицит и хлорит.

Халькопирит образует зернистые скопления неправильной формы. Пирит встречается в мелко- или крупнокристаллической формах и более или менее равномерно распределен в рудной массе.

В сплошных рудных массах происходит изменение размеров зерен сульфидов от мелких до крупных.

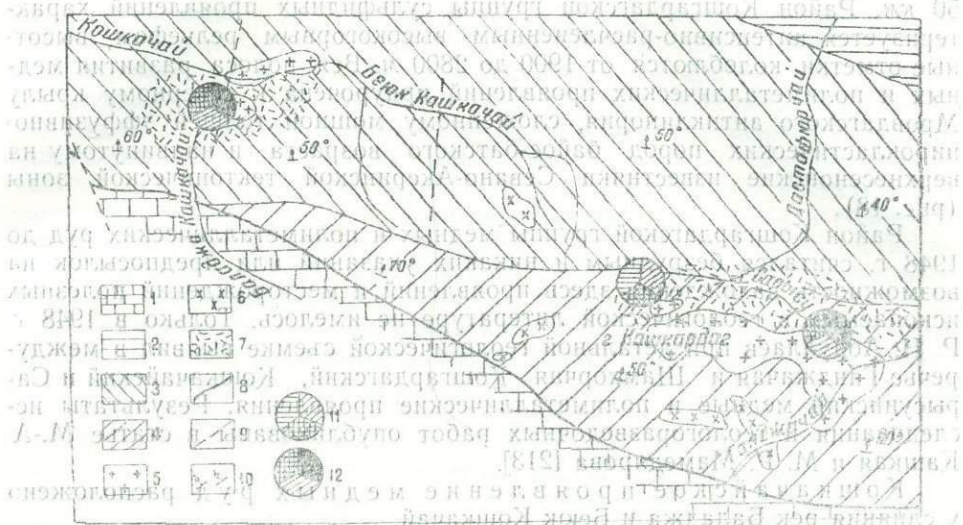


Рис. 18. Геологическая схема Коптаргатской группы медных и полиметаллических проявлений. Составил Р. Н. Абдуллаев

1 — кампанский и маастрихтский ярусы — известняки; 2 — батский ярус — туфопесчанники, туфокоп-
ломаты и порфиры; 3 — байоский ярус — порфиры, туфобрекчий, туфопесчан ки 4 — байоский
ярус — грубообломочные туфобрекчий, порфиры и диабазовые порфиры; 5 — гранодиориты;
6 — кварцевые диориты; 7 — гидротермально измененные породы; 8 — линия надвига; 9 — разрывы; 10 — наклонное залегание слоев; 11 — полиметаллы; 12 — серпич
и медный колчедан.

Кошкачайское проявление медных руд состоит из трех участков. Первый участок, расположенный на правом берегу р. Баладжа-Кошка-
чай и отстоящий в 0,5 км к юго-востоку от слияния ее с р. Беок-Кошка-
чай, сложен вторичными кварцитами и сильно окварцованными поро-
дами среднеюрского комплекса. Участок площадью около 0,4 км² окон-
чугрен наземными горными выработками, штольнями и буровыми сква-
жинами. Медные руды (халькопирит) вкрапленного типа приурочены
к вторичным кварцитам и сопровождаются пиритом, а также обиль-
ным выделением медной зелени и сини.

Второй участок является продолжением первого и разобщен от
него долиной р. Баладжа-Кошкачай на расстоянии 0,2 км. Этот учас-
ток также сложен сильно окварцованными порфирами. Рудоносная
площадь составляет около 0,25 км². Руды представлены пиритом и
халькопиритом вкрапленно-прожилкового типа, приуроченными к гид-
ротермально измененным, серицитизированным, местами превращен-
ными во вторичные кварциты породам.

Третий участок расположен в овраге Ел-Галхан, слева примыка-
ющим к р. Кошкачай, и находится в 1—1,5 км от слияния рек Баладжа-
Кошкачай и Беок-Кошкачай. Медноколчеданные руды приурочены к
зонам гидротермально измененных пород среднеюрского комплекса.
Господствующее простирание рудных зон субмеридиональное (340—
355°). Разведочными работами выявлены четыре зоны субмеридио-
нального простирания с кварцево-рудными жилами и прожилками.

Сарысуинское проявление медноколчеданных руд расположено в пределах одноименного ущелья, являющегося левым притоком верховья р. Гянджачая и впадающего в него против течения Алиханчаллы.

В геологическом строении этого участка принимают участие окварцованные каолинизированные и заохренные порфиристы, туфобрекчии среднеюрского возраста. Рудоносная площадь составляет более 1 км² и вытянута в широтном направлении вдоль северного контакта Гянджинского кварц-диоритового интрузива. Выделяются вкрапленный и вкрапленно-прожилковый типы руд, представленных пиритом и халькопиритом, неравномерно распределенными в окварцованных и заохренных порфирито-туфогенных породах. Для Сарысуинского проявления медно-серноколчеданных руд характерна резко выраженная зона окисления, характеризующаяся обильным выделением гидроокиси железа, а также медной зелени и сини. В прожилковом типе руд пирит по количеству преобладает над остаточными минералами и образует зернистые скопления и ассоциируется с неправильной формы зернами халькопирита.

Кошкардагское проявление полиметаллических руд находится на северо-восточном склоне и у вершины г. Кошкардаг. Этот участок является западным продолжением Сарысуинского участка медно-серноколчеданных руд и находится в более высоких гипсометрических отметках (2600—2800 м). Относительное превышение Кошкардагского участка над Сарысуинским составляет 400—500 м. Рудоносная площадь (около 0,5 км²) сложена окварцованными и заохренными порфиритами, грубообломочными туфобрекчиями среднеюрского комплекса, прорванными кварцдиоритовым интрузивом. Руды представлены сфалеритом, пиритом, галенитом и халькопиритом жильного и вкрапленного типов. Среди жильного типа выделяются кальцито-рудные и рудные, причем последние имеют неправильную линзообразную форму. Рудные жилы приурочены к окварцованным, карбонатизированным, заохренным зонам, развитым в порфирито-туфогенных породах и в кварц-диоритовом интрузиве. Протяженность самой крупной гидротермально измененной зоны достигает 800 м, при мощности от 5 до 20 м. Простираение зоны 200°, угол падения 60°. В зоне гидротермально измененных пород выделяется заохренная жила кварцево-карбонатного состава с вкрапленностью пирита, халькопирита и галенита. Ввиду наличия на северо-восточном склоне Кошкардага мощной осыпи порфиритов и кварцевых диоритов, коренные выходы сплошной массы полиметаллических руд не обнажаются, а среди пород осыпи встречаются валуны сфалеритопиритовой руды размером от 10 до 40 см в поперечнике. Преобладающими минералами в руде являются сфалерит (70—80%) и пирит 5—10%. В незначительном количестве встречаются халькопирит и галенит. Из нерудных минералов присутствует, в основном, кварц (10—20%).

Химический состав (в %) трех штучных проб приведен в табл. 10.

Таблица 10

Пробы	Zn	Pb	Cu	S
527а	23,8	0,77	0,69	22,37
527б	14,24	0,96	0,06	13,25
527в	9,57	4,82	0,10	10,44

Кальцито-рудные жилы развиты в северо-восточной части рудоносной площади протяженностью 5—10 м. Простираются в северо-западном

направлении. В кальцитовых массах встречаются редкие вкрапленники галенита. Околорудные изменения пород для всех участков Кошкардагской группы медных и полиметаллических руд выражаются в окварцевании, каолинизации, серицитизации, хлоритизации, эпидотизации и кальцитизации, вызвавших во многих местах глубокие вещественные преобразования вмещающих пород, нередко до полного исчезновения в них первичных структурно-минералогических элементов.

По характеру околорудных изменений вмещающих пород, а также по минералогическому составу руд Кошкардагскую группу медных и полиметаллических руд можно отнести к гидротермальной стадии постмагматической деятельности Гянджачайского и Кошкачайского интрузивов кварц-диоритового состава, с которыми установлена пространственная и генетическая связь рудопроявлений района.

Результаты поисково-разведочных работ, произведенных на одном из участков (Кошкачайский) Кошкардагской группы, показывают, что в дальнейшем следует не ограничиваться разведочными работами на Кошкачайском участке, а производить широкие поисково-разведочные работы по всей полосе с охватом Сарысуинского и Кошкардагского участков.

МРОВДАГСКАЯ ГРУППА ПРОЯВЛЕНИЙ МЕДИ

Мровдагская группа проявлений меди состоит из Кызылархачского, Демирлидагского и Кечалдагского участков, расположенных на восточном погружении Мровдагского хребта. Все три участка, отстоящие друг от друга на расстоянии 2—3 км, связаны тропой с с. Гюлистан, которое связано с железнодорожной станцией Герань шоссейной дорогой, протяженностью 45 км. Административно участки медных проявлений входят в состав Мардакертского района НКАО.

В геологическом строении Мровдагской группы проявлений меди принимает участие батская вулканогенная толща, прорванная относительно мелкими гипабиссальными интрузивами кварцево-диоритового состава. В тектоническом отношении участки медных проявлений представляют собой восточное замыкание Мровдагского антиклинория и характеризуются развитием зон разломов северо-восточного простирания.

Сульфидное оруденение преимущественно вкрапленного, редко прожилкового типа и приурочено к контактовым ореолам гипабиссальных интрузивов. Покровы порфиритовых лав и прослои пирокластических пород батского яруса в пределах Кызылархачского, Демирлидагского и Кечалдагского участков содержат вкрапленники пирита, редко халькопирита. В пределах Кызылархачского проявления меди зона заохренных пород занимает площадь 2—2,5 км², простирается в северо-восточном направлении. В Кечалдагском участке пиритизированная зона распространена на площади около 1 км². Демирлидагский участок проявления медных руд характеризуется развитием каолинизированных порфиритов, разбитых рядом мелких трещин северо-восточного простирания, выполненных кварцево-кальцитово-рудными прожилками. Сульфидные минералы в прожилках представлены пиритом, халькопиритом и халькозином.

Все три участка Мровдагской группы проявления меди являются перспективными для постановки поисковых работ на медные руды. Ввиду незначительного эрозионного среза есть основание предполагать, что с глубиной можно встретить сплошные медно-пиритовые руды.

ТРОМБОНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ МЕДИ

Месторождение находится в Мардакертском районе НКАО Азербайджанской ССР.

В 7—8 км к востоку от станции с. Трамбон располагается крупное Мехманинское месторождение полиметаллических руд. Весь район покрыт густыми лесами, пригодными для строительных целей и для получения крепежного материала.

Недалеко, от рудоносного района имеется многоводная р. Тертер, на которой в настоящее время построена гидростанция.

Тромбонское месторождение меди известно в литературе с XIX в., а в начале XX в. (1905—1910 гг.) оно разведывалось частными предпринимателями.

Краткое описание месторождения имеется в работах Н. Леднева, Е. Хаустова, Л. Н. Конюшевского, А. Н. Соловкина и И. В. Барканова [51]. В 1931 г. на месторождении была произведена электроразведка.

В 1929—1931 гг. от Азгеолбюро Закгеолтреста на месторождении производились разведочные работы (вначале А. М. Ракитиным, а позже И. В. Баркановым): штольнями, общей протяженностью 153 м, буровыми скважинами глубиной до 110 м и шурфами.

Район месторождения сложен порфиритами, туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туффитами среднеюрского возраста. На значительной площади эти породы обохрены. В структурном отношении район месторождения представляет собой крыло Мехманинской антиклинали северо-западного простирания. На месторождении значительное развитие приобретают дизъюнктивные дислокации меридионального и северо-восточного простирания. По разломам обычно наблюдаются зоны смятия и брекчирования. Основной разлом на месторождении с сопровождающей его зоной смятия вытянут в меридиональном направлении, падение его на восток под углом 45—60°.

Линзовидные руды располагаются вдоль лежащего бока зоны смятия (с падением на восток под углом 40°). Представлены они вкрапленностью вторичных медных руд (борнита и халькозина) и железистой массой, переходящей местами в обогащенные магнетитом участки. Эта зона вторичного обогащения кисяющему ее боку и на глубину (по данным бурения) переходит в первичную вкрапленность: пирита с полосоми обогащения халькопиритом.

Оруденение как к северу, так и к югу выклинивается:

Руды Тромбонского месторождения, по И. В. Барканову [51], характеризуются преобладанием пирита и халькопирита (данные минералогии Л. В. Радугиной и В. К. Егоровой [301]). Количество халькопирита в рудах колеблется от 2 до 90%, пирита от 1 до 50%. Присутствует сфалерит, тетраэдрит, галенит, количество которых не превышает 10% всей рудной массы. Кроме того, почти во всех шлифах обнаруживается магнетит (от 2 до 20%) и в некоторых — гематит и борнит; из вторичных минералов отмечаются ковеллин, малахит и лимонит. Жильными минералами являются кварц и кальцит. По данным химических анализов руд, присутствуют серебро и золото. Содержание серы определяется в 7%. В генетическом отношении Тромбонское месторождение медных руд является гидротермальным, связанным с внедрением неокмского гранитоидного Мехманинского интрузива.

В 1956 г. на Мехманинском месторождении геологоразведочной партией (Р. Рафибейли) канавными и шурфовыми работами прослеживалась рудоносность зоны к югу. Оказалось, что никаких перспектив в этом направлении не имеется, так как зона к югу затухает и сульфидная минерализация исчезает. К северу зона также затухает. Незначи-

тельность запасов меди, выявленных на месторождении при разведке 1929—1931 гг., и выклинивание рудной залежи к северу и югу вдоль рудоносного разлома, а также отсутствие по соседству других рудопроявлений говорит о бесперспективности участка.

ГЮЛЪЯТАГСКОЕ МЕДНО-СЕРНОКОЛЧЕДАННОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение располагается в Мардакертском районе НКАО Азербайджанской ССР, близ с. Гюльятаг.

Территория месторождения занимает отроги Сампасского хребта и принадлежит к области восточных предгорий Малого Кавказа. Ближайшей к месторождению железнодорожной станцией является Евлах, расположенный в 72 км к северу, из которых 12 км падает на грунтовую и 60 км на шоссейную дорогу. Абсолютные отметки местности изменяются от 500 до 1912 м. Месторождение изучалось в 1931—1933 гг. И. В. Баркановым [51], в 1929—1932 гг. при геологосъемочных работах А. Н. Соловкиным [328, 329], в 1954 г. А. Д. Керимовым.

В районе месторождения широкое развитие имеют вулканогенно-осадочные породы среднеюрского возраста и частично известняки сеномана. Комплекс среднеюрских пород прорывается досеноманским (неокомским) гранитоидным Мехманинским интрузивом. Интрузив и вмещающие породы пересекаются дайками диабазовых, диоритовых и плагиоклазовых порфиров, лампрофиров и аплитов.

Интрузивные породы представлены, по данным А. Д. Керимова [221], банатитами, тоналитами, кварцевыми диоритами и др. В экзо- и эндоконтактной зоне интрузива породы гидротермально изменены до вторичных кварцитов, которые, по сути дела, и являются сульфидно-рудноносными.

А. Н. Соловкин [328, 329] в районе с. Гюльятаг отмечает 7 участков с вкрапленным сульфидным оруденением, наиболее значительными из которых являются Кегна-Кягриз-Ял, Харамхут-Ял, Гадки-Гамат и Тепедзор. Главными рудными минералами являются пирит и халькопирит, иногда борнит; из вторичных — малахит, азурит и лимонит; из нерудных — кварц, каолинит, серицит, хлорит.

Генетически месторождение связано с гидротермальной деятельностью неоконской гранитоидной интрузии и является перспективным для ведения поисково-разведочных работ.

БЕЛОКАНСКАЯ ГРУППА МЕДНО-ПИРРОТИНОВЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ

Белоканская группа рудопроявлений представляет восточную часть обширного медно-пирротинового рудного пояса, прослеживающегося с перерывами на 400 км вдоль южного склона Большого Кавказа от р. Бзыби (в Грузии) на западе до р. Белоканчай (в Азербайджане) на востоке. В пределах Грузии медно-пирротинового проявления данного пояса изучались Л. А. Варданянцем (1939 г.), Г. И. Харашвили (1948 г.) и Д. И. Купарадзе (1952 г.) Рудообразования Белоканской группы изучались в 1932—1933 г. И. Н. Ситковским [311], а в последнее время Э. М. Джафаровым (1947—1955 гг.) и др.

Белоканское рудное поле расположено в 16—20 км к северу от с. Белоканы, в верховьях бассейна р. Белоканчай и по ее притокам. От ближайшей железнодорожной станции Цнорис-Цхали с. Белоканы отстоит в 60 км и от станции Евлах — в 150 км. От южных рудных участков (Губах, Буланлыгчай и Карабчай) до с. Белоканы 15 км вычюного

пути, а от северных (район собственно Белоканского месторождения) до с. Белоканы передвижение происходит по тяжелой выючной тропе вдоль правого и левого берегов р. Белоканчай, протяженностью до 30 км.

Район Белоканской группы рудопоявлений представляет высокогорную область, изрезанную глубокими, не всегда доступными ущельями. Абсолютные отметки на участке рудного поля составляют 1400—2300 м, относительные — варьируют от 100 до 600 м.

Основной водной артерией района является р. Белоканчай с ее многочисленными притоками — Буланлыгчай, Карабчай, Рехусаати, Цолбанчай, Шаукатильор, Тондуровахи и др. Расход р. Белоканчай изменяется от 3 до 15—20 м³/сек. На р. Белоканчай построена гидростанция.

Белоканский район находится в крайней юго-восточной части Заалазанского рудного пояса и, наряду с известным Артанским месторождением, представляется наиболее интересным в практическом отношении.

Медно-пирротиновые рудопоявления южного склона Большого Кавказа раньше рассматривались только как база сырья на медь. Однако в последние годы в них установлено присутствие кобальта. Кобальт содержится, главным образом, в виде изоморфной примеси в гирите и в пирротине, а иногда в кобальтовых сульфидах — линнените и кобальтине. В связи с этим, медно-пирротиновые руды надо рассматривать как комплексные, из которых при эксплуатации можно извлекать медь и кобальт.

В Белоканском рудном районе в настоящее время установлены проявления руд на довольно значительной площади развития ааленского яруса. До 1945 г. здесь были известны рудопоявления, сосредоточенные в районе междуречья Жихих-ор и М. Рехусаати, локализованные в пределах двух участков (по долине р. Жихих — Нижний рудный участок и в собственно междуречной площади — Верхний рудный участок, совместно образующие собственно Белоканское месторождение). Кроме того, сравнительно незначительные проявления руд были известны в Шаукатиле и в верховьях рек Койкельор, Тондур-овахе, Карабчай и Буланлыгчай.

Белоканское месторождение известно с середины XIX в. В этот период горнопроходческие разведочные работы проводились греками. Существующие здесь остатки древних шлаков говорят о древних плавках медных руд.

В 1890-х гг. в этом районе работал геолог С. Симонович, который в 1898 г. впервые издал по месторождению работу. Месторождение разведывалось в 1912—1913 гг. (Нижний рудный участок) акционерным обществом «Вогау» и в 1929—1933 гг. — вначале Институтом цветных металлов и затем Закгеолтрестом, под руководством И. Н. Ситковского (Верхний рудный участок). В 1945 г. Р. Г. Султановым [336] были обнаружены проявления руд в полосе, расположенной в 4 км к югу от собственно Белоканского месторождения — на северо-восточном склоне хребта Кацлар (Губахский рудный участок) и в низовьях р. Карабчай (Карабчайский рудный участок). Последующими исследованиями в пределах этой полосы были обнаружены рудопоявления в низовьях р. Буланлыгчай (Буланлыгчайский рудный участок).

Все эти одновременно проведенные геологические исследования, включая сюда и разведки собственно Белоканского месторождения, следует рассматривать только как начальную, предварительную стадию изучения рудоносности Белоканского района.

Геологическое положение Белоканского района определяется принадлежностью его к зоне южного склона Главного Кавказского хребта, сложенной, в основном, юрскими песчано-сланцевыми отложениями и, частично, нижнемеловым флишем. Геологическое строение участка детально изучено в последние годы Э. Ш. Шихалибеи [370]. Отложения юры здесь подразделяются на следующие свиты:

1) средний лейас (хновская свита) представлен чередованием пачек песчаников с глинистыми сланцами, видимой мощностью 800 м;

2) аален (песчано-сидеритовая, глинисто-сидеритовая и песчано-сланцевая свиты) характеризуется глинистыми сланцами с маломощными прослоями песчаников; мощность 2500 м;

3) байос (свита хиналугских песчаников) представлен мощными слоями грубозернистых песчаников, содержащими сравнительно мало мощные прослои песчано-глинистых сланцев; мощность 2000 м;

4) бат (свита ленточно-сланцевая) выражен чередованием тонких прослоев серых песчаников с темными плотными глинистыми сланцами; мощность 1060 м;

5) кимеридж (свита кремнистых пород) — тонкое, местами ленточное чередование зеленоватых кремнистых глинистых сланцев с косополосчатыми и кривослоистыми известковистыми песчаниками; мощность 200 м.

Отложения нижнемелового флиша обнажаются вдоль узкой полосы, оконтуривающей предгорья, видимая мощность 900 м.

Все отмеченные свиты обнажаются вдоль сравнительно узких полос, ориентированных в общекавказском направлении.

Оруденение отмечается только в отложениях аалена, имеющих в Белоканском районе наиболее широкое развитие. Они представлены глинистыми сланцами, чередующимися с маломощными прослоями глинистых или слюдистых песчаников. Они инъецированы пластовыми интрузиями диабазов, габбро-диабазов и диабазовых порфиритов (мощностью от 1—5 до 10—20 м), относящиеся, по данным М. А. Кашка [212] к диабазам ассинского (следовательно, среднеюрского возраста) типа. К западу от Белоканского района в пределах медно-пирротинового пояса аналогичные пластовые инъекции часто контролируют рудные тела, но здесь, за редким исключением, по нашим данным (Губахская линза, Шаукатильская жила № 1), такой закономерности не наблюдается [311]. Помимо диабазов в районе отмечаются редкие межпластовые залежи дацитов, обнаруженные Р. Г. Султановым в отложениях байоса и бата.

Все отмеченные свиты обнажаются вдоль сравнительно узких построенному мегантиклинорию Большого Кавказа, состоящему в этой части из трех крупных структур: Центрального (Тфанского) антиклинория, Закатало-Ковдагского синклинория и Кахетино-Вандамского антиклинория (В. Е. Хаин, [352], Э. М. Шихалибеи [370]). В их пределах отложения мезозоя сложены в систему сжатых изоклинальных складок общекавказского направления. Падение крыльев складок в северо-восточном направлении определяет опрокинутость всей системы на юго-запад при веерообразном в профиле характере строения складок. Строение зоны усложняется развитием в осях складок многочисленных надвигов, определяющих преимущественное движение масс при складкообразовании в южном направлении. Осевая зона Центрального антиклинория сложена породами среднего лейаса (хновская свита) и надвинута по главному надвигу на отложения нижнего аалена. На южном крыле антиклинория выступают рудовмещающие породы аалена.

С севера рудный район ограничен Главным, а с юга Малкомудским надвигом, по которому отложения верхнего аалена приходят в контакт со свитой хиналугских песчаников байоса. Рудовмещающие породы отчетливо динамометаморфизованы и осложнены многочисленными наложенными складчатыми и разрывными нарушениями. Первые имеют изоклиальный характер с падением слоев на северо-восток и север под углом от 40 до 70°. При этом характерно наличие сравнительно небольших (протяженностью до 1 км) симметричных антиклинальных складок, часто контролирующих оруденение. На рудном поле зафиксировано пока семь таких складок, на описании которых, в связи с приуроченным к ним оруденением, мы остановимся ниже.

В районе Белоканского месторождения развиты мелкие (с размахом крыльев в 2 м) складки разнообразного строения (симметричные, асимметричные, изоклиальные, лежащие, коробчатые и пр.), являющиеся иногда оруденелыми.

Породы обычно отличаются тонкой сланцеватостью, обусловленной кливажом осевой плоскости под влиянием стресса. Возникновение его связано с однообразной ориентировкой серицита и хлорита и реликтов преобладающего в породе глинистого вещества вдоль направлений сланцеватости. Более часто встречается в глинистых сланцах, так называемый, кливаж разлома, при котором листочки серицита почти совершенно не ориентированы, а плоскости отдельности сланца обычно грубые и неровные. В филлитовидных сланцах, изредка встречающихся среди отложений аалена, кливаж обусловлен легкой расщепляемостью по спайности односистемно ориентированных агрегатов серицита. Преобладающее простирание кливажа — северо-западное, падение на северо-восток под углом 30—85°. В этом направлении часто встречается тонкопрожилковый тип оруденения.

Оруденение в районе локализуется, главным образом, вдоль трех крупных тектонических нарушений: Главного Кавказского, Малкомудского и так называемого Шаукатильского надвигов, причем последний являлся боковым ответвлением первого. Первый прослеживается в широтном направлении у северной границы рудоносной площади. Он представлен системой пологих разрывов, падающих на северо-восток под углом 30—40°. Малкомудский надвиг северо-западного простирания также падает на северо-восток, и образует южную границу рудоносной площади. Этот надвиг, как и Главный Кавказский, относится к числу тектонических нарушений регионального характера, прослеживаясь по простиранию на 185 км. Шаукатильский надвиг выражен рядом зон смятия и дроблений, образующих крупную чешуйчатую зону, которая сочленяется с Главным надвигом в районе северо-восточных склонов г. Большой Губах. Оруденение локализуется в многочисленных деформационных нарушениях (трещинах кливажа, скола, разрыва, в зонах смятия, скольжения и пр.), концентрирующихся вдоль отмеченных четырех разломов. Сравнительно небольшие концентрации сульфидных руд, sporadически встречающиеся между этими зонами, приурочены к мелким нарушениям, ориентированным параллельно главным зонам.

Размеры главных рудных зон значительны: ширина их достигает несколько сот метров. По простиранию надвиговых зон оруденение резко прекращается на юго-востоке по линии, проходящей параллельно р. Белоканчай, представляющей сброс, установленный в 1940 г. В. В. Дробышевым.

Таким образом, сброс этот представляет юго-восточную границу Белоканской рудоносной площади, которая в связи с этим не может быть непосредственно увязана с рудопроявлениями южного Дагестана, как представляют некоторые авторы (Н. Н. Ростовцев и др.). По-види-

тому, медно-пирротиновое оруденение южного Дагестана относится к самостоятельному рудному поясу. В северо-западном направлении в связи с сочленением Буланлыгчайской и Шаукатильской зон с основным нарушением в районе г. Большой Губах прослеживаются только две рудоносные зоны: северная и южная; обе они непосредственно сливаются с Заалазанским рудным поясом, изученным здесь М. Р. Анджапаридзе (1949 г.).

К настоящему времени в пределах рудоносных зон частично разведаны собственно Белоканское месторождение, Шаукатильский, Губахский, Карабчайский и Буланлыгчайский участки. На участке Белоканского месторождения установлены две широтные антиклинальные складки, сложенные аспидными сланцами и слюдистыми песчаниками нижнего аалена. Породы инъецированы силлами диабазов, габбро-диабазов и диабазовых порфиритов. Руды концентрируются в обеих антиклинальных складках, причем северная, распространенная по долине р. Жихих (Нижний рудный участок) характеризуется, в основном, развитием прожилково-вкрапленных руд, а в южной, выходящей в междуречье М. Рехусаати и Жихихор, оруденение выражено, главным образом, линзовидными залежами сплошными медно-пирротиновых руд.

Северная складка в осевой своей части смещена вдоль зоны до 18 м, в связи с которой противоположные крылья складки непосредственно совмещаются. В зоне нарушения, прослеженной на 650 м, рудные прожилки приурочены к кливажу и залегают в виде серии параллельных друг другу прожилков. В целом здесь выделяются три маломощные рудные зоны, в пределах которых распределение оруденения носит четковидный характер. Местами по простиранию зон фиксируются небольшие линзовидные залежи сплошных руд, выполняющие мелкие флексурные полости в сланцах.

Южная антиклинальная складка (Верхний рудный участок) характеризуется асимметричным строением. Осевая плоскость ее несколько наклонена на юго-запад, а северное крыло падает под более пологим углом, чем южное. К ней приурочено наибольшее количество рудных (медно-пирротиновых) линз, обладающих обычно небольшими размерами. Оруденение контролируется сравнительно небольшим участком рудоносной структуры, заключенным между р. Жихихор на востоке и вершинами М. Рехусаати — на западе. Линзовидные рудные тела участка располагаются в одной зоне, полого падающей на северо-восток. Пространственно они обособлены друг от друга, форма рудных тел обычно довольно неправильная, линзовидная. Зона, вмещающая оруденение, местами сильно осложнена многочисленными разрывами или их группами северо-восточного ($20-40^\circ$) простирания. Вдоль этих зон в рельефе выработались крутые обрывы в виде почти отвесных стен. В последних, главным образом, и фиксируются линзовидные тела Верхнего участка. Они простираются в северо-западном направлении и характеризуются пологими углами падения ($15-20^\circ$) на северо-восток.

В лежачем боку линзовидных рудных тел залегает прослой (до 10 см) каолинизированных перемятых глинистых сланцев; выше находятся раздробленные ожелезненные и местами окварцованные глинистые сланцы, затем тектонические брекчии рудовмещающих пород (до 1,5—2 м), сцементированные сульфидами и кварцем, и вмещающие глыбы и валуны (до 0,6 м в поперечнике) сплошных медно-пирротиновых руд; далее залегает рудное тело, которое по висячему боку находится в стыке с маломощной (10—20 см) зоной смятия сланцев импрегнированной сульфидами и мелкими рудоносными кварцевыми прожилками; наконец, в кровле выступают окварцованные сланцы, переходящие в нормальные рудовмещающие отложения.

Полосы окварцованных сланцев вдоль висячего и лежачего контактов рудных тел обычно всегда безрудны. В руде около контактов отмечаются угловатые обломки прилегающих пород, частично замещенных рудой и кварцем. Местами количество таких обломков значительно увеличивается, и руда приобретает брекчиевую текстуру (Шаукатильская жила). В редких случаях висячий бок сплошных рудных тел характеризуется непосредственным контактом с неизменными глинистыми сланцами; в других случаях вдоль висячего контакта рудных тел вместо рудоносной зоны смятия присутствует маломощная (10—15 см) полоса медно-пирротиновой рудной брекчии, сцементированной материалом вышележащих окварцованных глинистых сланцев и кварцево-рудной массой.

Контакт руды с тектонической брекчией лежачего бока обычно весьма резок, местами же он отсутствует и руда непосредственно находится в стыке с перемятым или раздробленным глинистым материалом. Наблюдаемые в тектонической брекчии вкрапленники пирротина и халькопирита, а также вышеотмеченные валуны и глыбы сплошных руд в ней совершенно не деформированы. Таким образом, рудная тектоническая брекчия лежачего бока линзовидных рудных тел является дорудной. Зеркала скольжения и дробления с перемятым глинистым материалом свидетельствуют о смещении пород вдоль висячих крыльев зон.

Положение боковых контактов рудных тел по отношению к сланцеватости вмещающих пород всегда одинаково. Контакт руды по лежачему боку представляется в общем согласным со сланцеватостью. Верхний рудный контакт явно со сланцеватостью не совпадает, он, так же как и нижний, характеризуется пологими углами падения (15—20°), будучи приблизительно параллелен ему. В плане этот контакт несколько сдвинут относительно сланцеватости обычно на небольшой угол (15—20°). Таким образом, перемещение пород висячего бока зон по восстанию сопровождалось их смещением в горизонтальном направлении, т. е. структуры, контролирующие рудные тела, представляют зоны пологих скольжений сдвига-надвигового типа.

Сбросы верхнего рудного участка по своему пространственному положению, в основном, разделяются на четыре системы: I—широтная, 260—280°; II и III—северо-западные, 300° и 330—340° и IV — северо-восточная, 20—40°. Формирование сбросов, в основном, происходило в два этапа: 1) в дорудный и 2) пострудный. Последние секут линзовидные тела сплошных медно-пирротиновых руд, местами ступенчато смещают их на амплитуду до 4 м, реже до 10 м. Этими сбросами сульфидные руды раздробляются и под влиянием просачивающихся по ним поверхностных окисленных вод подвергаются интенсивному вторичному изменению. Образуются, так называемые, маршированные руды, представляющие продукты окисления и выщелачивания сульфидных медно-пирротиновых руд. Они залегают в сплошных рудных телах в виде узких полос, линейно вытянутых вдоль пострудных нарушений.

Дорудные сбросы сильно осложняют структуру рудного поля. При формировании сплошных медно-пирротиновых руд они служили преградой для проникновения рудоносных растворов. У плоскостей дорудных сбросов рудные тела характеризуются тупым выклиниванием. Причем они ограничивают рудные тела от рудовмещающих пород обычно с одной и реже с двух или трех сторон. Как правило, дорудные разломы проявляются в виде зон рассланцевания шириной 0,3—0,5 м с отчетливо выраженными тектоническими швами, пересекающими рассланцованные зоны по срединной их части. Сланцеватость в них сечет первичное рассланцевание боковых пород глинистых сланцев под острым углом и местами совершенно маскирует ее. Швы контактов по

дорудным сбросам нередко выполнены тонким (0,5—1 см) слоем тектонической глинки черного цвета, в которой можно заметить редкие недеформированные зерна сульфидов (пирротин, пирит, халькопирит). Иногда же в них отмечаются мелкие рудоносные кварцевые прожилки, соответствующие по составу минеральной ассоциации конечной стадии отложения руд. Контакт руды с вмещающими породами по плоскостям дорудных сбросов всегда резок. В руде отсутствуют признаки каких-либо деформаций (дробление, брекчирование), поверхность ее ровная и гладкая. Амплитуда смещения из-за литологического однообразия пород не всегда может быть установлена, но в общем она незначительная.

Трещины северо-западного простирания с падением на северо-восток под углом 60—70°, пересекают рудные тела под крутым углом, продолжаясь в перекрывающей толще метаморфизованных глинистых сланцев. Они характеризуются ровными и гладкими стенками и резкими контактами с боковыми породами, выполнены раздробленной, гидротермально измененной (окварцованной и серицитизированной) рудовмещающей породой, содержащей рассеянную вкрапленность пирротина, пирита и халькопирита. Нередко по всяческому боку этих структур в рудовмещающих породах наблюдаются трещины оперения двух систем — разрыва и скалывания. К трещинам разрыва, имеющим обычно небольшую протяженность (2—3 м), приурочены маломощные безрудные кварцевые прожилки. Трещины скалывания, обычно полые, представлены плотно притертым тектоническим швом. Структуры северо-западного простирания с падением на северо-восток под углом 60—70° определяются как рудоподводящие.

Таким образом, структурные условия залегания рассматриваемых линзовидных залежей сплошных медно-пирротиновых руд Верхнего участка позволяют установить, что они локализируются между пологими зонами скольжения (сдвига-надвигового типа) и крутыми дорудными сбросами (небольшой амплитуды). На Нижнем и Губахском рудном участках линзовидные рудные тела залегают в аналогичных структурных условиях.

Медно-пирротиновые рудопоявления Южной, Шаукатильской рудоносных полос по структурным условиям и морфологии рудных тел вполне идентичны месторождениям и проявлениям рудной полосы Северной Кахетии. Судя по данным разведочных работ, проведенных в отдельных участках этих рудоносных полос, преобладающим развитием в них пользуется прожилково-вкрапленный тип оруденения. Руды локализируются в изоклинальных складках линейного характера, а также в наложенных антиклинальных структурах низших порядков.

В пределах этих рудоносных полос разновозрастные минеральные ассоциации Белоканского рудного поля контролируются структурами, в основном, двух типов: 1) зонами смятия и дробления, проходящими в метаморфизованных глинистых сланцах и песчаниках ааленского яруса, и 2) структурами кливажа, генетически связанного со складчатостью.

Кливажные структуры, вмещающие оруденение, образовывались при тектонических подвижках в результате неравномерного отслоения или приоткрытия трещин. Оруденение в них представлено прожилками, реже небольшими жилами и линзами. Последние местами образуют жильные зоны, прожилки в которых залегают сближенно, образуя как бы отдельные пачки, закономерно распределенные по их простиранию и падению. Прожилки ограничиваются друг от друга тонкими оторочками окварцованных пород со спорадической вкрапленностью и мелкими агрегатами сплошного пирита, пирротина, халькопирита, сфалерита и редко галенита. Местами прожилки поздней стадии рудоотложения

залегают вдоль зальбандов рудных прожилков более ранней ее стадии, выполняя образовавшиеся за счет повторных подвижек приоткрытия одних и тех же кливажных трещин. Жильные зоны нередко ориентированы параллельно общей сланцеватости вмещающих аспидных сланцев по простиранию рудоносных полос. Они разведывались на рудном участке Губах и Карабчай. Наиболее протяженная из них (жила 2) имеет длину по простиранию свыше 160 м, при мощности около 3 м, но прослеживается на этом протяжении с перерывами до 15 м. Местами жильные зоны контролируются системой тектонических трещин, проходящих приблизительно параллельно направлению кливажа (Шаукатильские жилы 1, 2 и 3).

В зоне смятия и дробления оруденение имеет, главным образом, вкрапленный тип. Рудные минералы выполняют мелкие трещины скола, либо проникают вдоль плоск в зону сложно слоенных глинистых сланцев. Местами рудная вкрапленность и мелкие агрегаты сплошных сульфидов совместно с кварцем цементируют раздробленную глинистую массу. Зоны характеризуются неравномерным распределением оруденения и чаще незначительным содержанием меди, кобальта, цинка и свинца.

Морфология и вещественный состав

В морфологическом отношении рудопоявления Белоканского района, в соответствии с характером вмещающих структур, подразделяются на три типа: 1) линзовидные, 2) жильные и 3) прожилково-вкрапленные.

Первый тип распространен на Верхнем участке, частью на Нижнем и реже в пределах Шаукатильской, и Южной рудоносных полос. Второй тип развит на Шаукатильском участке и в двух южных рудоносных полосах. Третий тип более широко распространен в пределах Буланлыгской и Южной рудоносных полос, а также в Нижнем рудном участке Северной рудоносной полосы.

Промышленно-интересными являются четыре рудные линзы Верхнего участка (№ 1, 2, 3 и 4). Остальные рудные линзы Белоканского рудного поля в основном мелкие.

Жильный тип оруденения представлен главным образом, кварцево-рудными жилами и реже сплошными сульфидными рудами. Сравнительно крупные жилы сплошных медно-пирротиновых руд известны на Шаукатильском участке (жилы 1, 2, 3). Все три жилы залегают согласно с вмещающими глинистыми сланцами нижнего аалена (песчано-сидеритовая свита), имея северо-восточное падение под углом 50—60°. Длина жил 32—65 м.

Зоны прожилково-вкрапленных руд характеризуются весьма неравномерным распределением оруденения. На Нижнем рудном участке известны три такие зоны: оруденение в них представлено вкрапленностью сульфидов, но, главным образом, прожилками — кварцево-рудными и сплошными рудными. Последние распределяются по зонам незакономерно. Прожилки выполняют мелкие отслоенные полости по структурам кливажа. Мелкие прожилки (1—2 мм) залегают по кливажу в виде тонких примазок пирита, пирротина и халькопирита. Прожилки сплошных руд представлены здесь сплошным типом медно-пирротиновых руд. Мощность отдельных прожилков от 1 до 10—20 см, в раздувах — до 30—40 см. Длина их от 4—5 до 10—20 м.

В 1954 г. зона вкрапленных руд была обнаружена Э. М. Джафаровым на рудном участке Губах. Она приурочена к моноклинально залегающей толще сланцев, падающей на северо-запад под углом 30—40°. Оруденение представлено гнездами и вкрапленниками, в основном,

пирротина, халькопирита, сфалерита и пирита, которые совместно с кварцем выполняют густую сеть мелких неправильного очертания трещин в аспидных сланцах. Местами в зоне по структурам кливажа встречаются кварцево-рудные прожилки, содержащие медь, цинк, свинец, кобальт.

В Буланлыгчайской и Южной рудоносных полосах преимущественным развитием пользуются зоны прожилково-вкрапленных руд, которые отличаются по характеру прожилков от таковых Нижнего рудного участка. Прожилки сплошных руд встречаются здесь редко. В основном развиты прожилки кварца, в которых оруденение чаще представлено рассеянной вкрапленностью сульфидов (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит) и реже сравнительно крупными их выделениями (до 20—25 см). Они также выполняют мелкие полости отслоения по структурам кливажа. Подавляющее большинство прожилков имеет линзовидную форму, обладая небольшими, но приблизительно одинаковыми размерами по простиранию и падению; длина их 3—7 м. Местами в зонах встречаются рудные тела, которые на месторождении получили название пачек оруденелых сланцев. В них, наряду с рудоносными кварцевыми прожилками, присутствуют и прожилки сплошных руд (пирит-халькопиритовые, медно-пирротиновые и пр.). Длина — 25 м. Содержание полезных компонентов (меди, кобальта, цинка и свинца) подвержено значительным колебаниям.

Произведенные в 1933 г. Механобром испытания на обогатимость руд Верхнего и Нижнего участков Белоканского месторождения дали положительные результаты как для вкрапленных, так и для сплошных руд. Для первых руд содержание меди в концентрате (пробы 1929, 1931, 1932, 1933 гг.) достигало от 15 до 20—21%, при увеличении содержания меди 90—91% и в хвостах — 0,06%. Флотация же сплошных руд дает более худшие результаты, а именно содержание меди в концентрате (данные 1932—1933 гг.) достигало 14—17% при извлечении 82—83% и остается в хвостах в 0,13—0,28%.

Минералогия руд Белоканского рудного поля в последнее время детально изучалась Э. М. Джафаровым. В составе минералов руд Белоканской группы содержатся пирротин, пирит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, мельниковит, мельниковит-пирит, галенит, марказит, мельниковит-марказит, борнит, линнеит, кобальтин, магнетит, мелантерит, ковеллин, халькозин, лепидокрокит, гетит, самородная медь, кварц, кальцит, серицит и хлорит.

Эти минералы группируются в шесть типов руд.

I. Медно-пирротиновый, сплошной, с резким преобладанием в составе пирротина (до 92%). Характеризуется массивной текстурой, участками пятнистой, обусловленной сравнительно крупными вкраплениями кварца с халькопиритом в пирротине. В заметных количествах встречаются пирит, халькопирит и сфалерит. Из жильных минералов преобладает кварц. Халькопирит встречается в виде мелких рассеянных зерен и прожилковидных образований размерами 1—1,5 мм. Ассоциирует с пирротинном, сфалеритом и особенно часто с кварцем. В среднем содержание его в руде не выше 10—12%.

II. Медно-пирротиновый с приблизительно равным количественным соотношением главных рудообразующих минералов: кварца, пирротина и халькопирита. Руда по минеральному составу отличается от первого типа незначительным содержанием кобальтина, линнеита, борнита и магнетита. Рудные минералы во вмещающих глинистых сланцах зон дробления и смятия образуют рассеянную вкрапленность ангедральных зерен, тонкие прожилки и мелкие агрегаты. Реже встречаются небольшие жилы и линзы кварца с крупными (20—25 см)

гнездовидными и линзовидными включениями пирротина и халькопирита. В сравнительно обогащенных участках зон оруденения, содержание халькопирита от суммарного объема жильных и рудных минералов составляет 10—15%.

III. Пиритовый (серноколчеданные руды), с резким преобладанием в составе пирита (до 67%). Колчеданный тип оруденения, впервые обнаруженный Э. М. Джафаровым на Нижнем рудном участке Белоканского месторождения в 1957 г. (в медно-пирротиновом рудном теле над штольной Родниковой), в структурно-морфологическом отношении почти совершенно не изучен. Сравнительно крупного размера тело этих руд обнаружено партией Азгеолуправления в 1958 г. на Карабчайском рудном участке. В руде помимо пирита в заметном количестве присутствуют сфалерит, кальцит и кварц. Текстура руды полосчатая, структура колломорфная. Химическими и спектральными анализами в пробах пирита обнаружен кобальт (в сотых и десятых долях процента).

IV. Пирит-халькопиритовый, характеризуется преобладанием в составе пирита (до 75%). В заметном количестве присутствует арсенопирит. Халькопирит составляет в среднем 20—25% состава руды. Он выполняет густую сеть тонких трещин катаклаза в пирите. Травлением в руде обнаруживается мельниковит и зональное строение зерен пирита.

Таблица 11

Минералы	Медно-пирротиновый	Колчеданный	Пирит-халькопиритовый	Квари-пирит-халькопиритовый	Свинцово-цинковый
Медь самородная	△				
Халькозин	△		△	△	△
Галенит	▲	▲	▲	▲	●
Сфалерит	■	▲	■	■	●
Пирротин	●		▲	▲	
Халькопирит	■	▲	■	■	●
Ковеллин	△		△	△	△
Борнит	▲			▲	
Борнит	△		△	△	△
Линнеит	▲				
Кобальтин	▲				
Мельниковит	▲	■	■		
Мельниковит	○				
Мельниковит-пирит	▲				
Мельниковит-марказит	○				
Пирит	■	●	●	●	●
Марказит	○		■		
Арсенопирит		▲	■		
Кварц	●	■	■	●	●
Магнетит	▲				
Лепидокрокит	△	△	△	△	△
Гетит	△	△	△	△	△
Кальцит	▲	■			▲
Мелантерит	△				
Серцит	▲				
Хлорит	▲				

Первичные минералы: ● — главные, ■ — второстепенные
▲ — минералы примеси

Вторичные минералы: ○ — в заметных скоплениях,
△ — в небольшом количестве.

та. Текстура руды массивная, структура петельчатая. Рассматриваемый тип руды встречается в виде мелких жил, прожилков и линз.

Таблица 12

Минералы	Fe	S	Cu	Zn	Pb	As	Mn	Ag
Пирит	43,53	53,16	0,21	0,51	—	нет	—	нет
Пирротин	60,48	37,68	—	—	—	—	—	следы
Халькопирит	30,59	34,42	33,16	0,50	0,01	—	—	0,03
Сфалерит	5,14	41,46	—	52,25	—	—	0,25	следы

Окончание

Минералы	Cd	Co	Ni	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Σ
Пирит	—	0,01	следы	1,50	0,25	0,08	0,01	99,26
Пирротин	—	0,015	следы	0,86	0,23	0,07	0,03	99,36
Халькопирит	—	—	—	0,98	0,08	0,05	0,02	99,84
Сфалерит	0,12	—	—	0,88	0,05	0,02	0,01	99,93

Примечание. Сфалерит крупнозернистый, черный, типа марматита

Таблица 13

Элементы	Пирит	Пирротин	Халькопирит	Сфалерит
Be	—	—	—	—
As	—	—	—	—
Te	—	—	—	—
P	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—
Pb	0,00п	—	0,0п	сильн. лин.
Sn	—	—	—	—
Cu	~0,1	—	п+	0,00п
Ag	0,00п	0,00п	0,0п	0,00п
Zn	сл. л	—	0,п	п+
Cd	—	—	—	0,0п
Co	0,0п	0,0	—	—
Ni	~0,001	—	—	ср. лин.
Zr	—	—	—	—
Mo	~0,001	—	оч. сл. л.	—
Ta	—	—	—	—
Nb	—	—	—	—
Bi	—	—	—	—
In	—	—	—	—
Ge	—	—	—	—
W	—	—	—	—
Tl	—	—	—	—
Cr	—	—	—	—
V	~0,000п	0,000п	0,000п	0,000п
Li	—	—	—	—
Ba	0,0п	—	—	—
Sr	—	—	—	—
Ca	0,00п	0,00п	0,00п	0,0п
Al	0,п	0,п	0,00п	0,0п
Mg	0,0п	—	0,п	0,0п
Mn	0,00п	—	0,00п	0,п
Fe	п+	п+	п+	п+
Ti	0,00п	0,000п	0,000п	0,00п
Si	0,п	п	п	п
Se	—	—	—	—

V. Кварц-пирит-халькопиритовый; отличается от пирит-халькопиритового значительным содержанием кварца. Представлен жилами и прожилками кварца с крупными (15—25 см) включениями главных рудообразующих сульфидов — пирита и халькопирита.

VI. Свинцово-цинковый; представлен прожилками кварца с примесью кальцита и с пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом, присутствующими приблизительно в равных количествах. Этот тип оруденения пользуется очень незначительным развитием (известен на Карабчайском рудном участке).

Сравнительный минералогический состав выделенных типов руд с примерным количественным соотношением рудослагающих минералов в каждом типе приведен в табл. 11, в которой объединены 1 и 2 типы.

В табл. 12 и 13 приведены химические и спектральные анализы проб пирита, пирротина, халькопирита и сфалерита, отобранных из медно-пирротиновой руды сплошного типа.

На различных рудных участках Белоканского поля местами фиксируются мелкие рудные концентрации, отличные по составу от отмеченных его главных типов руд. Иногда они сопровождают отдельные рудные тела (жилы и линзовидные), представляя их апофизы или обособленные тонкие прожилки. По минеральному составу эти рудные скопления довольно разнородны. Чаще всего попадают мелкие выделения почти сплошного халькопирита, либо сфалерита с кварцем. В других случаях руды отличаются различным количественным сочетанием пирротина, пирита, сфалерита, халькопирита и галенита; в виде гнезд и мелких агрегатных скоплений эти руды вкраплены во вмещающие метаморфизованные глинистые сланцы и песчаники лейаса. Данные рудные скопления, имеющие локальное распространение и не слагающие рудных тел самостоятельного значения, по-видимому, образовывались из остаточных металлоносных растворов, содержавших повышенные концентрации соответствующих минеральных компонентов.

Выделяются четыре обособленные (гипогенные) стадии минералообразования.

Первую гипогенную стадию открывает кварц, с которым связано окварцевание сланцев в зонах дробления и смятия, и частично — нераздробленных вмещающих пород. Наряду с образованием кварца имело место обильное выделение серного колчедана в виде хорошо раскристаллизованных кубиков пирита. Пирит всегда идиоморфен по отношению к остальным компонентам оруденения.

Вторая стадия охватывает комплекс минералов, представленных минеральной ассоциацией медно-пирротиновых руд. Основным минералом этой стадии является пирротин с изоморфной примесью кобальта и с редкими включениями единичных зерен кобальтина и линнеита. В подчиненных количествах образуются халькопирит, сфалерит и кобальтоносный пирит, в незначительном — галенит. Из жильных минералов обильно выделяется кварц, затем серицит и хлорит.

В третьей гипогенной стадии продолжается выделение тех же основных минералов, но доминирует уже пирит. Характерным является появление в заметных количествах арсенопирита. Процесс минерализации сопровождался выделением кварца; к концу стадии имело место обогащение сфалеритом и галенитом.

Четвертая стадия следует после интравудных деформаций. Здесь отлагается кварц с небольшой примесью кальцита. В некоторых обособлениях этого типа в виде исключительно редкой и рассеянной вкрапленности встречаются сульфиды.

Процессы вторичного изменения в рудах Белоканского поля выражены в очень незначительных масштабах. Зона окисления у рудных тел практически отсутствует. Это обстоятельство при слабой проницаемости перекрывающих и подстилающих рудные тела пород (аспид-

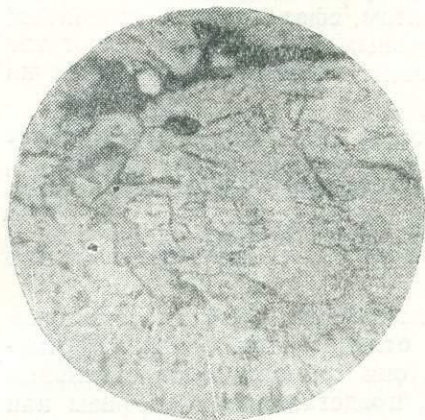


Рис. 19. Образование пирита (белое) за счет пирротина (светло-серое, реликты). Серое—временный минерал переходного типа (от пирротина к пириту). Сплошной тип медно-пирротиновой руды. $\times 135$. Иммерсия.



Рис. 20. Полосчато-зональные образования марказита (черное), возникшие за счет пирротина. Сплошной тип медно-пирротиновой руды. $\times 135$.

ных глинистых сланцев) и в общем пологом (примерно согласном с ними) залегании рудных тел — объясняется, главным образом, очень плотным сложением руд, затрудняющим в руды доступ окисленных поверхностных вод. Сравнительно широко в рудах развиты процессы дисульфидного изменения пирротина (рис. 19 и 20).

Околорудные изменения представлены серицитизацией, хлоритизацией, пиритизацией и, главным образом, окварцеванием.

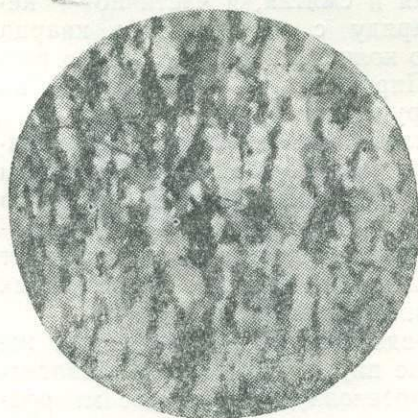


Рис. 21. Гранобластический мелкозернистый агрегат пирротина. Сплошной тип медно-пирротиновой руды. Никели скрещены. $\times 150$.

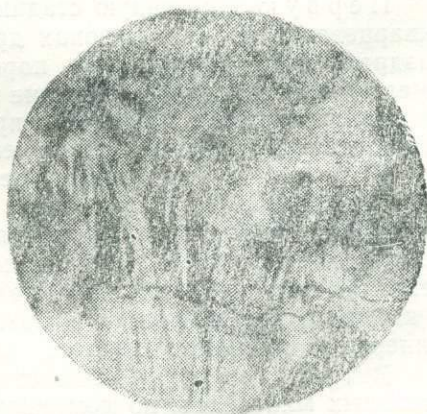


Рис. 22. Двойниковое строение зерен пирротина, возникшее под давлением. Сплошной тип медно-пирротиновой руды. Никели скрещены. $\times 135$.

Все рудообразующие сульфиды обнаруживают признаки последующего метаморфизма. Отчетливо деформационные структуры выраже-

ны в сплошном типе медно-пирротиновых руд, а также в жильных и прожилковых рудах пирит-халькопиритового состава (рис. 21 и 22). Судя по совокупности признаков динамометаморфизма (развитию двойникового строения в зернах минералов, пластическим изменениям, перекристаллизации и пр.), наблюдаемых в полированных шлифах руд, нужно полагать, что обусловившие их процессы были генетически связаны с воздействием на руды ориентированного давления (стресса). Макроскопически в медно-пирротиновых рудах сплошного типа, массивной текстуры почти всегда наблюдаются тонкие трещины кливажа, которые либо совпадают с расщеповкой боковых пород, либо под определенным углом ($50-65^\circ$) секут ее. Нередко эти трещины сопровождаются многочисленными мелкими нарушениями в рудах (микроплойчатость, зеркала скольжения, бороздчатость и пр.).

Значительный общий, а также и чисто прикладной интерес представляет вопрос возраста медно-пирротиновых рудопоявлений. Представления по этому поводу В. Трофимова (1930 г.), считающего их третичными, не имеют каких-либо конкретных обоснований. Допущение генетической связи с гипотетической, не выходящей на поверхность третичной интрузией, не выдерживает критики, поскольку проявлений ее в районе нигде не наблюдается. Между тем, здесь известны дайки диабазов, а за пределами рудного поля — дацита.

Г. А. Твалчрелидзе (1957 г.) при обобщении материала по металлогении Кавказа, пришел к выводу о наличии парагенетической связи медно-пирротиновых проявлений с диабазовыми поясами Большого Кавказа, с которыми они постоянно ассоциируют. Поэтому он склонен считать оруденение байосским, отнеся его к доскладчатому типу Тихоокеанской металлогенической эпохи.

Г. И. Харашвили (1949 г.) при изучении проявлений Закавказского рудного пояса склонился к мысли о связи оруденения с дайками кислых пород (альбитофиров), для которых он принял батский возраст. При такой концепции их следует отнести к складчатому типу (поскольку в бате на Большом Кавказе проявилась крупная фаза складкообразования).

В Белокаганском районе дациты, возможно батские, обнажаются за пределами рудной площади, здесь же широко представлены лишь дайки диабазовой формации. Образование последних, следуя за М. А. Кашаевым (1947 г.), И. Р. Кахадзе (1947) и Г. С. Дзодендзе (1948 г.), надо отнести к байосскому вулканизму. Генетическая (точнее парагенетическая) связь оруденения с байосским вулканизмом пока не может быть доказана, но предположение о ней в настоящее время является наиболее вероятным.

При таком решении встает вопрос о возрасте дорудных рудоконтролирующих структур, а именно насколько можно их считать среднеюрскими. Известно, что основная структура антиклинория Большого Кавказа зародилась в юре (начиная от древнекиммерийской орофазы) и поэтому отмеченные факты структурного контроля оруденения не противоречат сделанному допущению. Если же обратиться к вполне убедительно установленному автором факту наличия динамометаморфизма руд, то он естественно может быть объяснен проявлением многочисленных орофаз, наложенных на древнюю структуру мезозойских отложений, и в значительной степени усложнивших ее.

С другой же стороны, наличие в регионе дайковых пород диабазовой группы, секущих комплексы юрских отложений, говорит о более молодом их возрасте, возможно, даже третичном, как дериватов третичных гранитоидных интрузий.

В заключении отметим, что Белоканская группа рудопроявлений, как видно, изучена пока еще очень незначительно и требует проведения детальных поисково-разведочных работ как на глубину, так и по простиранию рудоносных полос.

МЕДНЫЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КAVKAZa

В пределах северо-восточной части Малого Кавказа известен целый ряд мелких проявлений меди, краткая характеристика которых приводится ниже (рис. 23).

1. Новоспасские проявления меди известны на двух участках: первый расположен в 1 км к северо-востоку от с. Ново-Спасовка (Кедабекский район), в балке Биручье и второй находится к северо-востоку от первого, в местности «Телячий Луг». Участок рудопроявления сложен порфиритами, туфами и туфогенными породами «нижней вулканогенной толщи» средней юры (нижний и средний байос), полого падающими на юго-запад. Породы толщи преимущественно эпидотизированы и хлоритизированы, чем обусловлен их зеленоватый оттенок.

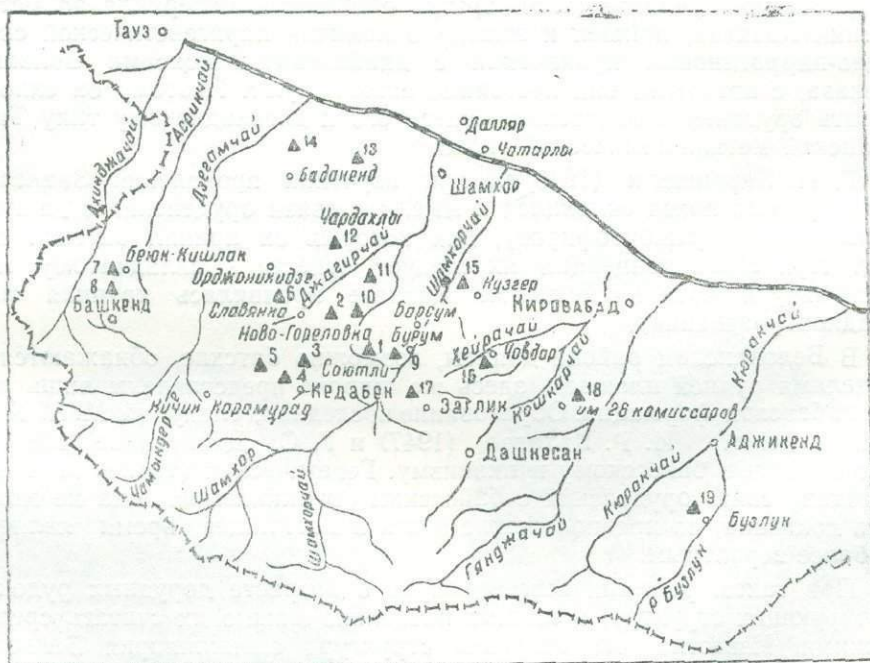


Рис. 23

Морфологически оруденение представлено шестью кварцевыми прожилками северо-восточного (15°) направления. Мощность зоны проявления кварцевых прожилков не превышает 2 м, причем лишь некоторые из них сопровождаются вкрапленностью халькопирита. Проявления эти разведывались, для чего здесь была пройдена штольня до 16 м, давшая отрицательные результаты.

Во втором участке руды приурочены к мощной (2 м) трещине, заполненной обломочным материалом и падающей на север под углом 80° . Здесь также имеются кварцево-халькопиритовые прожилки,

мощностью до 5 см, обычно быстро выклинивающиеся. Они были прослежены по простиранию до 150 м (мелкими шурфами и рассечкой), но исследования, однако, не дали положительных результатов. Эти проявления промышленного значения не имеют.

2. Проявления меди на г. Масхит находятся в 3 км к востоку от с. Славянка Кедабекского района. На юго-восточном и юго-западном склонах г. Масхит широким развитием пользуются пиритизированные вторичные кварциты, изредка содержащие вкрапленность медного колчедана. Благодаря окислению последнего в кварцитах по трещинам отдельности встречаются примазки малахита и азурита. Проведенные здесь многочисленные канавы и мелкие шурфы установили бесперспективность рудопроявлений этого участка [291].

3. Проявление меди на г. Барсум находится в 2 км к северо-западу от с. Сеютлю Кедабекского района. Склоны этой горы также сложены сильно заохренными вторичными кварцитами с многочисленными примазками малахита.

Кедабекским заводууправлением с 1893 по 1900 г. здесь пройдено до 30 м шурфов и до 80 м штолен, вскрывшие тонкие прожилки медного колчедана, мощностью менее 2—3 см при быстро выклинивающемся характере их. Проявления эти промышленного значения не имеют.

4. Проявление меди отмечено вдоль р. Чолпан на расстоянии 4—5 км при ширине 100—150 м. Морфологически оно чаще характеризуется неравномерно прожилково-вкрапленным и сравнительно реже мелкими линзо-жилковыми образованиями. Причем оруденение крайне неравномерное, хотя встречаются отдельные мелкие участки, характеризующиеся почти кондиционным серноколчеданным оруденением. Такие участки характеризуются наличием разрывных структур (близких меридиональному) и густой трещиноватостью (мелкой). Вкрапленные и тонкопрожилковые руды пирита пространственно примыкают к сплошным линзообразным телам. Изредка встречаются также кварцево-пиритовые жилы протяженностью до 15—20 м, которые, выклиниваясь, переходят в обычные зоны, заполненные пирито-каолино-кварцевым материалом. Эти жилы и зоны также имеют меридиональное направление, находясь в полном согласии с Главным Кедабекским разломом. Содержание меди не превышает сотых долей процента. Заслуживает серьезного внимания вопрос кобальтоносности пиритов Чолпанского участка.

5. Кызылджинское проявление меди расположено на одном из правых притоков р. Кызылджа (Кедабекский район) и сложено гидротермально-измененными эффузивно-пирокластическими породами «нижней вулканогенной толщи», на которых залегают окварцованные и серицитизированные кварцевые порфиры.

Рудоносная зона имеет северо-западное направление (350°) и протягивается вдоль правого притока р. Кызылджа на расстоянии 200—250 м, при ширине до 50 м.

По этой зоне были проведены поисково-разведочные работы, давшие отрицательные результаты.

6. Хачялское проявление меди расположено на г. Хачял, в 3—4 км к востоку от р. Дзегамчай и к северу от с. Чанахчи (Кедабекский район). Здесь среди вторичных кварцитов имеется ряд прожилков (мощностью 2—3 см) железного блеска с незначительным содержанием медного колчедана. Хачялское проявление, ввиду маломощности прожилков и спорадического характера медного оруденения, промышленного интереса не представляет.

7. Б е ю к-К и ш л а к с к о е проявление меди расположено в верховьях р. Асрикчай на западной окраине с. Б е ю к-К и ш л а к Таузского района.

В строении участка принимают участие нижнеюрские песчаники (тоарские), несогласно перекрывающиеся отложениями «нижней вулканогенной толщи» средней юры (нижний и средний байос). Последние, в свою очередь, трансгрессивно покрываются верхнебайосскими кварцевыми плагиопорфирами, с конгломератами в основании.

Кварцево-рудные жилы приурочены к тоарским песчаникам. Мощность жил до 1 м; содержат бедную вкрапленность пирита, изредка сопровождающегося халькопиритом и сфалеритом. Здесь имеется много старых выработок, стенки и отвалы которых изобилуют примазками малахита и азурита.

Поисково-разведочные работы, проведенные Н. М. Селимхановым и М. Н. Раджабовым, показали перспективность участка.

8. К у щ и-С а ф а р а л и н с к о е проявление меди расположено в верхнем течении р. Асрикчай, у водораздела с р. Ахинджачай, вблизи с. Кушчу и Сафарлы Таузского района. В строении его принимают участие метаморфические сланцы палеозоя, перекрытые пачкой конгломератов мощностью 250 м. Последние покрываются глинистыми песчаниками тоара, на которые трансгрессивно налегает «нижняя вулканогенная толща», перекрываемая, в свою очередь, толщей верхнебайосских кварцевых плагиопорфиров и их туфов.

Сланцы палеозоя и песчаники секутся серией меридиональных кварцевых жил, мощностью до 1 м. Содержат бедную вкрапленность пирита, реже халькопирит и сфалерит. Местами окварцованные туфо-песчаники на небольших площадях носят вкрапленный пирит.

С целью оценки перспектив этого рудопоявления рекомендуется провести здесь геологопоисковые работы.

9. Б а р у м с к и е проявления меди расположены в районе с. Барум Шамхорского района на левом берегу р. Шамхорчай. Здесь проявления меди известны на 4 участках:

1) в 1 км к северо-западу от с. Барум, у тропы, ведущей в с. Барумсар;

2) в 0,5 км от с. Барумсар, у перевала Кач-Нахач;

3) в 5—6 км к юго-западу от с. Барумсар, в ущелье Чкупрут-дзор;

4) в 6—7 км от с. Барумсар, в местности Мазартепе.

Первые два участка находятся в пределах нижнемелового Барум-Барсумского интрузива и сложены преимущественно гранодиоритами, а в геологическом строении последних двух участков принимают участие породы «верхней вулканогенной толщи» средней юры (бат).

Проявления меди фиксируются в зонах северо-западного простиранья. Руды приурочены к кварцевым прожилкам (мощностью от 1 до 15 см), протягивающимся вдоль зоны разломов и падающим на северо-восток 60°, под углом 75°. Кварцевые прожилки сопровождаются мелко- и среднезернистым пиритом и его вторичными образованиями. Встречаются также безрудные кальцитовые жилы. Барумские проявления меди промышленного интереса не имеют.

10. М а р т у н и н с к о е проявление меди находится между с.с. Мартуни и Ново-Гореловка (Кедабекский район) по дороге, у пересечения ее ручьем. Это проявление известно в литературе как Галицинское [291] и расположено в 13—14 км к северо-востоку от районного центра — Кедабек.

Участок рудопоявления сложен темноокрашенными туфогенными породами «верхней вулканогенной толщи» средней юры (бат). Породы

эти преимущественно окварцованы, пиритизированы и местами содержат вкрапленность халькопирита. Кроме того здесь имеются рудонесные кварцевые прожилки, мощность которых в раздувах достигает 10—12 см. Для разведки медных руд здесь были заданы две короткие штольни. Содержание меди в добытых кусках достигает 2—5%. Ввиду неравномерного и непостоянного характера медной руды (при сильном преобладании пирита), проявления эти лишены промышленного значения.

11. Джагирчайские проявления меди расположены к юго-востоку от с. Чардахлы, на правом берегу р. Джагирчай, в 3 км к северо-западу от с. Нижний Джагир (Шамхорский район).

В строении участка принимают участие породы «нижней вулканогенной толщи» средней юры (нижний и средний байос), которые обнажаются по р. Джагирчай, имея небольшую площадь выхода. Породы этой толщи покрываются кварцевыми порфиритами верхнего байоса, пользующимися здесь большим развитием, и нередко окварцованы и превращены во вторичные кварциты.

Весь комплекс среднеюрских пород прорван двумя интрузивами: Атабек-Славянским плагиогранитовым (предбатским) и Джагирчайским кварцдиоритовым (нижнемеловым). Рудопроявления представлены прожилками рудонесного кварца с раздувами до 10—12 см, находящимися в 30 м от контакта рудовмещающих пород с кварцевыми диоритами.

Проявление медных руд имеется также в овраге Мицкомах, где среди окварцованных пород имеются примазки медной зелени и мелкие вкрапленники медного колчедана. С целью разведки на участке проявлений меди были заданы короткие штольни.

Наконец, в 0,5 км к северо-востоку от с. Нижний Джагир, среди сильно измененных, окристых, кварцевых плагиопорфиров имеются раскопки с мелкими скоплениями сплошного пирита со следами меди. Джагирчайские проявления меди, ввиду непостоянного маломощного и убогого характера рудопроявлений, промышленного значения не имеют.

12. Чардахлинские проявления меди Шамхорского района расположены в ущелье Бердзен-цер.

В строении участка принимают участие кварцевые плагиопорфиры средней юры (верхний байос), преимущественно превращенные во вторичные кварциты. Прожилки халькопирита секут вмещающие породы в различных направлениях, среди которых преобладают меридиональные. Медные проявления здесь разрабатывались еще греками и были заброшены вследствие бедности руд. Стены имеющейся здесь старой штольнеобразной выработки, протяженностью около 30 м, покрыты примазками медной зелени, а в забое ее наблюдаются мелкие вкрапленники халькопирита. Отдельные куски первичных руд встречаются в отвалах старых разработок данного участка и на г. Карадаг. Чардахлинская группа проявлений меди лишена практического интереса.

13. Ирмашлинские проявления меди находятся в местности Буланых, на левом берегу ручья Ирмашлы, впадающего в Джагирчай, в одном километре выше от с. Ирмашлы (Шамхорский район).

Участок расположен в 10—12 км к юго-западу от гор. Шамхор и связан с ним грунтовой дорогой. Он сложен сильно измененными порфиритами, далее сменяющимися кварцевыми плагиопорфирами. Здесь производились разведочные работы, для чего задана была штольня протяженностью в 30 м с боковыми рассечками в 32—35 м. Штольни здесь заданы были по трещине отдельности, мощностью в 0,7 м, заполненной глинистой массой, содержащей небольшие гнездообразные

включения серного колчедана, местами с незначительной примесью медного колчедана.

Трещины отдельности, заполненные глинистой массой и сопровождающиеся серным колчеданом (изредка участками содержащими примесь медного колчедана), встречаются и в боковых штреках, но являются маломощными — 0,2 м.

Из основной штольни в дореволюционное время был добыт серный колчедан, около 500—600 т, с содержанием серы до 46%. Распределение серного колчедана неравномерное, не говоря уже о медном колчедане, не имеющем здесь самостоятельного значения. Проявления эти промышленного интереса не представляют.

14. Ку ю-Бу ла х с к о е проявление меди расположено в 15 км к юго-западу от ст. Дзегам Азербайджанской железной дороги, по правую сторону ручья Ку ю-Бу ла х.

Здесь среди среднеюрских кварцевых плагипорфиров, в контакте выхода гранодиоритов имеются жиллообразные тела железного блеска с примазками медной зелени. Мощность их обычно небольшая. Оруденение весьма бедное и практического значения не имеет.

15. Ну з г е р с к и е проявления меди в Шамхорском районе известны на четырех участках.

1) Гозлудеринский участок I расположен в устье балки Гозлудере, примыкающей справа к р. Шамхорчай. Он сложен гранодиоритами и гранодиорит-порфирами. Оруденение здесь связано с трещиной почти широтного простирания с падением под углом 60° и более. Гранодиориты в приальбандовых частях несут незначительную вкрапленность серного и медного колчедана. Это проявление проверялось в дореволюционное время, по которому заданы 4 штольни с глубиной от 7 до 15 м.

2) Гозлудеринский участок II расположен в районе балки Гозлудере, где вторичные кварциты на площади 0,4—0,5 км² несут вкрапленный серный колчедан и примазки медной зелени. Опробование вторичных кварцитов выявило содержание в них меди в количестве 0,01%.

3) Ку щ и д з о р с к и й участок расположен в районе балки Ку щ и д з о р, где вторичные кварциты пиритизированы и несут примазки медной зелени.

4) Т е р т е р и к а р с к и й участок расположен в верховьях балки Гозлудере на правом склоне, в местности Тертери-кар и Кер-Аклер. Участок сложен сильноороговикованными, эпидотизированными и осветленными породами «верхней вулканогенной толщи». Рудное тело имеет характер рудного столба и приурочено к пересечению северо-западной (340°) зоны разлома с широтной. Руда представлена железной слюдкой в ассоциации с цинковой обманкой и местами содержит медную зелень. Основная рудоносная зона прослеживается до 150 м, причем на этом протяжении боковые породы также несут вкрапленное оруденение.

Все проявления меди в районе с. Нузгер сосредоточены на правом берегу р. Шамхорчай и генетически связаны с Шамхорчайскими интрузивами.

Рудопрооявления с. Нузгер не имеют большого промышленного интереса. Однако наличие вкрапленного оруденения здесь является благоприятным фактором, указывающим на возможность обнаружения на глубине кондиционной руды.

16. Ч о в д а р с к и е проявления меди расположены в районе с. Човдар Дашкесанского района и известны на четырех участках: Ангшапурском, Дашалтынском, Карамурадском и Кеты-Гюмерском.

В строении района принимают участие верхнебайосские кварцевые плагипорфиры, их туфы и породы «верхней вулканогенной толщи»

(бата), сложенные в так называемую Човдарскую антиклинальную складку, осложненную многочисленными разломами северо-западного и реже северо-восточного направлений. Проявления представлены кварцевыми жилами, мощностью 10—15 см и прослежены по простиранию до 15—20 м.

На Дашалтынском участке имеется несколько таких кварцевых жил с редкой вкрапленностью пирита, реже халькопирита. Во вмещающих их породах наблюдаются налеты малахита.

На Карамурадском участке также наблюдается несколько мелких маломощных (до 10 см) кварцевых жил, содержащих пирит с ничтожным содержанием халькопирита.

Незначительная вкрапленность пирита и халькопирита наблюдается также на Кеты-Гюмерском участке, причем здесь, наряду с жильной массой, слабовкрапленные руды встречаются также во вмещающих породах — вторичных кварцитах. Примазками малахита сопровождаются многие баритовые жилы Човдарского месторождения, особенно на Кара-Мурадском участке (жилы 3, 8, 9 и др.).

Все эти рудопроявления, ввиду ничтожного и неравномерного характера и маломощности жил, промышленного интереса не представляют.

17. Загликское проявление меди расположено к северо-западу от с. Заглик Дашкесанского района.

В строении его участвуют кварцевые плагиопорфиры верхнего байоса, которые покрываются трансгрессивно налегающими на них отложениями «верхней вулканогенной толщи» (бата).

Редкие вкрапленные руды местами отмечаются в порфиритах и туфах. Это проявление промышленного интереса не представляет.

18. Пей-тахтское проявление меди расположено в 2 км к юго-западу от с. Мирзик Ханларского района.

Участок сложен батскими порфиритами и туфами, местами сильно каолинизированными и окварцованными. По трещинам отдельности пород наблюдаются примазки малахита и азурита. Наряду с рудными минералами (пирит, халькопирит, гематит, борнит) отмечено также наличие флюорита и барита.

Большой интерес представляет наличие здесь алунизированных туфогенных пород. Проявления меди на данном участке промышленного интереса не представляют.

19. Бузлугское проявление меди расположено в 1 км к северо-западу от с. Бузлуг Шаумяновского района.

Участок сложен келловей-оксфордскими туфогенно-осадочными породами, покрываемыми титонскими известняками.

Морфологически руды имеют тонко-прожилковый, гнездовидный и примазковый характер; они приурочены к контакту известняков с туфогенно-осадочными отложениями. Оруденение связано с проходящими на участке двумя зонами разломов северо-западного и северо-восточного направлений, в районе пересечения которых сосредоточено оруденение. Значительным развитием здесь пользуются примазки малахита, чему немало способствовало наличие здесь карбонатных пород. Проявление это известно давно и разведывалось греками, но оно практического интереса не представляет.

В литературе известен целый ряд других мелких проявлений меди, также лишенных практического интереса.

В Таузском районе такие проявления меди известны: 1) в районе с. Джирдахан; 2) в верховьях р. Асрикчай, среди кристаллических сланцев палеозоя и вторичных кварцитов средней юры; в Дашкесанском районе: 3) в районе с. Достафюр, по трещинам отдельности

туфов, туфоконгломератов «верхней вулканогенной толщи»; 4) по р. Гянджачай, в 1,5 км выше с. Чанахчи, где в зоне разлома, наряду с пиритом и халькопиритом, отмечается также реальгар и аурипигмент; 5) в районе с. Молла-Гасанлы, по ручью Молла-Гасанлысу, в 250 м выше от устья; 6) в районе Северного рудника (Дашкесанского), у нового моста через р. Кушкарчай, по зальбандам мощной дайки плагиоклазового порфирита (северо-восточного направления); 7) в районе с. Баян; 8) в верхних горизонтах Дашкесанского месторождения кобальта. Например в районе шт. № 2 и 2-бис наблюдаются гнездовые скопления, генетически более поздние, чем кобальтин, глаукокод и арсенопирит; 9) в районе Южного Дашкесанского рудника как на северо-восточном, так и на северо-западном участках; в Шаумяновском районе; 10) в верховьях р. Инчачай; в районе г. Кызыл-Архач; 11) в овраге Товладере (правый приток р. Карачай); 12) в районе г. Караултепе, между ручьями Сарысу и Карабулахчай.

Все эти проявления представлены налетами и примазками малахита и азурита либо по трещинам отдельности пород, либо по зонам разлома и дробления.

Бадакендское проявление полиметаллов расположено в верховьях ущелья Пехоти-ахпюр, в 0,5 км к северо-востоку от с. Бадакенд (Шамхорского района).

Абсолютные отметки в районе проявления достигают 1000 м. Рельеф его довольно расчлененный, относительные отметки варьируют от 75 до 400 м.

За период 1906—1911 и 1927—1930 гг. это проявление со значительными перерывами разведывалось легкого типа горными выработками. В 1953 г. К. А. Асадов проводил здесь поисково-разведочные работы, которые показали бесперспективность этого проявления.

Участок проявления сложен порфиритами, туфами и туфобрекчиями нижней вулканогенной толщи (нижний и средний байос) и кварцевыми плагиопорфирами и их туфами верхнего байоса, моноклинально падающими на северо-запад под углом 15—20°.

На месторождении имеется одна свинцово-цинковая жила, расположенная поперек ущелья Пехоти-ахпюр с простиранием СЗ 290—295° и падением на юго-запад под углом 80—85°. Жила характеризуется непостоянством мощности и неравномерностью оруденения. Руда состоит из пирита, сфалерита, редко халькопирита. Нерудные минералы представлены кварцем, баритом и редко кальцитом.

Генетически месторождение связано с Дашбулагским гранитоидным интрузивом нижнемелового возраста, обнаруживающимся юго-восточнее г. Бадакенд, в районе одноименного селения.

Месторождение неперспективное. Дальнейшие поисковые работы должны быть направлены на выявление новых жил в районе месторождения и в периферии Дашбулагского интрузива.

Асрикчайская группа* проявлений меди в верховьях р. Асрикчай представлено Беюккишлагским, Сафарлинским и Иткрыланским проявлениями меди, расположенными в Таузском районе. Участки медных проявлений связаны с железнодорожной станцией Тауз дорогой протяженностью 35 км. Район Асрикчайской группы проявлений меди характеризуется среднегорным рельефом с абсолютными отметками 1400—1550 м.

В геологическом строении Беюккишлагского проявления принимают участие пачки песчано-глинистых сланцев и глинистых песчаников тоарского яруса, нижнеааленского подъяруса, прорванные за предела-

* Написано Р. Н. Абдуллаевым.

ми участка верхнебайосскими плагиогранит-порфирами. Тектоника участка медных руд характеризуется развитием трещин, зон дробления и брекчирования северо-восточного простирания.

Медные руды жильного типа приурочены к трещинам и зонам дробления в тоарских песчаниках. Довольно резко выражены процессы окисления в рудах, характеризующихся образованием азурита, мелантерита и лимонита. На глубине 3—5 м зона окисления сменяется зоной вторичных сульфидных руд, представленных халькозином и редко ковеллином. Наземными горными выработками, шурфами глубиной до 10 м и более жил первичных медных минералов не обнаружено. В очень редких случаях в зоне вторичных сульфидных руд наблюдаются небольшие незамещенные участки первичных руд, представленных халькопиритом, сфалеритом и галенитом.

На участке Бекюкшлагского проявления медных руд гидроокислы меди проникали по многочисленным трещинам, где вся пачка тоарских песчаников окрашена в зеленовато-бурый цвет.

На Сафарлинском и Иткрыланском участках поисковыми работами 1958—1959 гг. выявлены мощные зоны гидротермально измененных пород с вкрапленным оруденением меди во вторичных кварцитах, образованных за счет верхнебайосских кварцевых плагиопорфиров. В пределах Сафарлинского и Иткрыланского участков по предварительным данным имеются четыре оруденелых зоны протяженностью от 0,3 до 3 км. Оруденение в пределах этих зон представлено крупной и мелкой вкрапленностью халькопирита.

Таким образом, из трех участков Асрикчайской группы медных проявлений наиболее перспективными для постановки геологопоисковых работ являются Сафарлинский и Иткрыланский участки.

В 6—8 км к юго-западу от Асрикчайской группы медных проявлений, в верховьях р. Ахинджачай, в районах сс. Шиных, Сеидляр и Каралар геологопоисковыми работами в 1953 г. выявлены проявления меди. Все названные участки медных проявлений имеют одинаковое геологическое строение, и оруденение в виде вкрапленников медно-пиритовых руд приурочено к гидротермально измененным породам верхнебайосских кварцевых плагиопорфиров.

Хырманларское проявление* медных руд, расположенное близ с. Хырманлар в Лачинском районе, было отмечено в 1954 г. Э. Ш. Сихалибейли и М. Н. Раджабовым. Вкрапленного характера серно-медноколчеданные рудопрооявления приурочены к экзоконтактовой зоне Шальва-Лачинского гранитоидного интрузива. Общая площадь развития этого интрузива олигоценно-миоценового возраста достигает свыше 60 км² при ширине до 2—3 км. В ряде пунктов этого интрузива в экзоконтактовой зоне широкое развитие приобретают сульфидизированные вторичные кварциты, образованные из осадочно-вулканогенных толщ юрского и мелового возраста, за счет гидротермальной деятельности внедренных гранитоидов.

В геологическом отношении рассматриваемая область представляет собою регион, сложенный комплексом осадочно-вулканогенных пород юры и верхнего мела, прорванных по оси крупной антиклинальной складки металлоносными гранитоидами третичного возраста. Сульфидизированные вторичные кварциты в экзоконтактовой зоне гранитоидов Шальва-Лачинского интрузива имеют развитие не только в районе Хырманлар, но и в других пунктах, например, по ущелью близ лесопильного завода. Этот район с точки зрения его меденосности совершенно не изучен. Общая площадь экзоконтактово-гидротермально

* Написано И. Н. Ситковским.

измененных вулканогенных пород юры и мела в районе с. Хырманлар достигает 2 км² (по данным Э. Ш. Шихалибейли, 1954 г.).

Рудными компонентами вторичных кварцитов являются пирит, реже халькопирит. Помимо ореолов сульфидизированных меденосных вторичных кварцитов, в районе с. Хырманлар работами М. Р. Мамедъярова, Е. И. Рындиной и Л. Дубелир (1959 г) здесь в экзо- и эндоконтактовой зоне гранитоидных интрузий отмечено также наличие кварцево-пирито-халькопиритовых жил СЗ и СВ простирания. По простиранию они прослеживаются на расстоянии от 10 до 100—150 м. Предварительные данные опробования сульфидоносных вторичных кварцитов указывают на содержание в них меди. Кроме того, в этих рудах вкрапленного типа нередко отмечается и наличие кобальта.

Хырманларская группа рудопроявлений, будучи перспективной с точки зрения медных руд, до сих пор не изучена. Перспективный интерес с точки зрения медных проявлений приобретают также и другие участки сульфидизированных вторичных кварцитов и кварцево-пирито-халькопиритовых жил в области Шальва-Лачинского гранитоидного массива, например: 1) близ лесопильного завода, 2) зона в 19 км к юго-востоку от Лачина в краевой части того же интрузива и в других пунктах, в основном, в экзоконтактовой зоне гранитоидов. Район Шальва-Лачинский гранитоидов, как видно, является весьма перспективным и требует к себе внимания разведчиков недр.

СВИНЕЦ И ЦИНК

ГЮМУШЛУГСКОЕ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Гюмушлугское месторождение свинцово-цинковых руд находится в Норашенском районе Нахичеванской АССР, в 4 км к северо-востоку от с. Нижнее Яйджи. Месторождение расположено на левом склоне долины р. Восточный Арпачай, на абсолютных отметках 1100—1200 м.

Экономическое расположение месторождения весьма благоприятно для организации разведочных и эксплуатационных работ и обусловливается близостью железнодорожной станции Норашен (18 км), хорошими подъездными путями и наличием водно-энергетических ресурсов р. Восточный Арпачай.

Гюмушлугское месторождение известно с древнейших времен. Первые сведения о месторождении относятся к VI—IX вв., когда арабы организовали здесь добычу руды в небольших размерах. Геологоразведочные работы на месторождении впервые проводились в 1880—1890 гг. горнопромышленником Маркосом. В 1906 г. была дана официальная заявка на месторождение неким Шан-Гиреем. Начиная с 1908 г., месторождение частично разрабатывалось частными предпринимателями, и в том же году инженером В. Устимовичем была построена на месторождении небольшая обогатительная фабрика. Несмотря на большую давность эксплуатации, первые сведения о геологическом строении месторождения приводятся в отчетах Н. Лебедева и Л. Конишевского, относящихся к 1916 г. В 1928 г. Гюмушлугское месторождение разведывалось А. Н. Кржечковским [241]. По данным этого автора, месторождение приурочено к породам среднего девона и связано с тектоническими разломами северо-западного направления. Генетически месторождение относится автором к эпитермальному типу верхней зоны криптобатолитовой области. В заключение автор приходит к выводу о том, что «месторождение не только не рентабельно для разработки, но и не заслуживает дальнейшей разведки». После длительного перерыва, в 1950 г. Гюмушлугское месторождение было обследовано особой ревизионной партией Азгеолуправления под руководством В. И. Леонтьева (1953—1954 гг.). В результате анализа имеющихся фондовых материалов и полевых наблюдений, была установлена перспективность месторождения для дальнейшей разведки.

На основании этих данных, начиная с 1952 г. на Гюмушлугском месторождении были организованы поисково-разведочные работы, которые и продолжаются по настоящее время.

За этот же период трестом Свинепроизводство Министерства цветной металлургии была начата промышленная разведка и разработка северной части месторождения; построены обогатительная фабрика, электростанция, а также жилой поселок. В 1953 г. район Гюмушлугского месторождения закартирован Ш. А. Азизбековым. В период 1953—1954 гг. месторождение подверглось В. И. Леонтьевым детальной геологической съемке. По полученным данным, в строении Гюмушлугского месторождения принимают участие, в основном, породы среднего, частично верхнего девона и перми.

Структурно-геологическая характеристика Гюмушлугского рудного поля

Среднедевонские (живетские) отложения, выступающие в пределах Гюмушлугского полиметаллического месторождения расчленяются (снизу вверх) на четыре горизонта: 1) известняково-сланцевый (50 м), обнажающийся на северном участке месторождения, представлен чередованием известняков и глинистых сланцев; 2) подсланцевый (120 м), имеющий на месторождении наибольшее распространение, характеризуется толсто- и среднеслоистыми, мелко- и криптозернистыми темно-серыми известняками (с многочисленными кальцитовыми жилками) с редкими прослоями глинистых сланцев; 3) сланцевый (30 м) представлен глинистыми сланцами и прослоями бурых песчаных известняков, известковых песчаников и кварцит-песчаников и 4) надсланцевый (50 м) характеризуется темно-серыми толстослоистыми известняками с многочисленными кальцитовыми жилками. Выше этих известняков залегают данзигские слои, являющиеся переходными между средним и верхним девонem (рис. 1 и 2).

Низы франского яруса представлены глинистыми сланцами с прослоями известковистых кварцевых песчаников, кварцит-песчаников и песчано-глинистых известняков.

Отложения перми, имеющие небольшое распространение в надвиговой зоне, представлены тонкослоистыми и рассланцованными песчанистыми известняками. Последние часто битуминозные, встречаются также кристаллические их разновидности, имеющие часто темно-серый цвет.

Все указанные отложения девона и перми прорваны доскладчатыми пластовыми диабазовыми и габбро-диабазовыми интрузиями, мощностью до 20—30 м.

В тектоническом отношении (рис. 3) район Гюмушлугского полиметаллического месторождения приурочен к Шарурскому антиклинорию, в пределах которого фиксируются четыре крупные асимметричные антиклинальные складки (Дагна-Велидагская, Гюмушлугская, Юхарыданзигская и Мегридагская) северо-западного ($285-320^\circ$) простирания, осложненные системой надвигов и взбросов северо-западного ($330-345^\circ$) направления, сбросов и сбросо-сдвигов меридионального и северо-восточного простирания. Возраст складчатых структур Шарурского антиклинория определяется как домеловой, возможно, нижнеюрский. Взбросы и надвиги, осложняющие северо-восточные крылья складок, более молодые — от домеловых до среднеэоценовых.

Гюмушлугская антиклиналь прослеживается в пределах месторождения в направлении СЗ $330-345^\circ$. Северо-восточное крыло ее осложнено надвигом (см. рис. 2), вследствие чего отложения перми приходят в тектонический контакт с отложениями верхнего и среднего девона. От этого надвига на юго-запад породы среднего девона сильно дислоцированы и собраны в мелкие складки.

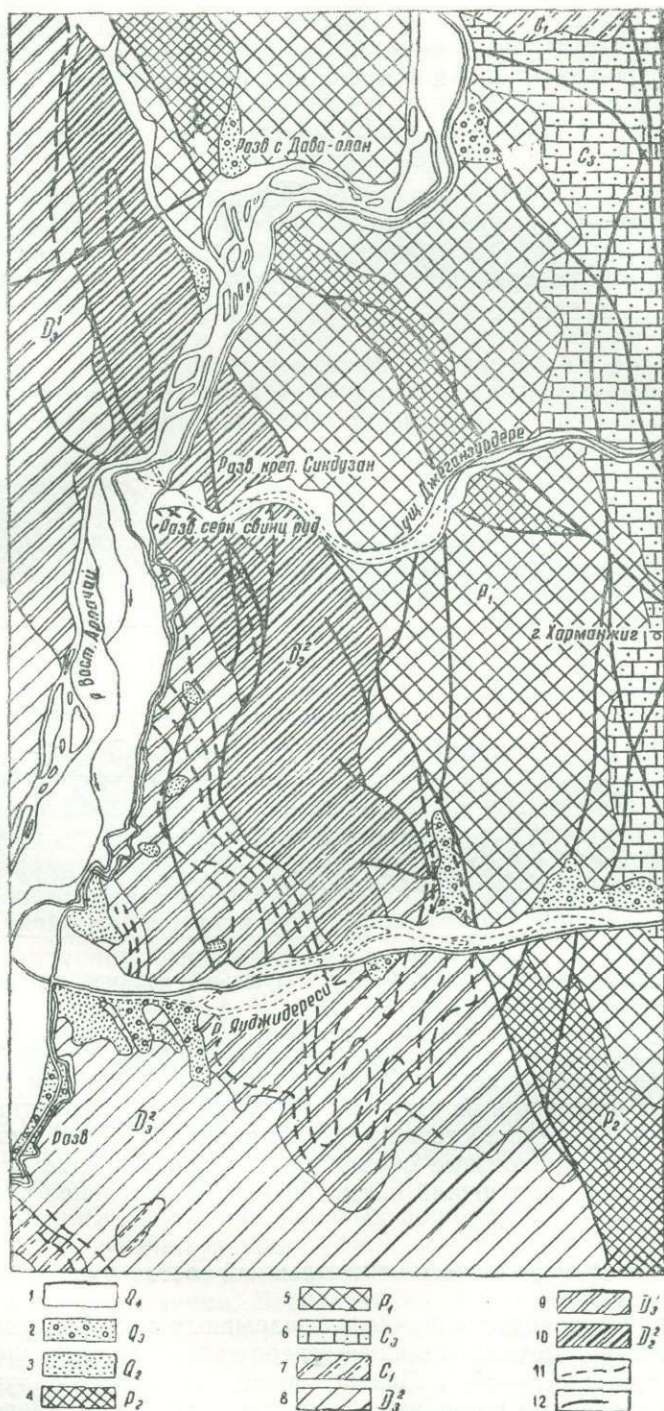


Рис. 1. Геологическая карта Гюмушлугского полиметаллического месторождения. Составил Ш. А. Азизбеков.

1—верхний отдел—аллювиальные отложения; 2—верхний отдел—делювиально-элювиальные отложения; 3—средний отдел—аллювиальные отложения высоких речных террас; 4—верхняя пермь; 5—нижняя пермь; 6—верхний карбон; 7—нижний карбон; 8—верхний девон (фаменский ярус); 9—верхний девон (франкий ярус); 10—средний девон (живетский ярус); 11—пластовые интрузии диабазов и габбродиабазов; 12—сбросы, взбросы и надвиги

В пределах самого Гюмушлугского месторождения выделяются следующие системы нарушений: 1) наиболее ранние — разломы (чаще сбросы) северо-западного и близмеридионального направления (330—

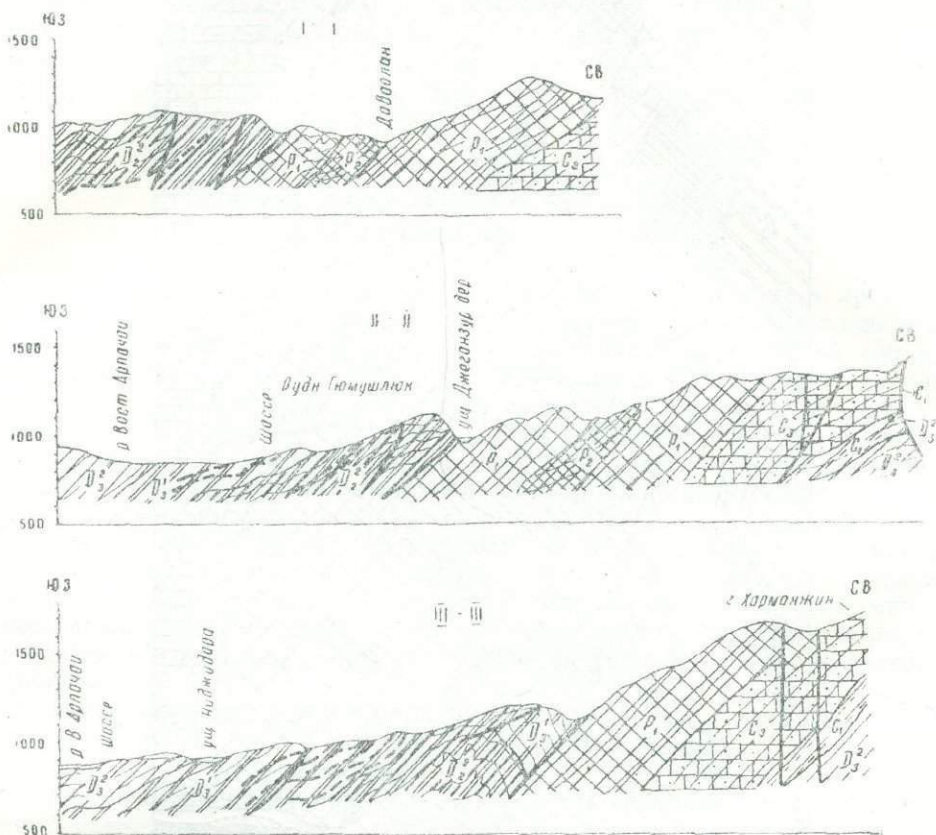


Рис. 2. Геологические профили Гюмушлугского полиметаллического месторождения. Составил Ш. А. Азизбеков.

350°). Преобладающие углы падения на восток — 30—80°; 2) сбросы и взбросы северо-западного и близширотного направления (275—300°), углы падения на север и на юг — 50—70°, 3) наиболее поздние — сбросы и сбросо-сдвиги северо-восточного простирания (40—50°), почти вертикальные и 4) межпластовые смещения, сопровождающие все упомянутые выше системы нарушений и имеющие незначительное развитие.

Морфология и вещественный состав руд

Наибольшее распространение из разрывных тектонических нарушений получили близмеридиональные северо-западные тектонические разломы с азимутом 330—350°. Меньшее распространение получили близширотные разрывные нарушения, которые смещают северо-западные разломы в западном и восточном направлениях, с амплитудой смещения до 100—150 м. И, наконец, имеются нарушения северо-восточного простирания, которые получили наименьшее распространение. Характерной особенностью северо-западных тектонических разломов является то, что к ним приурочены все известные на месторождении рудные тела и поэтому они являются рудоконтролирующими.

Разведочными работами Гюмушлугского рудника (1952—1955 гг.) Азгеолуправлением выявлено, что месторождение протягивается в северо-западном направлении. Причем оруденение локализовано, главным образом, в пачке подсланцевых и менее в надсланцевых известняках живетского яруса и, в единичных случаях (в виде вкрапленности и прожилков), в глинистых сланцах последнего.

Морфологически оруденение относится к жильному «пластовому», гнездообразному, прожилковому и вкрапленному типам. Первые из них представлены сплошными и массивными рудами, имеющими существенное значение на месторождении. Вкрапленный и прожилковый типы на отдельных участках месторождения являются преобладающими. Оруденение по зонам разломов крайне неравномерное и с перерывами. Рудные жилы северо-западных тектонических разломов непрерывно прослеживаются до 300—400 м. На отдельных участках рудных жил наблюдается богатое штупное оруденение.

Боковые изменения вмещающих пород выражены, главным образом, в баритизации и несколько менее в доломитизации и окварцевании известняков. Наиболее интенсивно эти процессы проявляются в непосредственной близости рудных зон. Причем, лежащий бок их фиксируется четко по перетертой глиноподобной, баритизированной и кальцитизированной массе с мелкими обломками боковых пород. Висячий же бок часто не имеет ясных границ.

Выявленное в 1957—1958 гг. пластовое оруденение приурочено к рудным разломам и является как бы отходящими апофизами — растеками от основных рудных разломов.

Оруденелый пласт известняков представляет собой гидротермально измененные, кальцитизированные известняки с вкрапленностью в них галенита и сфалерита. В большинстве случаев отмечается скопление галенита в виде отдельных гнезд и линз, приуроченных к плоскостям напластования. Характерной особенностью оруденелого пласта известняков является густая вкрапленность в нем зерен и кристаллов сфалерита. Наличие сфалерита в руде является устойчивым.

В структурном отношении оруденелый пласт располагается в подсланцевых известняках живетского яруса среднего девона, обычно ниже сланцевой пачки на 5—6 м. Однако промышленная, наиболее обогащенная часть приурочена к верхним горизонтам пласта. Другой характерной особенностью пластовых растеков является наилучшая обогащенность их рудными минералами в приконтактовых участках с рудным разломом и постепенное уменьшение содержания свинца и цинка с удалением от последних. Ширина полосы оруденелого пласта известняков достигает 50—60 м.

Околорудные изменения боковых пород носят локальный характер и проявляются обычно вблизи рудных зон, на расстоянии не более 1—2 м от контакта в сторону вмещающих их пород. Эти изменения обычно выражены окварцеванием, баритизацией, кальцитизацией, доломитизацией и анкеритизацией боковых пород — известняков, известковых и кремнистых песчаников. Наиболее характерными для Гюмушлугского месторождения являются окварцевание и баритизация, проявившиеся более интенсивно в непосредственной близости рудоносных зон. Что касается доломитизации, кальцитизации и анкеритизации, то они наблюдаются на отдельных участках пород, вмещающих рудные зоны.

Минералогическое исследование руд Гюмушлугского месторождения, произведенное в 1954—1955 гг. минералогами ВИМС В. Г. Кругловой и А. А. Евсеевой, показало следующий состав (в убывающем порядке): галенит, сфалерит, редко пирит, халькопирит, аргентит, церуссит,

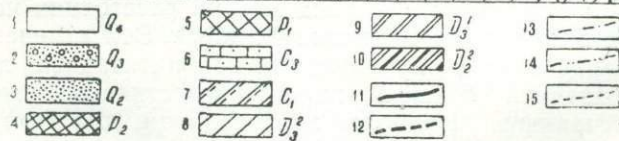
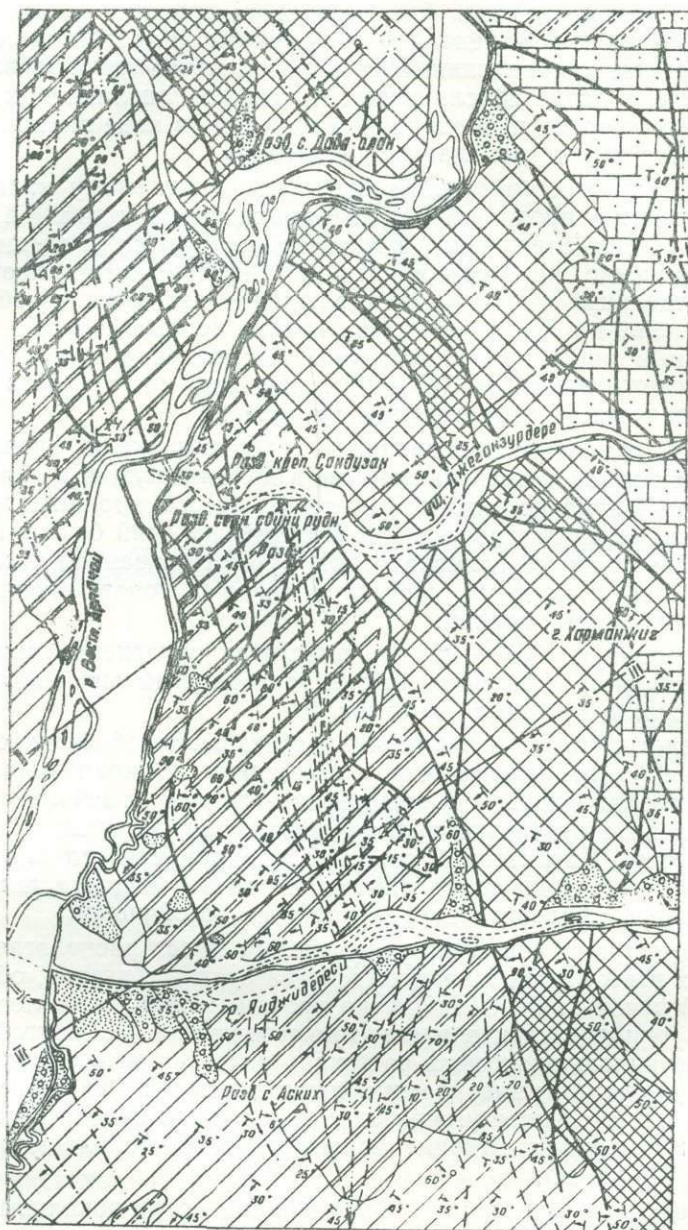


Рис. 3. Тектоническая карта Гюмушлугского полиметаллического месторождения. Составил Ш. А. Азизбеков.

1—верхний отдел—аллювиальные отложения; 2—верхний отдел—деллювиально-элювиальные отложения; 3—средний отдел—аллювиальные отложения высоких речных террас; 4—верхняя пермь; 5—нижняя пермь; 6—верхний карбон; 7—нижний карбон; 8—верхний девон (фаменский ярус); 9—верхний девон (франский ярус); 10—средний девон (живетский ярус); 11—пластовые интрузии диабазов и габбро-диабазов; 12—сбросы, взбросы и надвиги; 13—оси антиклиналей; 14—оси синклиналей; 15—элементы залегания

англезит, и очень редко блеклые руды и ковеллин, халькозин, малахит, лимонит. Галенит составляет 80—85% от общего количества рудных минералов. Из нерудных минералов большое распространение имеют: кварц, барит, доломит, анкерит и кальцит. Кроме основных рудных компонентов, спектральным анализом в десятых и сотых долях процента установлены сурьма, медь, серебро, титан, иногда олово и следы ванадия и марганца.

По морфологическим, текстурным и структурным признакам рудных тел и по наличию нескольких генераций минералов (галенита, барита, кварца) можно установить, что месторождение формировалось в сложной и многофазной (сульфидной, галенито-баритовой и галенито-кварцевой) «непрерывно-прерывистой» обстановке.

Приведенные данные указывают на гидротермальный генезис Гюмушлугского месторождения. В пользу такой концепции говорят следующие факты [32]:

1) локализация оруденения в зонах разломов северо-западного (340—350°) простираения с падением на северо-восток, реже на юго-запад под углом 65—85°;

2) ассоциация минералов (галенита, сфалерита, пирита, аргентита, барита, кальцита, анкерита и доломита) и их взаимоотношение, обуславливающее основные черты строения руд;

3) отчетливое проявление околорудного метаморфизма вблизи рудовмещающих разломов, выраженного баритизацией, анкеритизацией, доломитизацией и кальцитизацией; при этом наблюдается метасоматическое замещение боковых пород (известняков и известковистых песчаников) не только жильными, но и рудными минералами (галенитом, частично сфалеритом и пиритом);

4) характер и тип оруденения, представленные вкрапленными, вкрапленно-прожилковыми и линзо-гнездообразными формами залегания руд.

Необходимо отметить, что за последние годы некоторые исследователи, в частности П. С. Саакян, высказывают мнение об осадочном или осадочно-метаморфическом происхождении Гюмушлугского месторождения по аналогии с другими месторождениями Советского Союза. Они исходят из следующего:

а) приуроченность большинства рудных тел Гюмушлугского месторождения к подсланцевой пачке известняков живетского яруса — стратифицированность залежи;

б) предполагаемой пластообразной формы залегания рудных тел — наличие рудоносной свиты;

в) предполагаемого механического процесса образования руд вдоль зон разломов по теории «расташенных» руд.

Однако приуроченность рудных тел к подсланцевой пачке известняков живетского яруса объясняется [32] избирательным процессом гидротермального метасоматизма в карбонатных породах. Благоприятным условием для этого является химико-минералогический состав этих пород, их слоистость, отдельность, пористость, трещиноватость, раздробленность и смятость. Тем более, что такая приуроченность оруденения к определенным стратиграфическим и литологическим горизонтам установлена во многих полиметаллических месторождениях гидротермально-метасоматического генезиса как в Советском Союзе, так и за границей.

Кроме того, в локализации оруденения в подсланцевых известняках сыграли также свою роль и глинистые сланцы, как экранирующие породы, а также значительное преобладание подсланцевых известняков в сравнении с надсланцевыми. Надо полагать, что если «рудоносная

свита» П. С. Саакяна слагала бы Гюмушлугское месторождение, то она при весьма хорошей обнаженности и сильной расчлененности рельефа была бы здесь зафиксирована. Поэтому надо полагать, что П. С. Саакян совершенно неправильно заменил понятие о «согласных рудных залежах» понятием о «рудоносной свите».

Наконец, нельзя согласиться с теорией «растасканных» руд, применяемой П. С. Саакяном для объяснения концентрации руд и секущих тектонических разломов Гюмушлугского месторождения. Если это имело бы место, то «растаскивания» руд происходили бы по всем разломам, пересекающим «рудоносную свиту». Однако в действительности на месторождении рудоносными являются только север—северо-западные (дорудные) разломы, тогда как северо-восточные, как более поздние (пострудные), являются безрудными.

Таким образом, из всего вышесказанного вытекает заключение, что Гюмушлугское полиметаллическое месторождение нельзя считать осадочным (по П. С. Саакяну); оно является типично гидротермальным низкотемпературным месторождением.

Разведанность месторождения

Гюмушлугское полиметаллическое месторождение условно делится на 4 рудных участка, расположенных соответственно с севера на юг и разделенных невысокими перевалами.

По всем промышленным и непромышленным рудным жилам проведены геологоразведочные работы, дающие достаточные основания считать их детально разведанными. Причем с поверхности все рудные жилы разведаны многочисленными как легкими, так и тяжелыми горными выработками, а на глубину разведаны скважинами колонкового бурения.

На первом участке разведочные и частично эксплуатационные работы производятся Гюмушлугским рудником Горно-металлургического Управления Азсовнархоза. Добываемая руда поступает на обогащательную фабрику, где производится ее переработка для получения свинцового концентрата. На втором и третьем участках геологоразведочные работы производятся с 1925 г. Азгеолуправлением Министерства геологии и охраны недр. В результате этих работ выявлено шесть рудных зон на втором участке и три рудные зоны на третьем участке. Следует отметить, что рудные зоны третьего участка, по всей вероятности, являются продолжением рудных зон второго участка.

Характеристика рудных зон приводится ниже.

Первая рудная зона прослежена по простиранию и на глубину. Простирание зоны $345-350^\circ$, угол падения $70-80^\circ$ на северо-восток; иногда на юго-восток. Мощность рудной зоны колеблется, при этом наблюдаются отдельные раздувы.

Вторая рудная зона простирается СЗ $325-345^\circ$, угол падения $65-70^\circ$ на северо-восток. Оруденение в виде тонких прожилков и вкрапленников галенита, частично сфалерита приурочено к кальцитобаритовой массе. На изученном интервале рудная зона практического интереса не представляет, однако не исключена возможность вскрытия кондиционных руд при дальнейшей разведке на глубину.

Третья рудная зона изучена по простиранию на 370 м, при этом азимут простирания зоны СЗ 345° , угол падения $75-85^\circ$ на северо-восток. Описываемая рудная зона выражена раздробленными и перемежающимися известняками с гнездами и прожилками кальцита и барита, несущими вкрапленность галенита и в меньшей степени сфалерита. Мощность зоны колеблется от 0,2 до 0,5 м. В пределах разведанной части зоны содержание свинца, а также и цинка непромышленное.

Четвертая рудная зона расположена параллельно вышеуказанным зонам и представлена раздробленными известняками и известковистыми песчаниками, оруденелыми галенитом и сфалеритом в виде вкрапленников, тонких прожилков и местами маломощных жил.

Пятая рудная зона прослежена по поверхности на 85 м, причем азимут простирания зоны СЗ 345°, падение крутое. Оруденение представлено галенитом и сфалеритом в виде вкрапленности и отдельных линзообразных скоплений в барито-кальцитовой массе. Промышленное значение зоны не выяснено.

Шестая рудная зона изучена весьма слабо; она прослежена на поверхности на 25—30 м. Эта зона, так же как и пятая, изучена слабо.

В пределах третьего участка вскрыты и изучены три рудных зоны, являющиеся продолжением вышеописанных рудных зон второго участка.

Первая рудная зона, являющаяся юго-восточным продолжением одноименной зоны второго участка, между этими участками смещена сбросом небольшой амплитуды. Описываемая рудная зона прослежена по простиранию около 300 м и по падению так же, как на втором участке (простирание СЗ 345—355 $\angle$ 65—75° на юго-запад).

Вторая рудная зона находится в 30—35 м на юго-восток от первой зоны и по морфологическим особенностям и характеру оруденения аналогична вышеописанной зоне. Она изучена горными выработками и одной буровой скважиной, которой подсечена зона на глубине 27 м от поверхности. При этом установлено заметное увеличение мощности рудной зоны с глубиной. Оруденение выражено густой вкрапленностью галенита и сфалерита.

Третья рудная зона расположена параллельно второй и прослежена на расстоянии 110—120 м.

Направление дальнейших поисково-разведочных работ

В связи с тем, что рудные растеки, образующие оруденелые пласты известняков, встречаются на всех четырех участках Гюмушлугского месторождения можно сделать следующие выводы:

1. Оруденелый пласт известняков протягивается неширокой полосой (до 70 м) вдоль основного рудоносного тектонического разлома, приуроченного к оси Гюмушлугской антиклинальной структуры, простираясь по всему месторождению, начиная с северного участка (участок № 1) и включительно по самый южный, 4-й участок, причем уходит далее на юго-восток за его пределы.

2. Отсутствие пластового оруденения на отдельных интервалах, где обнажаются породы подсланцевой свиты известняков.

3. Возможность постановки разведочных работ (с помощью бурения вертикальных скважин) на участках, непосредственно примыкающих к основному тектоническому разлому, и при том на тех, где сохранились от эрозии породы данзикской свиты, надсланцевого и сланцевого горизонтов.

Из изложенного следует, что наличие в пределах Гюмушлугского месторождения рудных растеков, образующих оруденелые пласты известняков с промышленным содержанием в них свинца, является нормальным и закономерным структурным фактором, обусловленным хорошими метасоматическими свойствами девонских известняков. Кроме этого сделанный вывод дает возможность обосновать постановку дальнейших геологоразведочных работ с целью поисков оруденелых пластов известняков в пределах всех участков месторождения.

Наиболее перспективными участками Гюмушлугского месторождения являются северо-западный фланг рудного поля, а также 4-рудный участок.

Перспективным участком следует считать и юго-восточный фланг рудного поля, т. е. за пределами 4 участка. Несомненный интерес в настоящее время представляет и Данзиковское полиметаллическое месторождение, разведка которого еще не окончена и оценка не дана.

Для улучшения работы Гюмушлугского рудника необходимо улучшить производительность обогатительной фабрики, а также увеличить извлечение свинца из обогащаемых руд, ибо в настоящее время при обогащении уходит в хвосты примерно 15—20% всего поступающего на фабрику свинца. И, наконец, необходимо наладить комплексное извлечение всех полезных компонентов, присутствующих в Гюмушлугских рудах.

АГДАРИНСКОЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Агдаринское полиметаллическое месторождение находится в Орду-бадском районе Нахичеванской АССР.

Месторождение открыто в 1951 г. жителями с. Тиви. Геологоразведочными работами 1952—1954 гг. подсчитаны и утверждены запасы свинца, цинка, меди.

Агдаринское месторождение небольшими водораздельными хребтами отделено с одной стороны от ущелья — р. Парагачай, в котором располагаются Парагачайское молибденовое месторождение, Коурмадаринское и Квануцское полиметаллические проявления, и с другой стороны, от ущелья — р. Насирвазчай, на одном из притоков которой находится Насирвазское полиметаллическое месторождение.

Высотные отметки Агдаринского месторождения 2300—2500 м. Над месторождением возвышается г. Карангуч (3138,5 м). По данным Ш. А. Азизбекова (1952 г.) месторождение приурочено к ядру Карангуч-Башкендской антиклинальной складки, сложенной породами верхней пачки нижнеэоценовой и вулканогенной толщи. Эта складка в пределах месторождения осложнена нижнеплиоценовым брахиантиклинальным поднятием второго порядка.

Породы, слагающие месторождение, представлены (снизу вверх) порфиритами, которые, в зависимости от петрографического состава и структурных особенностей разделяются на мандельштейновые, кварцево-плагиоклазовые, кварцево-роговообманково-плагиоклазовые, окварцованные, брекчиевидные (рис. 4). Все породы в той или иной степени лимонитизированы и окварцованы. Встречаются также туфы, которые благодаря повышенной карбонатности, крупнозернистости и ряду иных петрографических особенностей, в отличие от других пород, легко поддавались метасоматическому воздействию рудных растворов и создавали благоприятные условия для отложения руд.

Среди порфиритовых (плагиоклазовых и пироксеновых) туфов выделяются следующие типы: кристаллический, пепловый, мандельштейновый и микрофельзитовый. По составу цемента выделяются хлорит-эпидотовые, известковистые, известковисто-кремнистые и железистые туфы.

Вторичные кварциты, достигающие мощности 100 м, по количественно-минералогическому составу подразделяются на: собственно вторичные кварциты, состоящие почти из одного кварца, каолино-альбитовые с крупными зернами альбита, слюдистые с чешуйками серицита и кальцитизированными плагиоклазами, слюдисто-кальцито-эпидотовые,

кальцитовые, каолиновые, хлорито-каолиновые, слюдисто-каолиновые, и слюдисто-лимонито-кальцитовые.

Весь описанный комплекс вулканогенно-осадочных пород собран в куполообразную структуру, свод которой размыт. Структура эта имеет небольшие размеры и разбита сбросами, в основном, двух направлений. К этим разломам приурочена зона гидротермально измененных пород, обнажающаяся вдоль русла ручья Агдара.

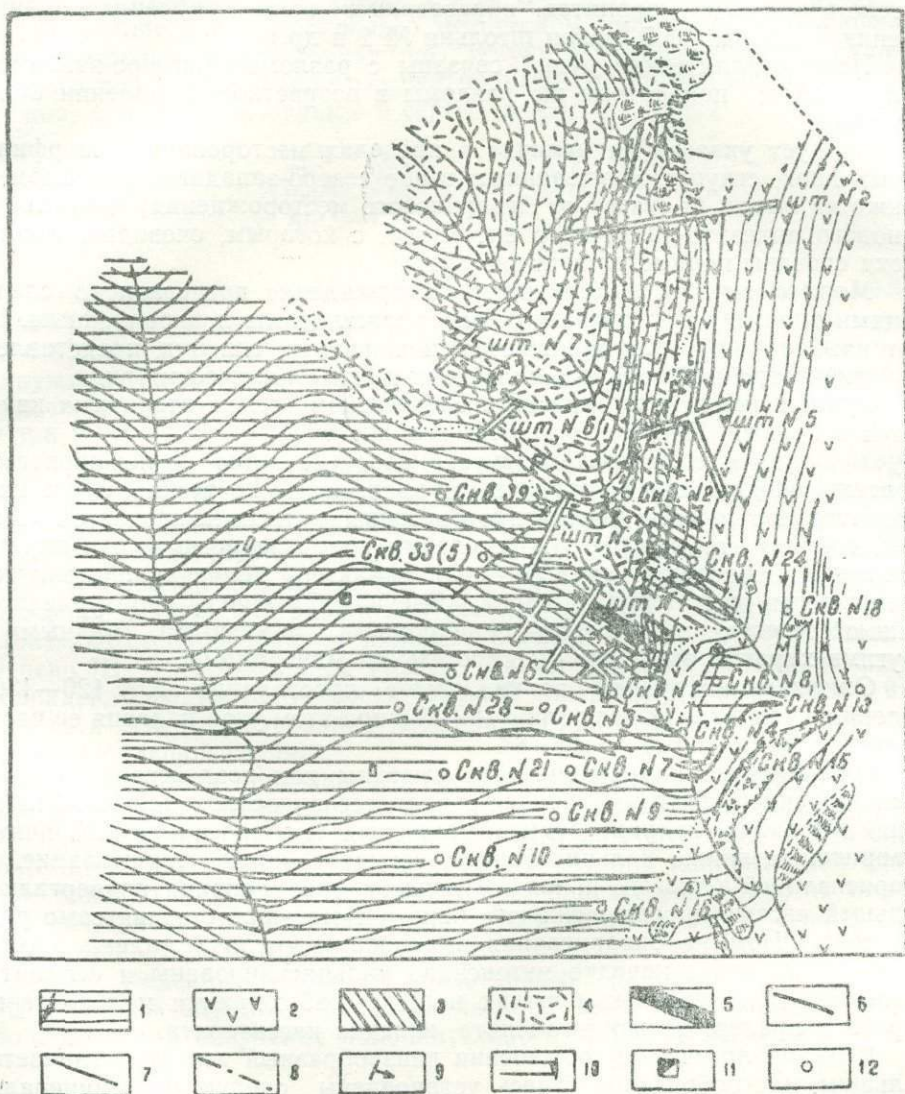


Рис. 4. Геологическая карта Агдаринского полиметаллического месторождения.
Составили М. А. Мустафабеيلي, Ф. В. Мустафабеيلي.

1—наносы; 2—порфиры (п. эоцен); 3—туфы (п. эоцен); 4—вторичные кварциты; 5—галениито-сфалеритовая руда; 6—гидротермально измененные жильные порфиры; 7—дайки порфиров; 8—пострудные нарушения; 9—элементы залегания; 10—штольни; 11—шурфы; 12—скважины

Гидротермальному изменению подвергнуты, в основном, туфы и порфиры. На Агдаринском месторождении процесс окварцования пород вулканогенно-осадочной толщи произошел в две фазы. В первой образовалась основная масса вторичных кварцитов, генетически связанных с основным продольным разломом северо-западного простирания,

во второй — вторичные кварциты, связанные с поперечными линиями дислокации.

Наиболее интенсивному изменению подверглись породы, претерпевшие двукратное тектоническое и гидротермальное воздействие, так как эти породы дважды вступали в метасоматическую реакцию с пульсирующим раствором. Эти процессы в разной степени каолинизировали и окварцовали породы вдоль различно направленных разломов, при этом в теле вторичных кварцитов образовались зоны дробления и глиники трения (штольня № 5, район штольни № 2 и др.).

Полиметаллические руды связаны с разломом северо-западного направления; поперечные же разломы в возрастном отношении более молодые.

Следует указать на наличие в пределах месторождения порфири-товых даек, секущихся указанным выше северо-западным разломом, а также на выход (к северу от Агдаринского месторождения) нижнеплиоценового андезито-дацитового интрузива, с которым, очевидно, генетически связаны полиметаллические руды.

Морфологически Агдаринское месторождение представлено следующими типами руд: линзовидным, прожилковым и вкрапленным. Из них наиболее интересным является линзовидный тип руд, представленный линзообразной залежью сплошных полиметаллических руд.

Рудная линза залегает на литологическом стыке вторичных кварцитов с туфами. Местами в кровле залежи туфы отсутствуют и в этих случаях рудное тело контактирует непосредственно с порфиритами. Контакт рудного тела со вторичными кварцитами не резкий. Здесь наблюдается постепенное увеличение основных рудных компонентов (цинка и свинца) от лежащего к висячему боку, количество же пирита, носящего в подошве рудного тела характер колчеданной сыпучки, уменьшается от подошвы к кровле. Висячий бок линзы оконтуривается глиной трения, обогащенной свинцовыми, цинковыми, медными и другими характерными для месторождения минералами.

Описываемая рудная залежь имеет простирание ЮВ 120—130°, падение на юго-запад под углом 15—20°, при этом угол падения ее часто меняется, достигая иногда 5—8°.

Околорудные изменения были вызваны как воздействием близко расположенного интрузива, так и в процессе рудоотложения. Эти изменения выражены кварцитизацией, приведшей к образованию вторичных кварцитов, а также кальцитизацией, серицитизацией, пиритизацией и хлоритизацией боковых пород. Процессу окварцования подвергались большей частью породы лежащего бока и в меньшей степени само рудное тело. Помимо окварцевания вмещающие рудную залежь микрофелъзитовые туфы нередко интенсивно кальцитизированы и серицитизированы. В измененных породах нередко наблюдаются мелкие зерна пирита и сфалерита, реже галенита, изредка касситерита.

В минералогическом отношении линзообразный тип руд отличается большим многообразием. Здесь установлены следующие минералы: главными являются — сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, кварц, тетраэдрит, теннантит, кальцит, барит, вюртцит (?), марматит; редкими — аргентит, касситерит, борнит, англезит, церуссит, лимонит, гематит, ковеллит, халькозин, азурит, малахит, смитсонит (?). Господствующим минералом является сфалерит. Далее по количественному соотношению идет галенит и за ним халькопирит. Таким образом, по содержанию рудных компонентов и минеральной ассоциации их, Агдаринское месторождение относится к типу медно-полиметаллических.

Содержание свинца и цинка в руде непостоянно, обычно колеблется в больших пределах. Как правило, от подошвы к кровле рудной залежи

происходит увеличение содержания свинца и уменьшение цинка. Содержание меди в руде обычно небольшое.

Основное количество серебра, по всей вероятности, связано с аргентитом, который обнаруживается под микроскопом. Не исключена возможность нахождения серебра также в галените. Самородное золото обнаружено в виде мелких включений в пирите, но основное его количество связано, очевидно, с халькопиритом и блеклыми рудами. Кроме того, золото присутствует также в виде твердого раствора — электрума.

Для общего представления о химическом составе руд Агдаринского месторождения ниже приводятся результаты химического анализа рудного штуфа, отобранного в центральной части рудной залежи (без свинца, цинка, меди, сурьмы и серы) (в %):

SiO ₂ —3,12	CaO —0,53
TiO ₂ —0,03	MgO —0,18
Fe ₂ O ₃ —8,93	BaO —16,23
Al ₂ O ₃ —1,74	

Зона окисления на Агдаринском месторождении выражена весьма слабо и распространяется на глубину не более 2 м. Она характеризуется наличием сульфата и реже карбоната свинца. Довольно редко обнаруживается карбонат цинка. Кроме того, в небольшом количестве отмечены медная зелень, гидроокислы железа, барит, ковеллин и халькозин.

Ассоциация встречающихся на месторождении минералов, морфология рудного тела, характер оруденения и околорудного изменения и другие позволяют генетически отнести месторождение к среднетемпературному типу. Что же касается глубины формирования описываемого месторождения, то следует отметить, что выше указывалось нахождение вблизи месторождения выхода дацитов, являющихся самостоятельным образованием нижнеплиоценового возраста, что было отмечено Ш. А. Азизбековым (1952). Таким образом, исходя из фактов совпадения фаций глубинности «малой интрузии» и оруденения, надо полагать, что формирование Агдаринского месторождения происходило на небольшой глубине.

В результате проведенного обогащения руды по прямой селективной флотации и коллективной флотации с последующей селекцией коллективных концентратов установлено, что обычные режимы и схемы флотации полиметаллических руд позволяют при коллективной флотации успешно произвести отделение всех ценных минералов от минералов вмещающих пород с потерями в отдельных хвостах: свинца — 2—3%, цинка — 1—2%, меди — 1—2%.

Произведенные в 1954 гг. разведочные работы показали весьма ограниченные перспективы Агдаринского полиметаллического месторождения для получения дополнительного прироста запасов.

МЕХМАНИНСКОЕ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Общие сведения

Мехманинское свинцово-цинковое месторождение расположено в Нагорно-Карабахской автономной области, в 25 км к юго-западу от районного центра Мардакерт. Связь с железнодорожной станцией Евлах, расположенной в 100 км от месторождения, осуществляется по дороге до перевала «Чухур-Чугне» и далее по дороге, протяженностью 5 км. В 2 км от месторождения протекает р. Тертер с годовым расходом 22 м³ в секунду.

Месторождение находится у небольшого селения Мехмана. Абсолютные отметки в районе месторождения колеблются от 900 до 1400 м. Рельеф горный, пересеченный. Основной орографической единицей в районе месторождения является Сампасский хребет, протягивающийся с севера на юг и поворачивающий к востоку, юго-востоку, образуя крутую дугу. Западный и южный склоны крутые (до 35°), восточный и северный — пологие. Склоны гор покрыты лиственным лесом. Климат умеренно холодный, лесной. Температура воздуха колеблется от $-7,8^\circ$ до $+32,4^\circ$ С. Лето жаркое, зима мягкая, снег выпадает в ноябре, декабре и держится до конца марта. Среднегодовое количество осадков 500—600 мм. Из строительных материалов в Мардакертe имеется камень-известняк хорошего качества. Значительные запасы гравийно-галечниковых отложений и песка имеются в русловых отложениях р. Тертер.

Месторождение известно с давних времен. Первые рукописные сообщения о нем относятся к концу XIX в. Впервые геологоразведочные работы на месторождении проводились с 1927 по 1932 г., в результате которых Мехманинское месторождение было оценено как малоперспективное, и дальнейшие геологоразведочные работы были прекращены. После длительного перерыва (с 1932 по 1950 г.) разведочные работы на месторождении с 1951 г. были возобновлены Азгеолуправлением и продолжаются по настоящее время. В результате этих работ Мехманинское месторождение является надежным объектом для постановки вопроса о вводе его в эксплуатацию.

Геология месторождения

Геология месторождения и прилегающих к нему областей Нагорного Карабаха освещена в рукописных работах К. Н. Паффенгольца [289] и А. Н. Соловкина [327]. В период с 1948 по 1956 г. восточная часть района в области развития Мехманинского гранитоидного интрузива подвергалась детальному геолого-петрографическому изучению А. Д. Керимовым [219, 220]. Наряду с этим, отдельные участки рудного поля изучались более детально Н. В. Баркановым, Л. В. Зайцевой, Р. Х. Рафибейли, Р. А. Мартиросяном и др.

По данным вышеуказанных исследователей, в геологическом строении месторождения принимают участие вулканогенно-осадочные породы юры и мела. Вмещающими породами месторождения являются отложения среднеюрского возраста (байос и бат), представленные различными порфиритами, туфобрекчиями, туфами, туфопесчаниками с инъекциями диабазов и габбро-диабазов.

В тектоническом отношении описываемый район входит в состав Сомхито-Карабахской тектонической зоны мегантиклинория Малого Кавказа. Существенным тектоническим элементом для более западных частей описываемой области является кулисообразный надвиг, прослеживающийся в северо-западном направлении и вызвавший надвигание нижнеюрской толщи на туфогенную свиту турона. С удалением от этого надвига на восток вырисовывается пологая синклиналь северо-западного простираения, сложенная на юго-западном крыле вулканогенными толщами нижней и средней юры, а в ядре — верхнетуронскими и сенонскими туфогенными известняками. От этой синклинали на северо-восток намечается общее поднятие пологой антиклинальной складки северо-западного простираения, северо-восточное крыло которой в описываемом районе под углом от 15 до 25° погружается под серию верхнемеловых отложений, лежащих трансгрессивно на породах средней юры. Ось антиклинали у с. Мехмана образует перегиб к северо-

востоку. К этому перегибу приурочена зона основных рудовмещающих структур.

В тесной связи с тектоникой района проявляется интрузивный магматизм, представленный в виде крупного лакколитообразной формы гранитоидного интрузива, расположенного в бассейнах среднего течения р. Тертер и Хачинчай.

Формирование Мехманинского интрузива происходило в два этапа: к первому относятся массивно-кристаллические породы, составляющие главный интрузивный массив, расположенный на площади около 65 км², между с. Джанятаг и Гюльятаг на северо-западе и гор. Агдам на юго-востоке; во втором этапе формировались жильные дериваты (дайковые фации) с отдельными подфазами внедрения, а также многочисленные мелкие массивы — «малые» интрузивы, расположенные в северной и западной частях района [219, 220]. Возраст интрузива как нижнемеловой (послесреднеюрский-досеноманский) определяется на основании того, что он прорывает среднеюрскую вулканогенную толщу, а гальки пород его встречены А. Д. Керимовым в основании сеномантуронской известковой толщи в районе с. Дамирли. С точки зрения формирования полиметаллического оруденения наибольший интерес представляют «малые» интрузии, с которыми в ряде пунктов (например, в районах сс. Мехмана, Касапет, Башгюнейпей и др.) устанавливается парагенетическая связь полиметаллического оруденения — медно-пиритовых, медно-цинковых и свинцово-цинковых образований, известных в литературе как Мехманинская группа месторождения.

Рудные образования Мехманинского рудного поля (рис. 5) локализованы в мощной региональной зоне повышенной трещиноватости, протягивающейся в близширотном направлении, вкrest простирающихся пород среднеюрской вулканогенно-осадочной толщи. Эта зона, являющаяся, по-видимому, основной рудоконтролирующей структурой всего рудного поля, возникла вследствие смятия в присводовой части антиклинали, сложенной породами среднеюрской вулканогенной толщи. Она представлена системой почти параллельных, иногда секущих трещин сбросового и сбросо-сдвигового характера, к которым и приурочены рудные жилы. Примерно вдоль ось антиклинали проходит крупный послерудный взброс, вдоль которого юго-западное крыло антиклинали опущено на несколько метров. Само месторождение расположено на северо-восточном крыле антиклинали в границах распространения свит байоса и бата. На самом месторождении выделяются три системы разломов: 1) восток-северо-восточные, близширотные (70—90°); 2) северо-западные (285—300°) и 3) меридиональные (350°). Широтные и северо-западные разломы выражены обычно зонами дробления изменчивой мощности, но довольно выдержанного простираения. Более отчетливо проявляются на месторождении широтные разломы, для которых характерна сравнительно большая протяженность (до 1—2 км).

Рудные жилы месторождения

Месторождение жильного типа. Выявлены рудоносные жилы. Большинство рудных жил локализовано в трещинных структурах восток—северо-восточного (почти широтного) простираения. В разломах же северо-западного направления полиметаллическое оруденение, за исключением некоторых жил («Старо-мехманинская» и др.), проявляется слабо. Установлено, что наиболее благоприятными для рудоотложения являлись участки рудных жил, где происходит сопряжение системы трещин двух направлений или приоткрывание трещин, вследствие местных перегибов (рис. 6).

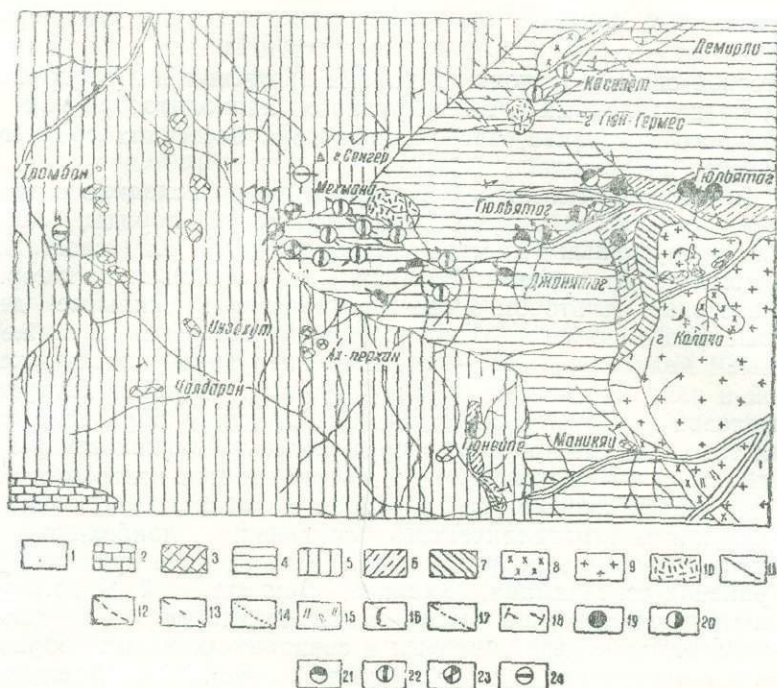


Рис. 5. Карта рудоносности Мехманкинского рудного района.
Составлена по данным А. Д. Керимова и И. В. Барканова.

1—аллювиальные и делювиальные отложения; 2—сеноман-туронские известняки и вулканогенные породы; 3—верхнеюрские известняки; 4—среднеюрские порфириды и туфы; 5—среднеюрские туфопесчаники, туффиты и туфоконгломераты; 6—метаморфизованные породы; 7—биотитовые банатиты; 8—роговообманковые кварцевые дориты; 9—роговообманково-биотитовые тоналиты; 10—кварцевые и бескварцевые диорит-порфириды; 11—гранодиорит-порфиры; 12—одиониты; 13—плагноклазовые порфириды; 14—микропегматитовые гранодиориты; 15—диорит-порфириды; 16—спессартиты; 17—кварцево-карнитовые жилы (безрудные); 18—простирание и падение пород; 19—вкрапленные медно-пиритовые руды; 20—жилы медно-пиритовые руды; 21—жилы медно-цинковые руды; 22—жилы цинковые руды; 23—жилы свинцово-цинковые руды; 24—жилы и вкрапленные медно-магнетитовые руды.

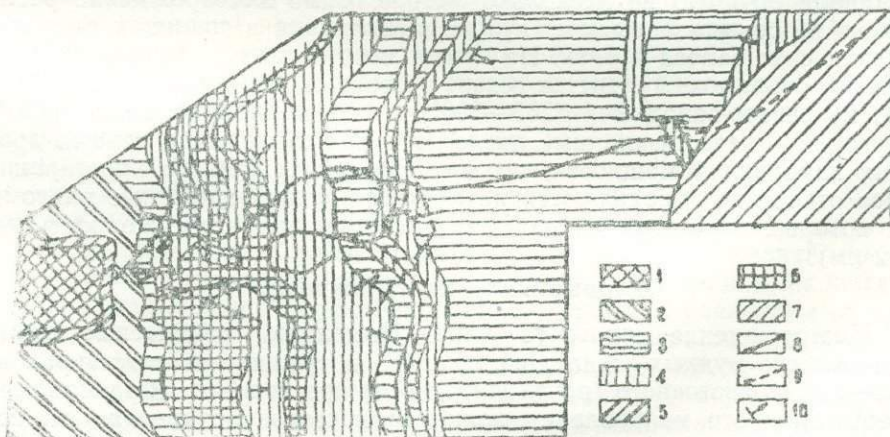


Рис. 6. Геологическая карта Мехманкинского полиметаллического месторождения. Составлена по данным Н. В. Зайцевой

1—плагноклазовые порфириды; 2—мандельштейновые порфириды и туфы; 3—диабазовые порфириды; 4—туфопесчаники и туфы; 5—диабазы и диабазовые порфириды (покровные); 6—дайки диабазов и пластовые инъекции габбро-диабазов; 7—наносы; 8—рудные жилы; 9—пострудные тектонические нарушения; 10—падения и простирания пород.

Рудные жилы разбиты послерудными сбросо-сдвигами, однако амплитуда смещения не превышает 1—10 м и в редких случаях достигает 20—30 м. Сбросы имеют северо-западное ($340-360^\circ$) и северо-восточное ($0-30^\circ$) простирание с крутыми углами падения. Кроме того, наблюдаются пологопадающие смещения по напластованию туфопесчаников.

Как правило, нарушения северо-западного простирания смещают восточное продолжение жил к югу, а северо-восточного — к северу. Жилы имеют простирание близкое к широтному и крутые ($70-90^\circ$) углы падения. Протяженность главных жил составляет 1000—1500 м. Рудные жилы разбиты послерудными сбросо-сдвигами, имеющими различное падение. Крутопадающие из них характеризуются часто северо-северо-восточным простиранием ($10-35^\circ$) с углами падения $70-90^\circ$ на восток—юго-восток. Пологопадающие разломы, имеющие существенное значение в осложнении структур рудных жил, хорошо фиксируются по напластованию туфопесчаников, амплитуда их смещений достигает 10—15 м. Помимо пострудных нарушений зафиксированы также интерминерализационные подвижки вдоль дорудных разломов. Руды Мехманинского месторождения в основном свинцово-цинковые с очень незначительной примесью серного и медного колчедана.

Геологоразведочные работы Управления Г и ОН Азерб. ССР были сосредоточены на наиболее перспективных жилах Мехманинского свинцово-цинкового месторождения, к которым относятся: жилы «Кургушун-Цакер», «Серебро-свинцовая», «А», «В», «Г», «Спиридоновская», «Дмитриевская» и др. Впоследствии было установлено, что жилы «Кургушун-Цакер», «А» и «В», «Серебро-свинцовая» представляют одну жилу, за которой и оставлено название жилы «Кургушун-Цакер».

Указанная жила и жила «В» прослежены на значительном протяжении. Оруденение по жиле неравномерное и выражено чередованием промышленных и безрудных (протяженностью от 5—10 до 60—70 м) интервалов.

Жила «В» по характеру оруденения ничем не отличается от жилы «Кургушун-Цакер». Разведочными работами она прослежена по простиранию более 500 м и по падению на 200—250 м.

Жилы «Кургушун-Цакер», «В» и западный фланг жилы «Спиридоновской» являются преимущественно свинцовыми, жила «Дмитриевская» и восточный фланг «Спиридоновской» существенно цинковые.

Надо полагать, что в результате дальнейших разведочных работ по жилам «Кургушун-Цакер», «В», «Г», а также за счет новых, еще не вскрытых свинцово-рудных жил, запасы металла-свинца могут быть значительно увеличены, не говоря об известных рудных жилах («Старомехманинской», «Алексеевской», «Дмитриевской» и др.) с преобладающим цинковым и незначительно свинцовым оруденением на разведанных глубинах.

Морфология, текстура и вещественный состав руд. По составу жилы кальцито-кварцевые.

Морфологически рудные тела Мехманинского месторождения относятся к типу жил с отдельными раздувами и пережимами, вплоть до выклинивания. Эти особенности обуславливают нередко четкообразную форму залегания рудных жил. Изменение мощности в пределах одной жилы как по ее простиранию, так и по падению происходит довольно резко. Местами жила переходит в тектонический шов с глиной трения.

Минералогия и геохимия месторождения детально изучена Г. Х. Эфендиевым (386).

Основными рудными минералами Мехманинского месторождения являются галенит и сфалерит с частым преобладанием первого над

вторым. Подчиненное значение имеют пирит и халькопирит, сравнительно редко встречаются теннантит, борнит и халькозин. Нерудные минералы представлены (в разных соотношениях) кальцитом и кварцем, составляющими главную часть жильной массы, иногда встречаются доломит и сидерит. Причем, часто на нижних горизонтах рудных жил фиксируется заметное преобладание кварца, а на верхних — кальцита.

В зоне окисления, обычно небольшой мощности, отмечены лимонит, незначительно церрусит, англезит, малахит и азурит. В кварцево-кальцитовый массе галенит и сфалерит образуют тонкие полосы (ленты) сплошной массивной руды. Прожилки толщиной до 10—20 мм; нередко линзовидные скопления и гнезда, а также рассеянная вкрапленность.

Текстуры руд Мехманинского месторождения представлены полосчатыми, брекчиевидными и вкрапленными типами. Первая выражена чередованием вытянутых в одном направлении полосок или лент, состоящих часто из галенита и кварца с незначительным количеством сфалерита и кальцита. Вторая представлена наличием в жильной массе обломков остроугольной формы сфалерита, пронизанных тонкими прожилками галенита. Последний нередко струеобразно обтекает обломки сфалерита. Сравнительно большим распространением пользуется вкрапленная текстура, представленная мелкими и точечными включениями галенита и сфалерита в кальцито-кварцевой массе.

Околорудные изменения выражены окварцеванием, кальцитизацией, серицитизацией, каолинизацией и частично хлоритизацией. Характер этих изменений обусловлен, с одной стороны, составом самих боковых пород, а с другой — характером и размерами оруденения. Так, наиболее интенсивно околорудные изменения проявляются на участках, где вмещающими породами являются брекчированные, смятые, дробленные туфогенные отложения (туффиты, туфопесчаники). Как правило, околорудные изменения наблюдаются на расстоянии до 1—2 м, реже до 4—5 м от зальбандов жил.

Генезис. Формирование свинцово-цинковых жил Мехманинского месторождения происходило, по данным Н. В. Зайцевой и Р. Х. Рафибейли [25], в три этапа. В первом этапе происходило образование кварца I генерации, вызвавшее также интенсивное окремнение боковых пород и образование роговиков. После этого последовали тектонические подвижки, вызвавшие дробление роговиков и отложение сфалерита. Во втором этапе происходило образование кварца II генерации, сфалерита II генерации, галенита I генерации, частично халькопирита, блеклых руд и кальцита II-й генерации. В промежутке между II и следующим III этапом минерализации происходило повторное дробление минеральных масс и приоткрывание рудовмещающих трещин, что благоприятствовало проникновению последующей порции растворов. Наконец, в III этапе минерализации происходило образование значительной части кальцита II генерации и галенита II генерации. Они заполнили открытые полости и сцементировали дробленный материал более ранних этапов минерализации.

О температурных интервалах образования и последовательности отложения рудных и жильных минералов Мехманинской группы можно судить по геохимической диаграмме, составленной М.-А. Кашкаем и Г. Х. Эфендиевым (рис. 2) в работе [108] и дополненной на основании новых данных А. Д. Керимовым. Как видно из этой диаграммы, основные минералы (пирит, халькопирит, сфалерит и галенит) и сопутствующие им жильные минералы образовались в условиях средней и низкой температур гидротермальной деятельности Мехманинского металлонос-

ного интрузива. Исключение составляют гематит, магнетит и пирит, формировавшиеся при относительно высокой температуре. На основании вышеприведенных данных, рудные образования Мехманинского района можно относить к средним и низкотемпературным образованиям, генетически связанным с описанным выше интрузивным комплексом.

Перспектива расширения сырьевой базы. Перспективы прироста запасов имеются как по описанным главным жилам месторождения, так и по другим жилам месторождения. Жила «Кургушун-Цакер» может быть доразведана в пределах восточного фланга на протяжении еще 300 м, вплоть до ручья Сусуджур. Жила «В» подлежит доразведке как на западном фланге выше по склону от штольни НКЦ, так и на восточном. Жила «Спиридоновская» еще не разведана полностью на восточном фланге от штольни № 36 до сброса на протяжении около 200 м.

Помимо трех главных жил на том же центральном участке месторождения имеется еще 6 в слабой степени разведанных жил, которые при более детальной их разведке могут представить промышленный интерес.

В пределах Мехманинского рудного поля в радиусе до 2,5 км известно кроме вышеуказанных еще 7 рудных жил: «Медвежья», «Алексеевская», «Старо-Мехманинская», «Красный Октябрь», «Акрестовская», «Башмахчинская», «Багдасаровская». Все они располагаются в восточной части рудного поля и по составу являются существенно цинковыми, однако для некоторых из этих жил имеются так же перспективы на свинец в случае благоприятных результатов разведки их в западном направлении. Судя по их значительной мощности и интенсивности дробления в пределах рудоносной зоны, можно ожидать большую протяженность этих жил и увеличения интенсивности свинцового оруденения к западу, как это имело место по жиле «Спиридоновской».

Район Мехманинского месторождения покрыт на 80—90% чехлом рыхлых современных отложений, мощность которых как раз в участках, наиболее благоприятных с точки зрения обнаружения новых рудных жил, достигает 10—30 м. Прямым указанием на более широкую распространенность рудоносных жил являются следующие факты: 1) находки валунов и галек с вкраплениями галенита в аллювиальных отложениях; 2) данные металлометрической съемки, показывающие зараженность свинцом делювия далеко за пределами известных жил; 3) наличие выходов и зон вторичных кварцитов на юго-западном склоне Сампасского хребта в приосевой части антиклинали.

Сопоставление стоимости добычи и переработки с извлекаемой ценностью из 1 т руды показывает, что Мехманинское горнорудное предприятие находится в пределах рентабельности, оно очевидно будет прибыльным. Разрабатываться месторождение будет штольнями. Целесообразно строительство обогатительной фабрики, рудничного поселка, подъездных путей. Электроэнергией предприятие может быть обеспечено от Мингечаурской ГЭС через Агдамскую подстанцию.

МЕЛКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ПРОЯВЛЕНИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ РУД

На территории Азербайджана, кроме известных месторождений (Мехманинского, Гюмушлугского и Агдаринского), выявлен ряд мелких месторождений и проявлений свинцово-цинковых руд, которые расположены в пределах, главным образом, Нахичеванской АССР и частично в северо-восточной и центральной частях Малого Кавказа, и лишь одно мелкое месторождение отмечено на южном склоне Большого Кавказа.

В Нахичеванской АССР выявлено 11 мелких месторождений и проявлений свинцово-цинковых руд, приуроченных к различным по возрасту и литологическому составу породам и представленным разными морфологическими типами. Ниже приводится краткая характеристика этих рудопроявлений.

Данзикское свинцово-цинковое проявление находится в Норашенском районе Нахичеванской АССР, в 12 км к северо-западу от известного Гюмушлугского свинцово-цинкового месторождения и в 3 км к северо-западу от с. Данзик.

Месторождение сложено породами верхнего девона, представленными песчаниками, известняками и глинистыми сланцами. Эти породы инъецированы пластовой интрузией габбро-диабазов, к которым и приурочено полиметаллическое оруденение.

Рудными телами являются кварцево-баритовые жилы, которые простираются на СЗ $330-340^\circ \angle 60-75^\circ$ на северо-восток. Мощность жил колеблется. В жилах руды выражены вкрапленниками и тонкими прожилками галенита и сфалерита; в подчиненном количестве встречается пирит и в незначительном — халькопирит.

Месторождение выявлено в 1954 г. и в течение 1955—1956 гг. здесь в небольшом объеме проводились поверхностные горные выработки (канавы и шурфы) и несколько коротких штолен.

Предварительные результаты исследований позволяют рекомендовать проведение геологоразведочных работ в целях изучения рудных жил на большие глубины.

Садаракское свинцово-цинковое проявление находится в Норашенском районе Нахичеванской АССР близ с. Садарак, обнаружено в 1953 г. Нахичеванской поисково-разведочной партией Азгеолуправления. Оно представлено кварцево-кальцитовыми прожилками с вкрапленностью галенита и сфалерита. Рудные прожилки имеют небольшую мощность и залегают в известняках девонского возраста.

Описываемое проявление представляет лишь поисковый интерес и дальнейшие работы должны быть проведены с целью выявления более мощных рудных жил.

Коурмадаринское проявление свинцовых руд находится в Ордабадском районе Нахичеванской АССР, в 2,5 км к западу от Парагачайского месторождения молибдена.

Это проявление выявлено в 1951 г. Парагачайской геологоразведочной партией и в период 1952—1954 гг. разведывалось экспедицией Азцветметразведки Министерства цветной металлургии СССР.

Полиметаллическое оруденение локализовано в трещинах разломов СВ 25° простираения и представлено кварцевыми жилами с вкрапленностью и тонкими прожилками рудных минералов. Последние представлены, главным образом, галенитом и сфалеритом и в подчиненном количестве халькопиритом, пиритом и блеклыми рудами. Мощность жил обычная, небольшая. Разведочными работами установлено его непроизводственное значение.

Мазринское полиметаллическое проявление расположено в Ордабадском районе Нахичеванской АССР, в 6 км на юго-запад от Квануцского полиметаллического месторождения. Оно открыто в 1953 г. Нахичеванской поисково-разведочной партией Азгеолуправления и в течение 1953—1954 гг. разведывалось той же организацией.

Мазринское проявление залегает среди различных по петрографическому составу порфиритов и частично туфов нижнеэоценового возраста. Руды приурочены к кварцево-кальцитовым жилам и зонам дробленных пород. Они представлены вкрапленностью и тонкими прожил-

камни галенита и сфалерита и в подчиненном количестве халькопирита и пирита; изредка встречаются ковеллин и блеклые руды. Мощность рудных жил небольшая. Перспективы месторождения ограничены.

Квануцкое полиметаллическое проявление находится в Ордубадском районе Нахичеванской АССР, в 3 км к югу от Парагачайского молибденового месторождения, в местности Квануц.

Проявление залегает среди порфиров нижнеэоценового возраста, подвергнутых эпидотизации, окварцованию, вплоть до превращения их во вторичные кварциты.

Кварцево-кальцитовые жилы содержат гнездообразные ленточные включения и неравномерную вкрапленность галенита и пирролизита. Простираются жилы СЗ 280° $\angle 70-80^{\circ}$ на юго-запад.

Проявление выявлено в 1951 г. и в течение 1952—1954 гг. разведывалось штольнями и буровыми скважинами. В результате этих работ установлено ограниченное распространение промышленного оруденения на глубину, в связи с чем дальнейшие геологоразведочные работы были прекращены.

Насирвазское полиметаллическое проявление расположено в 5 км к северо-западу от Агдаринского полиметаллического месторождения и в 1 км от с. Насирваз Ордубадского района Нахичеванской АССР.

Проявление открыто в 1950 г. геологом М. А. Мустафабейли и, начиная с 1952 г., разведывалось Азгеолуправлением.

Полиметаллические руды приурочены к мощной зоне гидротермально измененных пород, залегающих среди порфиров, туфов и туфоконгломератов среднеэоценового возраста.

Морфологически оруденение представлено линзообразными и жилкообразными телами небольших размеров. Главными рудными минералами являются галенит и сфалерит, изредка встречаются халькопирит и пирит.

В 1953—1956 гг. проявление изучалось поверхностными горными выработками и короткими штольнями. Одновременно на большой площади производилась металлометрическая съемка. Результаты этих работ показали ограниченные перспективы проявления промышленноценных рудных участков.

Шекердеринское полиметаллическое проявление расположено в 2 км от с. Кяляки Ордубадского района Нахичеванской АССР. Кварцево-рудные жилы приурочены к тектоническим трещинам среди гидротермально измененных порфиров нижнего эоцена. Простираются их СЗ $320-305^{\circ}$ с почти вертикальным падением.

Рудные минералы представлены, главным образом, пиритом и халькопиритом, в незначительном количестве галенитом.

Шекердеринское проявление как меднорудное разведывалось еще в 1910—1915 гг., для чего была пройдена шахта со штреками, которые в настоящее время завалены.

Отсутствие достоверных данных о свинцовом оруденении диктует необходимость проведения здесь поисково-ревизионных работ.

Кялякинское свинцовое проявление обнаружено в 1950 г. Ордубадской геологоразведочной партией Азгеолуправления на восточной окраине с. Кяляки Ордубадского района Нахичеванской АССР.

Представлены руды редкой вкрапленностью галенита в маломощных кварцевых жилах (СЗ $300-310^{\circ}$) среди туфопесчаников и вторичных кварцитов нижнеэоценового возраста. Рудопроявление промышленного значения не имеет.

Абилькасумдаринское полиметаллическое проявление открыто Ордубадской геологоразведочной партией Азгеолуправления в 1953 г. близ с. Дырныс Ордубадского района Нахичеванской АССР. Руды приурочены к мощной зоне гидротермально измененных пород — порфиринов нижнего эоцена, и представлены вкрапленностью и редкими линзочками, размерами в несколько сантиметров. Рудными минералами являются галенит и сфалерит, причем содержание свинца не превышает сотых долей процента. Рудопроявление промышленного интереса не представляет.

Парадашское свинцово-цинковое проявление расположено в 3—4 км от с. Парадаш Абракунисского района Нахичеванской АССР.

Свинцово-цинковое проявление приурочено к кальцито-баритовым жилам, СВ простирается; в них галенит, сфалерит, изредка халькопирит образуют рассеянную вкрапленность.

Рудопроявление изучалось наземными горными работами и установлено непромышленное значение его.

Башкенд-Ортакендское полиметаллическое проявление находится в Джульфинском районе Нахичеванской АССР в окрестностях с. Башкенд и Ортакенд, в местности Атуганчай и Джаджазлы, в верховьях р. Башкендчай.

Район проявления сложен аргиллитами, алевролитами, роговиками и вторичными кварцитами среднего эоцена, образующими Башкендскую антиклиналь. Эти породы в окрестности с. Башкенд прорваны экзострузией андезито-дацитов, с которыми предполагается парагенетическая связь полиметаллического оруденения.

Оруденелыми являются маломощные кварц-кальцитовые жилы и прожилки, приуроченные к трещинам северо-восточного ($40-45^\circ$) и близширотного ($100-110^\circ$) простираения. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, реже железной слюдкой и пиролюзитом. Месторождение разведывалось в 1953 г. Азгеолуправлением, однако масштаб и перспективы рудоносности не выявлены.

На северо-восточной и центральной части Малого Кавказа, кроме крупного Мехманинского полиметаллического месторождения, известно семь мелких проявлений свинцово-цинковых руд, характеристика которых дается ниже.

Иткырыланское проявление находится в Таузском районе Азербайджанской ССР, в 3 км от с. Тауз. Оно представлено неравномерно распределенной вкрапленностью пирита, сфалерита и галенита в кварцевых жилах. Последние залегают в кварцевых порфирах верхнего байоса.

Проявление известно с 1912 г., попутно с разведкой было добыто 6000 пудов серного колчедана.

Перспективы проявления в отношении свинцового оруденения неясны, требуется постановка поисково-разведочных работ.

Човдарское проявление расположено в Дашкесанском районе Азербайджанской ССР, в 56 км к юго-западу от Кировабада. Район его сложен кварцевыми плагиопорфирами (верхнего байоса) и вулканогенными породами (бата), слагающими антиклинальную складку. Последняя в своей сводовой части разбита серией разломов и трещин, к которым приурочены баритовые жилы промышленного значения. На нижних горизонтах месторождения по зальбандам и в некоторых случаях в самих баритовых жилах (Маданидзор, жила № 8

и др.) встречаются густая вкрапленность и тонкие прожилки галенита, иногда халькопирита, в ассоциации с баритом, кварцем и кальцитом.

По визуальному определению, содержание свинца и цинка высокое и по аналогии с другими полиметаллическо-баритовыми месторождениями Закавказья (Мадиеули, Квайса, Ахтала и др.) можно предполагать вскрытие на глубине промышленной концентрации свинцово-цинковых руд.

Башкишлагское месторождение расположено в Шаумяновском (сельском) районе Азербайджанской ССР, в 45 км от Кировабада.

Месторождение представлено вулканогенно-осадочными породами средней юры, слагающими антиклинальную складку.

В настоящее время на месторождении насчитывается 50 баритовых жил, локализованных в тектонических трещинах, рассекающих присводовую часть вышеуказанной антиклинали.

Разведочными работами 1953—1955 гг. на нижних горизонтах и по зальбандам баритовых жил № 47, 48 и 51 вскрыты свинцово-цинковые руды промышленного значения. Дальнейшая разведка должна быть направлена на изучение этих полиметаллически-баритовых жил на большие глубины, с помощью буровых скважин и горных выработок (штолен, штреков и др.).

Баянское проявление расположено в окрестностях с. Баян Дашкесанского района Азербайджанской ССР, среди порфиров среднего возраста. Разведочными работами Азгеолуправления обнаружено несколько кварцевых жил с полиметаллическим оруденением. Жилы имеют небольшую мощность и простираются в направлении СВ 10—20°. Рудные минералы представлены мелкой и рассеянной вкрапленностью галенита, сфалерита, халькопирита и пирита.

Кварцево-рудные жилы были разведаны в 1954 г., при этом установлено выклинивание жил на глубине 5—6 м. Исходя из полученных данных, исследованный район представляет лишь поисковый интерес.

Касапетское полиметаллическое проявление расположено на территории известного Мехманинского рудного района, вблизи с. Касапет в метаморфизованных породах, залегающих в непосредственном контакте с тоналитами и тоналит-порфирами малого интрузива. Кварцевые и кварцево-кальцитовые жилы, несущие полиметаллическое оруденение, прослеживаются в СЗ и СВ направлениях. Рудносные жилы прослеживаются на расстоянии 20—30 м, иногда 50—60 м; они были изучены поверхностными выработками и штольней на глубину 20—30 м.

Руды представлены галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом. Принимая во внимание короткометражность жил, выклинивание их на небольшой глубине, район с. Касапет представляет лишь поисковый интерес.

Проявление свинцовых руд на южном склоне Большого Кавказа отмечено в пределах Белоканского медного месторождения, приуроченного к песчаникам и метаморфизованным сланцам нижней юры.

В линзообразных рудных телах Белоканского месторождения попутно с главными рудными минералами — пирротинном и халькопиритом, встречаются галенит и сфалерит. Перспективы полиметаллического оруденения не выяснены и находятся в стадии изучения.

КОБАЛЬТ

ДАШКЕСАНСКАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Кобальт в земной коре имеет весьма ограниченное распространение, а месторождения его известны в определенных местах — в Южной Африке, Америке, Индии и других странах. В СССР месторождения кобальта известны в Сибири (Тувинской автономной области), на Урале, в Карело-Финской ССР и в Азербайджане.

Кобальт применяется в самых различных областях промышленности. В основном он применяется при изготовлении минеральных красок, в лакокрасочной, металлургической, химической и фарфоровой промышленности, в радиотелеграфии, медицине, фотографии и др. В течение многих веков голубые и синие кобальтовые краски славились своими красивыми расцветками и устойчивостью. Кобальтовые краски ярко-фиолетового цвета с металлическим блеском (кобальт-виолет или кобальтовая бронза) обладают высоким качеством в смысле красящей способности и светостойкости. Кобальтовые синие, фиолетовые, зеленые и желтые краски нашли применение в акварельных и масляных красках и для живописи по фарфору и стеклу. Некоторые из них являются лучшими художественными красками.

Особенное значение кобальт приобрел за последние 40—50 лет, когда его все больше и больше стали применять в металлургической промышленности в качестве легирующего металла. В высококачественных сверхтвердых и сложных сплавах кобальт применяется совместно с никелем, хромом, вольфрамом, молибденом и др. Благодаря наличию кобальта сплавы железа получают высокую магнитную проницаемость.

Основными рудными минералами кобальта являются кобальтин (CoAsS), глаукодит (CoFeAsS), шмальтин (CoAs_2), кобальт-никелевая, кобальт-марганцевая руды.

Судя по широкому применению кобальтовых красок в Азербайджане, особенно в Гяндже в X—XII вв., нужно полагать, что в те времена Дашкесанское месторождение разрабатывалось кустарно. Минеральные краски кобальта с того времени широко применялись для фарфора, окраски тканей и ковровых ниток, а также керамических черепиц для облицовок куполов мечетей. Следы разработки Дашкесанских месторождений кобальтовых руд сохранились в виде плавильных печей с остатками кобальтового штейна и шпейзы.

Первые литературные сведения о Дашкесанском месторождении кобальта дал А. Берноули в 1867 г., затем Г. Розе (1868 г.). О Дашкесанском кобальте упоминается во многих работах, опубликованных до революции: А. Г. Эрн [379], Г. И. Литевский [259], В. Н. Вебер [69], С. А. Докторович-Гребницкий и др. Тогда же была организована добыча кобальтовой руды на Северо-восточном участке железорудного месторождения и Северном кобальтовом месторождении.

После революции исследования, геолого-съемочные и геологоразведочные работы в Дашкесанском районе проводили К. Н. Паффенгольц [285], М.-А. Кашкай (1952, 1954), Ш. А. Азизбеков [19], Е. Г. Баградуни [44], Г. А. Крутов, Г. А. Кремчуков [242], М. А. Карасик [100], И. М. Либерзон (1952), А. М. Быбочкин (1947), Н. Е. Гухман (1938) и др. Ш. Н. Мамедов изучал систему рациональной разработки Северного кобальтового месторождения.

Систематическая разработка кобальтовых месторождений Дашкесана была начата в 70-х гг. прошлого столетия. На Северо-восточном участке до первой мировой войны было добыто около 700 т кобальтовой руды с содержанием до 10—18% кобальта, а на Северном кобальтовом месторождении (с 1904 г.) всего 72 т руды с содержанием около 12% кобальта.

Кобальт в различных формах и концентрациях находится на всем протяжении Дашкесанского рудного района, приурочиваясь к определенным участкам, подвергшимся тектонической раздробленности, где наибольшее развитие получили основного типа магматические породы. В отдельных участках концентрация кобальта достигает промышленных масштабов или проявляется небольшими скоплениями, которые служат объектами геологопоисковых и геологоразведочных работ.

К промышленным категориям относятся Северное кобальтовое и Северо-восточное железо-кобальтовое месторождения.

В настоящее время промышленные контуры устанавливаются для Юго-восточного железо-кобальтового и особенно Пирсултанского кобальтового месторождений. Редко- и маловкрапленные кобальтовые минералы спорадически рассеяны в роговиках железорудных залежей. В рассеянном виде кобальт входит в сульфидные минералы, в частности, в пирит (кобальтпирит).

Проявления кобальта известны у сс. Ахмедлы, Дастафюр, Шахвелетли, Чанахчи, Кийыхлы и др., но эти проявления пока не разведаны.

Вне Дашкесанского района кобальт в малых количествах установлен в определенных местах — в Ново-Ивановском железорудном месторождении (Кедабекский район). Далее в рассеянном виде кобальт установлен во многих колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождениях Азербайджана. Кобальтовые минералы также установлены в скарнах Ордубадского района и в сульфидных месторождениях Белоканского района.

Геологическое строение

Геологическое строение Дашкесанского рудного района, где располагаются и кобальтовые руды, описано в разделе «Железо». Здесь укажем лишь, что в этом районе встречается почти полный разрез средней и верхней юры. Наиболее древние отложения — это кварцевые порфиры, их туфы и туфоконгломераты верхнего байоса. Выше них располагаются вулканогенные породы нижнего бата — туфобрекчии, туфопесчаники и порфириты (диабазовые, плагиоклазовые, пироксеновые и роговообманковые); они завершаются туфопесчаниками, мелкообломочными туфо-

брекчиями, туфоконгломератами с пропластками аргиллитов. В верхней части этого горизонта располагаются прослой титанистых магнетитовых песчаников. Верхнебатские образования представлены туфоконгломератами, туфопесчаниками и туфобрекчиями.

Верхняя юра представлена отложениями келловее — песчаниками, затем чередующимися между собой аргиллитами, песчаниками, мергелями. Отложения оксфорд-лузитана в нижней части имеют вулканогенный характер, представлены покрывающимися лузитанской фации известняками и туфогенами. Значительное развитие здесь получили вулканогенные породы кимериджа.

Как средне-, так и верхнеюрские породы прорваны сложным комплексом интрузивных пород Дашкесанского массива, протягивающегося в субширотном направлении. С внедрением интрузива связано образование широкой гаммы метаморфических пород и с гидротермальной его фазой образование кобальтовых месторождений.

Возраст Дашкесанского интрузива долгое время трактовался различно отдельными исследователями от эоценового до мелового. Последние геологические данные, подтвержденные определением абсолютного возраста, указывают на нижнемеловой возраст интрузивных пород [165, 204].

По данным М.-А. Кашкая (198, 204, 205, 206), внедрение Дашкесанских интрузивов происходило в четыре последовательные фазы. Первая из них характеризуется породами основного состава — габбро, габбро-диоритами, габбро-сиенитами и диоритами. Породы второй фазы занимают основную площадь интрузивов и представлены, в основном, гранодиоритами, адамеллитами, банатитами, диорит-сиенитами и сиенит-диоритами. В краевых фациях этих интрузивов наблюдаются средние и основные разности пород — сиенит-диориты, диориты, габбро-диориты, габбро-сиениты, габбро-нориты и габбро. Породы третьей фазы внедрения имеют локальное распространение и представлены кислыми разностями: грано-аплитами, аляскитами, сиенит-аплитами, аплитами.

Очень большим распространением в пределах Дашкесанского рудного поля пользуются породы дайковой фазы интрузивной деятельности, представленные диабазами, диабазовыми и диоритовыми порфиритами, габбро-порфиритами, плагиоклазовыми и пироксеновыми порфиритами и др. С гидротермальной деятельностью этой фазы и связано генетически кобальтовое оруденение.

Тектоника района определяется наличием Дашкесанского синклинория с падением юго-западного крыла под углом около $8-10^\circ$, северо-восточного $10-15^\circ$. Шарнир складки воздымается к северо-западу и юго-востоку. Северное кобальтовое месторождение и Северо-восточный железо-кобальтовый участок приурочены к северо-восточному крылу складки, Южнодашкесанское (Амамчайское) — к юго-западному. Дашкесанский интрузив расположен косо к осевой части синклинория. В пределах синклинория отмечаются синклинальные и антиклинальные складки, разрывные нарушения, играющие большую роль в процессах рудообразования; эти особенности описаны в разделах по железу и ниже приводятся по отдельным месторождениям кобальта.

СЕВЕРНОЕ КОБАЛЬТОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Северное кобальтовое месторождение разрабатывается с 1937 г. рудоуправлением «Дашкесанкобальт» Дашкесанского горнообогатительного комбината. Оно приурочено к северо-восточному крылу Даш-

кесанского синклиория. В геологическом строении района месторождения принимают участие вулканогенно-осадочные породы верхнего байоса и бата. Наиболее древними здесь являются слоистые отложения кварцевых туфов верхнебайосского возраста, выступающие в северной части месторождения. На них налегают аргиллиты и песчаники верхнего байоса, затем идут агломератные лавы нижнего бата. На них налегают желтые туфопесчаники с прослоями конгломерата. Выше них идут лилового цвета туфопесчаники с прослоями титанистых магнетитовых песчаников, которые покрываются туфоконгломератами верхнего бата. Нормальный разрез рудовмещающих пород верхнего байоса и бата в пределах Северного месторождения, по М.-А. Кашкаю, представляется в следующем виде (снизу вверх):

Верхний байос

1. Туфы кварцевых порфиров	25 м
2. Крупнообломочные туфоконгломераты кварцевых порфиров с прослоями кварцевых мелкообломочных туфобрекчий	6
3. Алевротуффиты, кварцевые туфопесчаники с прослоями темных аргиллитов	8—95

Нижний бат

4. Агломератные туфобрекчи с прослоями туфоконгломератов и туфопесчаников	120
5. Мелкообломочные туфобрекчи порфиритов	22
6. Туфопесчаники	10—15
7. Туфобрекчи и туфоконгломераты	44
8. Туфопесчаники, туфоалевриты, мелкообломочные туфобрекчи и туфоконгломераты с пропластками глин	122
9. Мелкообломочные кварцевые туфобрекчи с обломками кварцевых порфиров и с прослоями (1,5—3 м) магнетитовых туфопесчаников	20

Верхний бат

10. Валунные туфоконгломераты с окатанными обломками кварцевых порфиров, вторичных кварцитов, порфиритов и туфобрекчий	70
11. Элювиальные и делювиальные отложения	0—20

Весь комплекс пород пересечен дайками диабазов и диабазовых порфиритов, в основном, северо-западного и северо-восточного простираний. Эти дайки являются дериватами основной магмы IV фазы внедрения Дашкесанских интрузивов и в пределах месторождения являются рудоконтролирующими и рудонесущими. Основными из них, одновременно и рудоносными, в месторождении являются дайки диабазового порфирита, к которым приурочены Главная рудная зона Северного месторождения, рудная зона Тутунцару и рудная зона Нижнего Дашкесана. Простирание их колеблется в пределах 307° — 340° , падение на северо-восток под углом 60° — 90° . Характерной особенностью этих даек является их весьма большая протяженность по простиранию. Каждая из этих даек имеет весьма сложное строение с многочисленными апофизами и небольшими сопутствующими дайковыми телами. В результате длительных тектонических подвижек и гидротермальной переработки, особенно в призальбандовых участках, диабазовые порфириты обычно превращаются в гидротермально измененную массу с сульфидным оруденением.

В тектоническом отношении район Северного месторождения представляет собой северо-восточное крыло Дашкесанской синклинали с углами падения порядка 10—12°. На общем фоне пологой складчатости наблюдаются небольшие антиклинальные складки.

Весьма усложняют тектонику района дизъюнктивные дислокации. Они представлены следующими типами: 1) надвиги и взбросы, 2) разломы сбросового типа и 3) сбросо-сдвиги.

Все нарушения сбросового типа, иногда заполненные дайками жильных пород, по направлениям простираания подразделяются на следующие три системы:

1) разломы широтного (до СВ 290°) простираания (кобальтоносная зона № 4 и др.).

2) разломы простираания СЗ 307—340° (Главная рудная зона, зоны № 2, 3, зона Тутунцару, Нижне-Дашкесанская и др.);

3) разломы простираания СВ 10—40°, до меридиональных.

В генетическом отношении все тектонические зоны можно разделить на следующие типы:

1) трещины (разломы) сжатия и растяжения, образовавшиеся при орогенических процессах;

2) трещины скола;

3) трещины, образовавшиеся при консолидации интрузива.

Основное значение из этой системы имеют трещины скола северо-западного простираания, которые, по-видимому, являются наиболее древними. После трещин скола образуются трещины расширения меридионального простираания и, наконец, самыми молодыми являются трещины сжатия широтного простираания.

В пределах Северного месторождения наблюдаются три основных комплекса рудных структур: Главная рудная зона с параллельными и секущими зонами, апофизами и жилами, зона Тутунцару и Нижне-Дашкесанская зона.

Характеристика рудных зон Северного кобальтового месторождения

Рудное поле эксплуатирующегося месторождения приурочено к Главной рудной зоне и сопряженным с ней структурам. В этом комплексе отмечаются рудные зоны, апофизы и жилы (в последнее время обнаружен еще ряд зон). Все рудные зоны и апофизы приурочены к дайкам диабазового порфирита. К ним относятся: Главная рудная зона, зоны № 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 13, 14 и апофизы № 1, 2, 3. Рудные жилы № 10, 11, 12 представляют собой трещины, выполненные продуктами гидротермальной переработки: хлоритом, карбонатами и содержат сульфиды железа и меди, а также сульфоарсениды кобальта.

Зоны представлены перетертыми гидротермально измененными породами, среди которых, по данным М.-А. Кашкая, выделяются следующие разновидности, хлорито-карбонатная, хлорито-каолиновая, хлорито-галлуазитовая, серицито-каолино-хлоритовая, карбонато-соссиорито-хлоритовая и кварцево-хлорито-карбонатная.

Наличие кобальтового оруденения установлено во всех зонах и жилах: зоны № 3, 4, 5, 8, 9, 13, 14 и новые, пока еще недостаточно изученные. Кобальтовое оруденение носит исключительно неравномерный характер и локализуется, в основном, в виде рудных столбов. Все эти зоны выработаны.

Образование рудных столбов определяется, в основном, дорудной тектоникой, создающей комплекс серии открытых трещин, впоследствии заполненных рудными растворами. В соответствии с этим рудные столбы обычно приурочены: 1) к узлам пересечения тектонических трещин, 2) к

участкам изменения направления рудных тел по простиранию и падению, 3) к участкам развития системы оперяющих трещин, создающих зоны интенсивного дробления. При этом бесспорно большую роль должен играть состав вмещающих пород, более или менее благоприятных для создания серии оперяющих трещин.

Главная рудная зона является основным рудным телом месторождения. На всем протяжении приурочена к дайке диабазового порфирита. Простирание зоны СЗ 307—340°, падение на северо-восток под углом 65—90°. Всего по ней пройдено на всех горизонтах более 3300 м выработок по падению изучена на 380—480 м. Мощность зоны варьирует в широких пределах, составляя в среднем 2—2,5 м. Кобальтовое оруденение обычно локализуется в измененных, перетертых, хлоритизированных участках дайки диабазового порфирита, приуроченных обычно то к висячему, то к лежащему бокам, иногда к обоим зальбандам (рис. 1, 2, 3, 4). На некоторых участках оруденение охватывает и трещиноватые зоны вмещающих пород, образуя раздувы рудного тела мощностью до 10 м (рис. 5, 6). Наряду с этими раздувами в некоторых участках мощность промышленно-рудного тела равна нулю.

Таким образом, рудное тело приобретает линзообразную форму с очень неравномерным распределением кобальта — в виде рассеянной, реже густой вкрапленности кобальтина и глаукодота, иногда в виде прожилков, гнезд и линзообразных скоплений. Несмотря на почти повсеместное наличие кобальта в пределах Главной рудной зоны, промышленное оруденение локализуется на сравнительно небольшом участке в виде рудного столба на протяжении около 500 м по простиранию и 270 м по падению, от поверхности горизонта — 1400 м до — горизонта 1120 м. Эта зона на данном участке выработана. Рудный столб имеет отчетливое склонение к северо-западу под углом порядка 60°. Ниже горизонта 1120 м промышленное кобальтовое оруденение было вскрыто буровыми скважинами на горизонтах 1000 и 1040 м. Однако горные работы, проведенные на этих горизонтах в сравнительно большом объеме, промышленных руд пока не выявили.

На основании этих горных работ установлено, что на горизонте 1040 м Главная зона представлена гидротермально измененной породой и на протяжении 20 м дайкой диабазового порфирита. Мощность зоны колеблется в пределах 0,8—3,4 м. Рудные минералы представлены магнетитом, пиритом и халькопиритом, кобальтовые минералы отсутствуют. Ниже по падению на горизонте 1000 м Главная зона развивается на четыре ветви. Одна из них представлена диабазовым порфиритом, остальные — гидротермально измененной породой. Породы зоны сильно спрессованы и затерты, сульфидного оруденения не наблюдается.

Минералогия Главной рудной зоны детально изучена Г. А. Крутым [242], М. А. Карасиком [101], М.-А. Кашкаем [212], Г. Х. Эфендиевым [387] и другими исследователями. Наиболее распространенными минералами из рудных являются: кобальтин, арсенопирит, глаукодот, халькопирит, пирит, в подчиненном количестве встречаются сфалерит, галенит, блеклая руда, магнетит, гематит, марказит, пирротин, очень редко шмальтин, самородное золото. Из нерудных минералов преобладают: хлорит, кальцит, кварц, в подчиненном количестве встречаются неолиты, серицит, эпидот. В зоне окисления развиваются лимонит, халькозин, малахит, азурит, эритрин, гетит, ковеллин, куприт (рис. 7, 8, 9, 10).

В соответствии с составом вмещающих пород и степенью их переработки выделяются следующие типы руд: 1) хлоритовая руда, 2) глинисто-хлоритовая, 3) брекчированная хлоритовая, 4) руда, представленная жильным диабазовым порфиритом, 5) руда, представленная

сильно деформированными, хлоритизированными и карбонатизированными боковыми породами с ясно выраженными плоскостями сброса и б) вкрапленные руды.

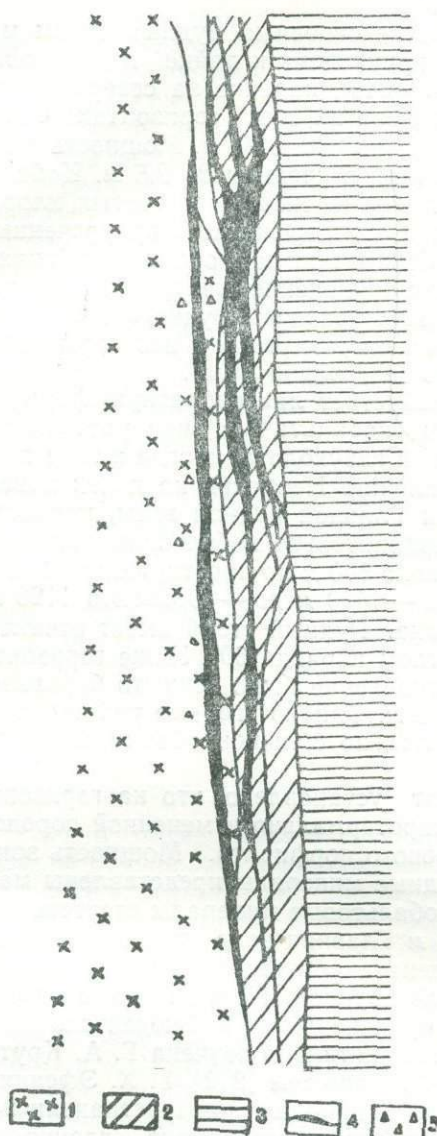


Рис. 1. Рудные струи Главной зоны (блок 22 по падению).

1—диабазовые порфиры; 2—гидротермально-измененные породы; 3—туфопесчаники; 4—рудные струи (кобальтин); 5—вкрапленность кобальтина

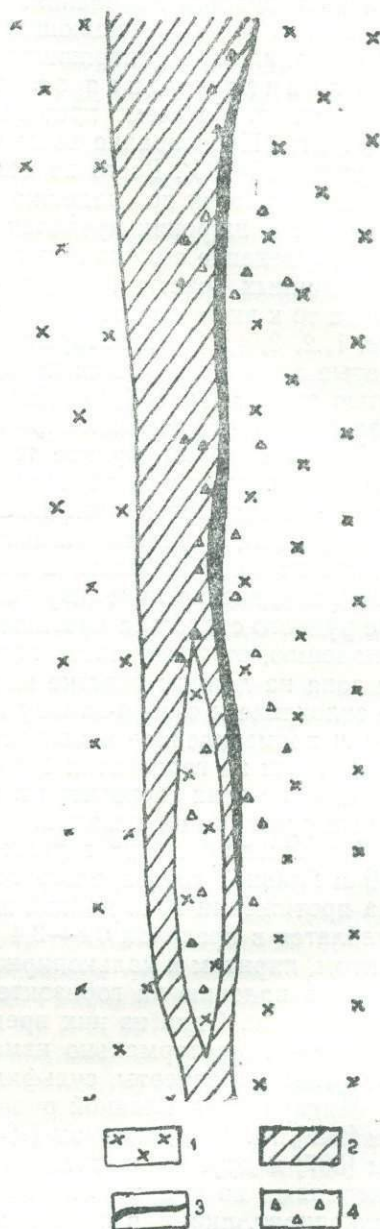


Рис. 2. Рудные струи Главной зоны (блок X по падению).

1—диабазовые порфиры; 2—гидротермально-измененные породы; 3—рудные струи (кобальтин); 4—вкрапленность кобальтина.

Первые четыре типа генетически связаны между собой и являются, в основном, продуктом переработки диабазовых порфиритов, вместе с пятым типом представляют собой, так называемую, рудную массу. Шестой тип — это вкрапленные руды в плотных вмещающих породах всячего и лежащего боков зоны.

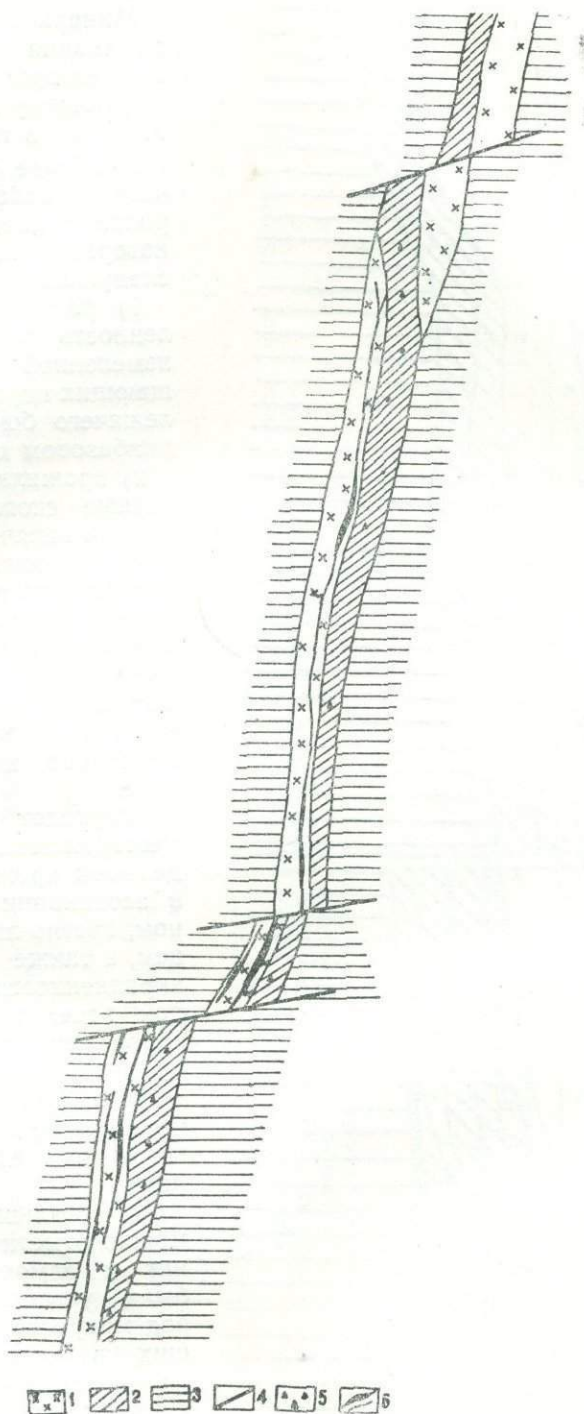
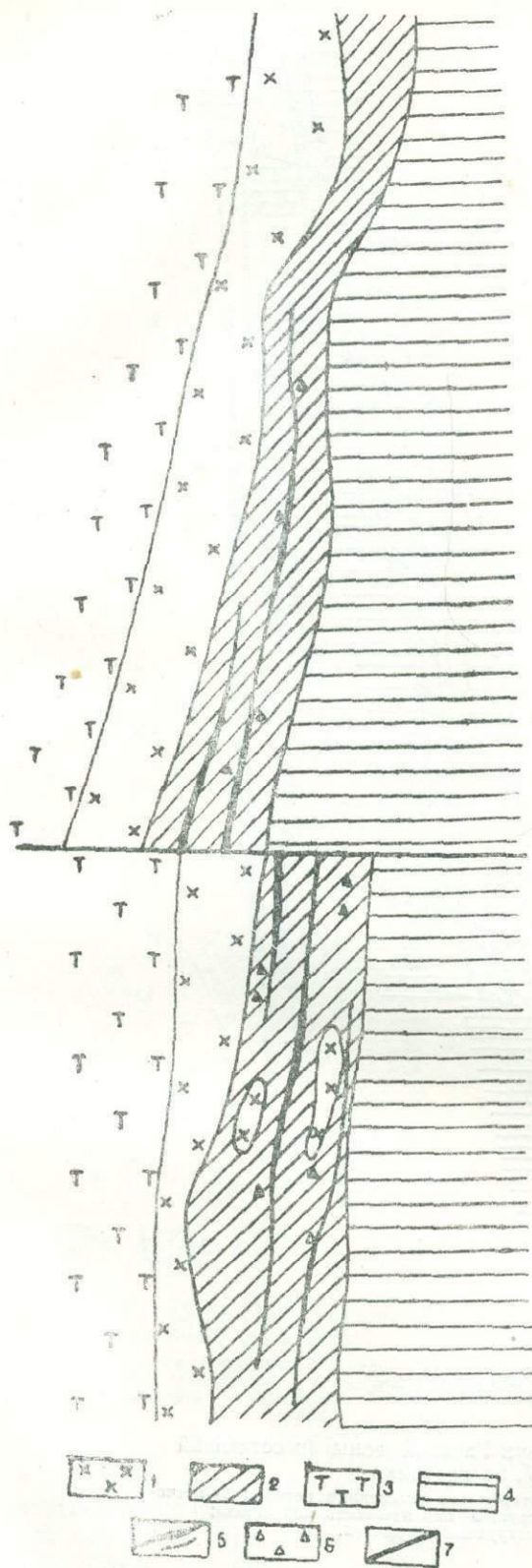


Рис. 3. Рудные струи Главной зоны (восстающий 17, по падению).

1—диабазы; 2—гидротермально-измененные породы; 3—песчаники; 4—рудные струи; 5—вкрапленность кобальтина; 6—пострудные нарушения.



Минералогическая классификация руд, принятая на месторождении по доминирующему минералу, представлена в табл. 1.

Наиболее распространенным из кобальтовых минералов является кобальтин, который наблюдается в следующем виде:

1) рассеянная вкрапленность в гидротермально измененной породе, во вмещающих породах висячего и лежачего боков и жильном диабазовом порфирите;

2) прожилки и линзообразные скопления в альбандах висячего и лежачего боков рудной зоны, непосредственно в самой рудной зоне, в жильном теле диабазового порфирита и во вмещающих породах висячего и лежачего боков рудной зоны, редко в гидротермально измененной породе.

Глаукоdot представлен в месторождении в виде отдельных прожилков, линз и в ассоциации с кобальтином, арсено-пиритом и кварцем, а также в виде густой вкрапленности как в рудной зоне, так и в плотных кварцевых туфопесчаниках висячего бока рудной зоны.

Шмальтин является минералогической редкостью и встречен в единичных зернах.

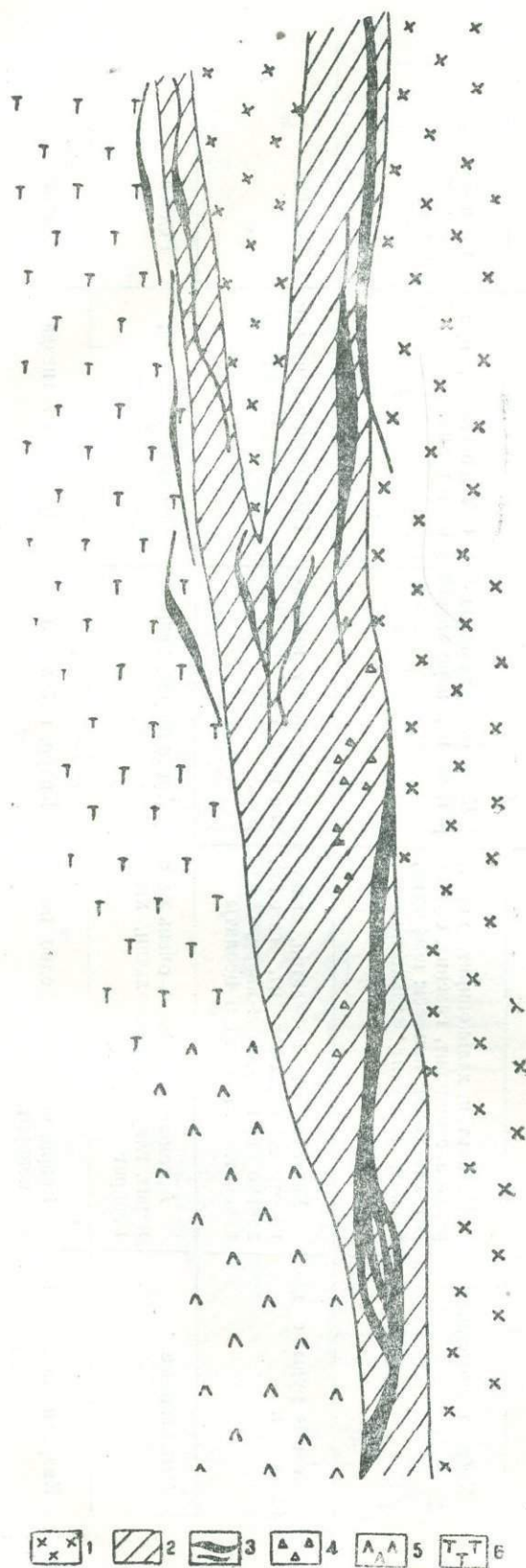
Из остальных минералов можно отметить, что люцит и самородное золото были установлены только под микроскопом при больших увеличениях. В ассоциации с кобальтовыми минералами обнаружен сафлорит и бравонит.

Рис. 4. Рудные струи главной зоны (восстающий гезенк, по падению).

1—диабазы; 2—гидротермально-измененные породы; 3—туфы; 4—туфо-песчаники; 5—рудные струи; 6—вкрапленность кобальтина; 7—пострудные нарушения

Таблица 1

Типы руд	Минералогический состав в убывающем порядке	Доминирующие минералы в убывающем порядке	Нормы проявления	Степень распростра- нения
Кобальтовые руды	Кобальтин; примеси: пирит, халькопирит, глаукоdot; нерудные: хлорит, кальцит, кварц, актинолит	Кобальтин	Обычно вкрапленность, реже прожилки и гнезда	Широкое
Кобальто-мышьяковые	Кобальтин, арсенопирит, халькопирит, пирит; примеси: глаукоdot; нерудные: хлорит, кварц, кальцит, актинолит	Кобальтин, арсенопирит, кварц	Обычно прожилки и гнезда; редко вкрапленность	Среднее
Кобальтово-медные	Кобальтин, халькопирит, пирит, редко арсенопирит, галенит, сфалерит, глаукоdot; примеси: шмальтин, борнит, магнетит, халькозин	Кобальтин, халькопирит, пирит, кварц, хлорит	Обычно гнезда, прожилки и линзы	Среднее
Медные руды с кобальтином	Халькопирит, кобальтин, глаукоdot, пирит, сфалерит, галенит, халькозин; нерудные: кварц, хлорит, кальцит, актинолит и цеолиты	Халькопирит, кобальтин играет подчиненную роль	Прожилки и линзочки	Редкое
Мышьяковые	Арсенопирит, кварц, очень редко пирит, глаукоdot, кобальтин, халькопирит	Арсенопирит, кварц	Прожилки, линзы, вкрапленность	Редкое
Кварцево-кобальтовые	Кварц, кобальтин, редко пирит, халькопирит, хлорит	Кварц, кобальтин	Прожилки и гнезда	Редкое



Рудная зона № 1 является апофизой Главной рудной зоны и расположена в 150 м на запад от нее. Зона также выработана. По простиранию, близкому к меридиональному, зона прослежена по падению на восток под углом 75—80°. Горными выработками вскрыт узел сопряжения первой зоны с главной (рис. 11).

Дорудная тектоническая трещина зоны пересекает тот же комплекс вулканогенно-осадочных пород, что и Главная зона, и также выполнена диабазовым порфиритом.

Морфология первой рудной зоны определяется, главным образом, жильным диабазовым порфиритом и гидротермально измененными породами, продуктами метаморфизма жильного диабазового порфирита.

По простиранию и падению данная зона выдержаннее Главной зоны. Мощность ее тоже непостоянна, колеблясь от 1 до 2,5 м. Встречаются пережиги локального значения, прослеживающиеся на небольшом протяжении и по падению, и по простиранию. Жильное тело диабазового порфирита приурочено к лежащему боку рудной зоны. От боковых пород рудная зона отделена пострудными сбросовыми плоскостями скольжения, прошедшими по висячему боку. Лежащий бок неясно отделен от боковых пород.

Рис. 5. Рудные струи Главной зоны (блок 21 а, по падению)

1—диабазовые порфириты; 2—гидротермально-измененные породы; 3—рудные струи (кобальтин); 4—вкрапленность кобальтина; 5—туфогенные породы; 6—туфы; 7—песчаники.

Кобальтовое оруденение носит неравномерный характер, но выражено яснее, чем в Главной зоне, и представлено цепочкообразными и сплошными сульфидными прожилками, мелкими гнездами и линзочками, а также рассеянной, реже густой, вкрапленностью кобальтина, глаукотода и тонкими примазками их к плоскостям трещин вмещающих пород (рис. 12). Кобальтовые минералы ассоциируют здесь с пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, реже с галенитом, сфалеритом и другими минералами. Кобальтсодержащие минералы наблюдаются, главным образом, в зальбанде висячего бока, в гидротермально измененной породе и, реже, в слабо деформированных участках жильного диабазового порфирита и во вмещающих породах висячего бока.

Распределение руд в данной зоне обусловлено линзовидными и цепочкообразными рудными струями, соединяющимися рудоканалами различной мощности. Характер оруденения определяется, прежде всего, доминерализационной и особенно интерминерализационной тектоникой, приведшей к деформации жильного диабазового порфирита, а также труднопроницаемыми плоскостями плотных кварцевых туфов и туфопесчаников. Формы и размеры промышленных участков и плоскости простираения рудной зоны неправильные.

По простираению химически кобальтовое оруденение установлено на всем протяжении первой зоны, но промышленное оруденение отмечалось только в центральной, уже выработанной части зон. На восточном участке оно колеблется от следов до определенных содержаний. Оруденение неравномерное характеризуется сильной изменчивостью химического и минералогического состава руд. Пржилки сплошных сульфидных руд приурочены к зальбандам висячего бока рудной зоны, реже к центральной части и к вмещающим породам висячего бока. Протяженность по простираению—от 2—

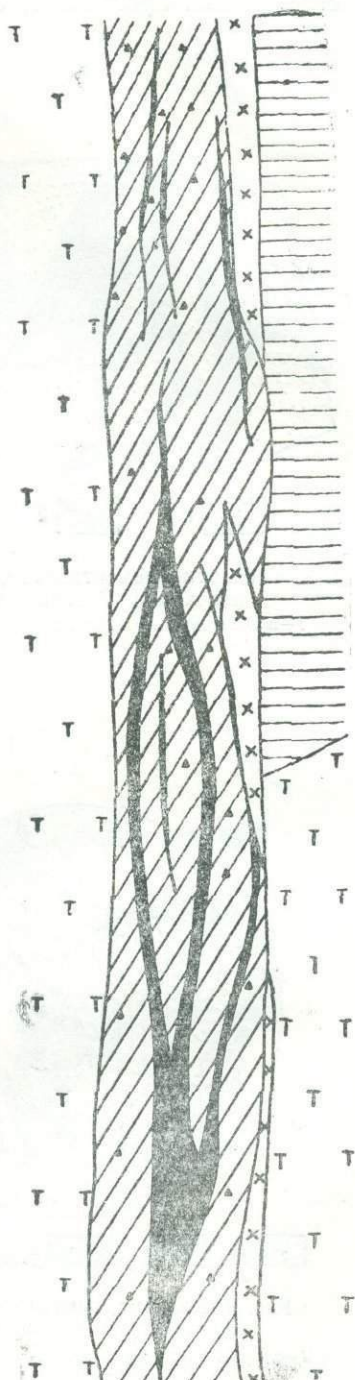
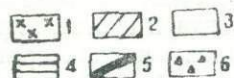


Рис. 6. Рудные струи Главной зоны (блок 20 по падению).

1—диабазовые порфириты; 2—гидротермально-измененные породы; 3—туфы; 4—туфопесчаники; 5—рудные струи (кобальтин, глаукотод; арсенопирит); 6—вкрапленность кобальтина.



3 до 30 м. Содержание кобальта значительное. В промышленном интервале оруденение представлено в форме линзовидных, цепочкообразных сульфидных прожилков, состоящих из пирита, арсенопирита, кобальти-

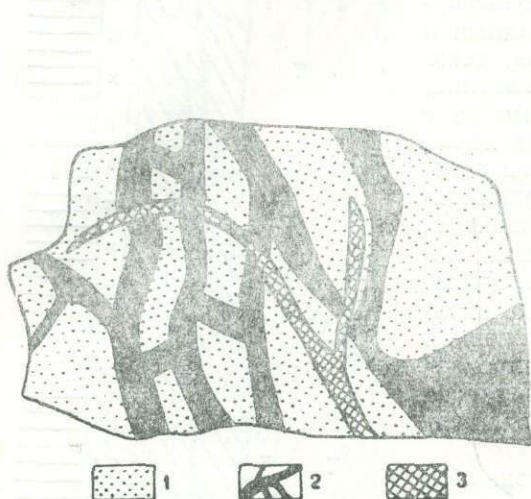


Рис. 7. Кобальтин цементирует деформированные песчаники (Главная зона).
1—песчаники; 2—кобальтин; 3—халькопирит.

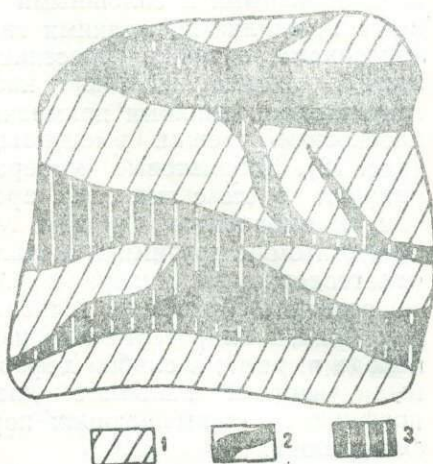


Рис. 8. Петельчато-брекчиевидная текстура разлома кобальтовой руды. (Главная зона).

1—рудовмещающие породы; 2—кобальтин I фазы; 3—кобальтин II фазы.

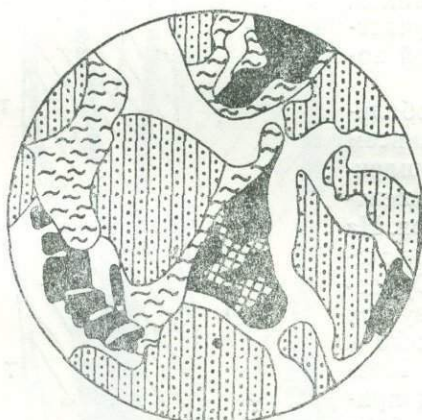


Рис. 9. Кальцит цементирует хлорит, пирит, кобальтин, Халькопирит.
1—хлорит; 2—пирит; 3—кобальтин; 4—халькопирит; 5—кальцит.

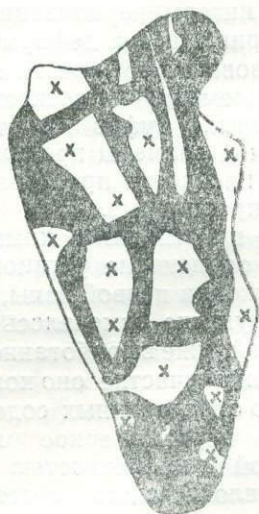


Рис. 10. Петельчато-брекчиевидная текстура кобальтовой руды (нат. вел.).

1—диабазовый порфирит; 2—кобальтин.

на, глаукотода, галенита и сфалерита, встречающихся и в форме редкой, а иногда и густой вкрапленности. Вкрапленный тип, в виде отдельных ореолов, распространен по всей мощности рудной зоны и в породах висячего бока близи зальбанда.

По падению оруденение отмечалось на 100—125 м. Как и по простиранию, оруденение неравномерное, прожилки сульфидных руд имеют те же морфологические формы проявления. В верхних горизонтах зоны устанавливается закономерное выкливание рудных струй по падению. Мощность и обогащение кобальтовыми минералами рудных струй с глубиной увеличивается. Глубина распространения их на центральном участке равна половине длины по простиранию.

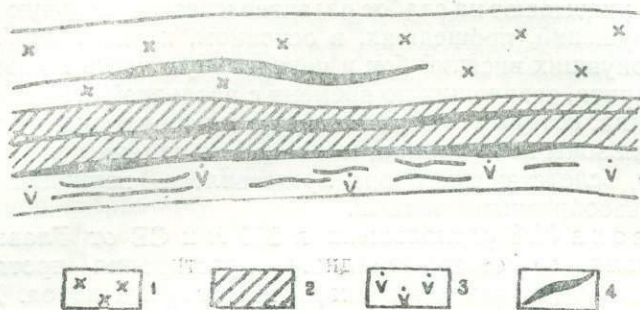


Рис. 11. Рудные струи зоны № 1 (штрек 3)
1—диабазовые порфириты; 2—хлоритовые породы; 3—туфы; 4—рудные струи (кобальтин, глаукоdot, пирит).

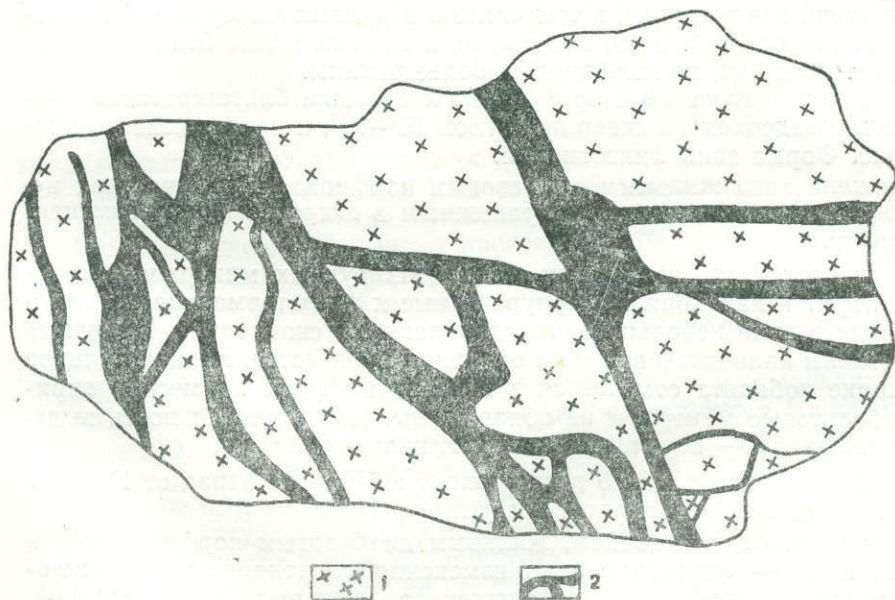


Рис. 12. Петельчатая текстура кобальтина, глаукоdotа и арсенопирита в диабазовом порфирите (натуральная величина).
1—диабазовый порфирит; 2—прожилки кобальтина, глаукоdotа и арсенопирита.

Рудная зона № 2 расположена в 90—120 м-к СВ от Главной зоны.

Тектоническая трещина зоны, северо-западного простирания 305 — 340° и с падением на восток—северо-восток под углом 80—85°, выполнена жильным диабазовым порфиритом, преобразованным в результате динамических и гидротермальных процессов в гидротермально измененные

породы зоны. Элементы залегания по падению и по простиранию непостоянны, в результате чего плоскости зальбандов имеют волнистую поверхность. Контакт с боковыми породами четко выражен лишь в лежащем боку.

Протяженность второй зоны по простиранию незначительна, в северо-западном и юго-восточном направлениях наблюдается постепенное ее выклинивание. Незначительно распространение и по падению, с последующим выклиниванием и переходом в тектонический шов.

Эти факты указывают на слабое развитие и незначительную силу тектонических нарушений, прошедших, в основном, по контакту лежащего бока и не затронувших висячий бок и центральную часть жильного диабазового порфирита, совпавших по времени с последней стадией тектонических нарушений, которые создали главную и первую рудные зоны.

Морфология зоны непостоянна, мощность ее изменяется по падению и простиранию, вследствие чего она представлена периодически чередующимися линзовидными телами.

Рудная зона № 3 расположена в 200 м к СВ от Главной зоны. Трещина разлома ее северо-западного простирания протягивается среди сильно деформированных и хлоритизированных пород. Жильный диабазовый порфирит во вскрытой части зоны отсутствует. Содержание кобальта непромышленное. Рудные минералы представлены пиритом, в форме рассеянной вкрапленности и небольших гнезд, и халькопиритом, встречающимся реже и обычно в гнездообразных скоплениях пирита. Из нерудных минералов присутствуют кальцит, в большом количестве заполняющий все трещины, в том числе и в рудных минералах, что указывает на его более позднее выделение, и хлорит, в еще большем количестве, чем кальцит, но являющийся более ранним.

Рудная зона № 4 приурочена к трещине близширотного простиранья, с падением на север под углом 60—70°, и прослежена по простиранию. Форма зоны линзовидная.

Сложена зона жильным диабазовым порфиритом, на участках небольшой мощности целиком превращенным в гидротермально измененную породу.

Минералогически зона очень бедна. Из рудных минералов встречаются пирит и халькопирит, приуроченные к гидротермально измененной породе в виде небольших гнездообразных скоплений. Нерудные представлены кальцитом в весьма обильном количестве. Незначительное содержание кобальта отмечается в виде изоморфной примеси в пиритах. Кобальтовые минералы не обнаружены. Последовательность выделения минералов — пирит, халькопирит, кальцит.

Рудная зона № 5 расположена в 550 м на запад от Главной зоны. Падение северо-западное, под углом в 70°.

Зона сложена, в основном, жильным диабазовым порфиритом и в меньшей мере — гидротермально измененной породой, причем жильный диабазовый порфирит расположен в лежащем боку последней. Уменьшаясь по простиранию, она выклинивается, переходя в тектонический шов.

Минералогический состав представлен лишь пиритом, в форме прожилков и редкой рассеянной вкрапленности, и кальцитом — в форме так же прожилков и брекчий. Последнее указывает на тектонические подвижки большой силы, происходившие при выделении кальцита, вызвавшие деформацию висячего бока жильного диабазового порфирита.

Химически в мономинеральном пирите отмечено содержание кобальта, обусловленное изоморфной примесью в пирите. Кобальтовые минералы не обнаруживаются.

Время образования пятой зоны совпадает с последней стадией тектонических нарушений Главной зоны, предшествующей обильному выделению кальцита и распыленной вкрапленности пирита, содержащего кобальт.

Рудная зона № 6 прослежена горными выработками на горизонте 1160 м по простиранию. Азимут простирания зоны 340—375°, падение на СВ под углом 69—85°. Наличие кобальтового оруденения установлено на горизонте 1160 м на протяжении около 60 м и представлено редкой рассеянной вкрапленностью кобальтина в туфопесчаниках. Данные элементов залегания зоны № 6, ее морфология, видимое кобальтовое оруденение на горизонте 1160 м указывает на близость ее с зонами № 7 и 1, что позволяет считать ее апофизой от Главной зоны.

Рудная зона № 7 вскрыта горными выработками на горизонтах штолен 1250 м, 1160 м, 1204 м и 1120 м.

На горизонтах 1040, 1080 и 1000 м рудная зона № 7 была вскрыта проходкой квершлагов.

Зона представлена хлоритовой породой и измененным диабазовым порфиритом. Падение на СВ под углом 80—86°. Ниже горизонта 1080 м зона имеет почти вертикальное падение, переходящее в северо-западное.

Руды приурочены к узлу пересечения с зоной № 77-биз и продолжаются до горизонта 1204 м и выше.

Ниже линии пересечения двух тектонических трещин руда почти не распространяется. Аналогично зоне № 1, в зоне № 7 резкое выклинивание руд на горизонте 1170—1175 м обусловлено линией сопряжения зон № 7 и № 7-бис.

Рудная зона № 8. Простирание зоны 310—320°, падение на СВ под углом 85°. Она подсечена штольной № 6 и прослежена по простиранию и по падению. Вскрытая часть не дала положительных результатов в отношении кобальтоносности.

Ниже штольни № 6, где зона вскрыта квершлагами, промышленных содержаний кобальта не встречается.

Рудная зона № 9 имеет простирание 290—320°, падение на СВ под углом 65°. Вскрыта при проходке квершлагов на горизонтах 1040, 1080 и 1120 м и полевого штрека на горизонте 1160 м. Анализы проб, отобранных по зоне № 9, вскрытой полевым штреком, показали содержание кобальта.

Апофиза № 1 вскрыта на горизонте 1250 м и в пределах между подэтажом (1282 м) и этим горизонтом 1250 м отработана. Ниже горизонта штольни № 5 она присоединяется к апофизе № 2, образуя одно сплошное рудное тело (раздув). Максимально зона прослежена по простиранию штреков на горизонте 1250 м. Руда ниже горизонта 1190—1194 м резко разубоживается, и кобальтовая минерализация на горизонте 1160 м переходит в сильную пиритизацию.

Апофиза № 3 вскрыта на горизонтах 1250, 1204, 1160, 1120 м. Максимально прослежена на горизонте 1160 м. Промышленные руды приурочены к узлу сопряжения ее с главной зоной, остальная часть характеризуется бедным содержанием руды.

Жила № 10 имеет падение на СВ под углом 85—90°. Она вскрыта на горизонтах 1160 и 1204 м.

Зона № 14 расположена к СВ от Главной зоны. Простирание ее 310—320°, угол падения СВ 80—85°. Зона совершенно не изучена.

Рудная зона Тутунцару расположена на расстоянии 0,4—0,5 км к западу от Главной рудной зоны. Юго-восточная часть зоны пересекает габброидные породы северной оконечности Дашкесанского

интрузива. Простираение зоны СЗ 330—335° падение на СВ под углом 60—85°. Аналогично Главной рудной зоне приурочена к дайке диабазового порфирита. В составе Тутунцаруской зоны отмечено наличие зон дробления и сульфидной минерализации (за исключением кобальта); эта зона очень сходна с Главной рудной зоной. Проведенные в сравнительно небольшом объеме разведочные работы не выявили промышленного кобальтового оруденения. Однако, учитывая большую протяженность зоны и возможное наличие в ней оруденения на отдельных участках в виде рудных столбов, нужно считать, что эта зона является перспективным объектом для дальнейшего изучения.

Ниже-Дашкесанская зона проходит в 500 м юго-западнее зоны Тутунцару и почти параллельна ей. Простираение зоны СЗ 320—330°, падение колеблется от вертикального до северо-восточного под углом 60—85°. Прослежена по простираению на протяжении 4,5 км.

В средней части зона проходит вдоль раздробленной дайки габбро-порфирита (?). Трещины дробления обычно выполнены кальцитом, вкрапленниками пирита и халькопирита. Вмещающие породы вдоль зоны интенсивно раздроблены, заохрены, участками превращены в брекцию трения.

Разведочных и опробовательских работ по этой зоне еще пока не проведено. Геологические условия и аналогия этой зоны с Главной рудной зоной Северного месторождения позволяют предполагать наличие в ней промышленных кобальтовых руд.

Таким образом, условия образования Северного кобальтового месторождения определяются структурной подготовкой участка и внедрением металлоносного интрузива, с гидротермальной деятельностью которого генетически связаны сульфоарсенидные и сульфидные руды.

Основными металлоносными интрузивами как для Северного, так и для других кобальтовых месторождений Дашкесанского района, по-видимому, являлись дайковые инъекции основной магмы Дашкесанского интрузива, представленные диабазовыми и плагиоклазовыми порфиритами.

Весьма характерным для Северного месторождения является длительная тектоническая жизнь рудовмещающих и рудоконтролирующих структур северо-западного простираения. Образование этих тектонических разломов предшествовало внедрению металлоносной магмы, которая и заполнила их в форме даек диабазовых порфиритов. Причем линзообразные участки дайки указывают на соответствующую форму доинтрузивных зон. Последующие подвижки, также, в основном, северо-западного направления, создали как в теле диабазовых порфиритов, так частью и во вмещающих породах открытые полости, заполненные в последующую фазу продуктами гидротермальной деятельности. Эти трещины типа сколовых, а также зоны смятия и дробления проявились преимущественно, по зальбандам даек диабазовых порфиритов.

Процесс рудоотложения протекал в несколько приемов, отдельных друг от друга интерминерализационными подвижками. В связи с этим в рудных зонах отмечается явное наложение фаз минерализации. Характер дорудных структур определил появление руд в виде мелких прожилков, линз, гнезд и вкрапленности, сгущающихся в участках интенсивной трещиноватости. По данным А. М. Быбочкина (1947 г.), изучение минеральных ассоциаций и их распределение в пределах рудного тела позволяют сделать вывод о наличии пяти фаз минералообразования.

Первая фаза соответствует пневматогидатогенной, характеризуется выделением магнетита, гематита и безрудного кварца. Эти минералы фиксируются в Главной рудной зоне в виде линзочек, прожилков, реже вкрапленности.

Вторая фаза несет основное количество кобальтовых минералов. Характерной минералогической ассоциацией этой фазы являются кобальтин, глаукоdot, арсенопирит, пирит первой генерации, кварц II генерации, которые сопровождаются в небольшом количестве шмальтином, монацитом, пирротинном, серицитом и хлоритом.

Наиболее распространенным минералом в этой фазе является кобальтин, в основном, выполняющий прожилки, гнезда и линзы. Иногда в ассоциации с ним наблюдаются глаукоdot, арсенопирит и пирит.

По температурным условиям образования минералов она соответствует высокотемпературной фазе гидротермальной деятельности, что подтверждается минералогической ассоциацией и формой рудных тел, выклинивающихся, раздувающихся и разветвляющихся.

Третья фаза — медно-полиметаллическая, минералообразованию которой предшествовали подвижки первой стадии. По времени образования эта фаза имела место в конечной стадии кобальто-мышьякового оруденения и характеризуется следующей ассоциацией минералов: халькопирит, пирит (в большом количестве), кварц, сфалерит, галенит (в малом количестве), кобальтин, блеклая руда, марказит, золото самородное (в ничтожном количестве). Из нерудных минералов присутствуют хлорит, эпидот, серицит и барит. Интенсивное гидротермальное изменение диабазового порфирита и вмещающих пород свидетельствует о среднетемпературном характере минералообразования в эту фазу.

Четвертая фаза — безрудная. Ей предшествовали интерминерализационные подвижки второй стадии, более мощной чем первая. Образовавшиеся при этом многочисленные трещины рассекают уже ранее сформировавшиеся рудные участки и заполняются кальцитом. В небольших количествах присутствуют цеолиты. Комплекс минералов в породах этой зоны указывает на низкотемпературные условия процессов.

Пятая фаза — супергенная, характеризуется образованием минералов зоны окисления, представленных эритрином, халькозином, ковеллином, купритом, малахитом, азурином, скородитом. В больших количествах наблюдаются гидроокислы железа. Процессы поверхностного выветривания в пределах рудных зон имеют небольшое развитие.

Перспективы месторождения

Перспективными участками для разведки Северного месторождения являются северо-восточный, юго-восточный и юго-западный фланги рудных зон, которые в пределах рудника остаются неразведанными. В этих направлениях рудоносность и степень оруденения Главной зоны, зон № 1, 7 и других неизвестны. Тем более, Главная зона далеко прослеживается на север. Зона Тутунцару и зоны, тяготеющие к устью р. Тутунцару следует разведать, так как здесь как-бы создается рудный узел.

За пределами рудника должны быть организованы геологопоисковые работы на промежутке двух участков: Северо-кобальтового и Северо-восточного железорудного.

Следует расширить геологоразведочные работы, приблизив их к северным экзоконтактам Дашкесанского интрузива. В районе месторождения, в том числе за пределами рудничного участка, выявлены дайки и характерные для кобальтового оруденения зоны, которые следует разведать. До сего времени геологоразведочные работы проводились лишь на небольшом рудничном участке Северного кобальтового месторождения.

Кобальтовые руды в северной части этого участка до революции разрабатывались фирмой «Симменс». Начиная с 1953 г. ряд линз кобальтовых руд был выявлен висячем боку железорудной толщи в результате горно-эксплуатационных работ железных руд с попутным извлечением кобальтовых руд. Такие руды кобальта находятся в тех же геологических условиях, что и железные руды, поэтому на описании геологии этого месторождения мы не останавливаемся, так как об этом подробно сказано в разделе «Железо».

Кратко геологическое строение участка характеризуется следующими особенностями. Оно сложено, в основном, вулканогенными породами верхней юры. В связи с интенсивным скарнированием и образованием железо-рудной залежи на участке рассматриваемого месторождения оно приобрело специфическое геологическое строение. Эта особенность определяется пластообразной залежью скарново-рудного горизонта, мощностью до 50 м, выше и ниже которого залегают верхние и нижние роговики, являющиеся ороговикованными вулканогенными породами; мощность верхних роговиков около 20—30 м, а нижних — около 50 м; под нижними роговиками залегают туфопесчаники, мелко-средне- и грубообломочные вулканогенные породы, перемежающиеся между собою. Эти горизонты относятся по возрасту к келловееву-оксфорду, переходящему ниже к верхнему бату, имеющему широкое развитие в Дашкесанском районе. Над верхними роговиками также залегают туфобрекчии и туфоконгломераты кимериджа. Среди них лишь небольшими участками встречаются порфириты. На этом участке выявлено более 10 даек плагиоклазовых и диабазовых порфиритов, большинство которых имеет северо-западное направление. Наиболее крупная из этих даек — это Урдыаринская, проходящая через все месторождение, мощность ее около 4 м.

Тектоника Северо-восточного участка определяется системой крутопадающих трещин разломов северо-западного простираия, секущими и местами сбрасывающими скарново-рудную толщу, и сопряженными с ней горизонтами зон дробления и подвижек. Наиболее мощным из таких разломов является Урдыаринский сброс, выполненный дайкой габбро-порфирита. Амплитуда этого сброса 10—12 м.

Еще один крупный сброс обнаружен в южной части участка. Он является непосредственным продолжением Джебрадорского сброса, хорошо наблюдаемого на Северо-западном железорудном месторождении. Дайки вдоль этих сбросов, в особенности Урдыаринская, сильно раздроблены, благодаря чему здесь выявляется целая зона с вертикальными трещинами скола. Раньше считали Урдыаринскую линию тектонического сброса и дайку основными путями проникновения кобальтоносных гидротермальных растворов. Однако, как показали исследования М.-А. Кашкая, здесь выявляются совсем иные структуры, а также характер оруденения, что тесно связано с условиями формирования месторождения. Кобальтово-рудные линзы, которые разрабатывались с 1953 г., попутно с железными рудами, приурочены к дашкесанитовой породе. Линейное распоряжение как кобальтовых руд, так и дашкесанитовых пород обуславливается местным куполовидным поднятием на данном участке, имеющим также северо-восточное направление.

Выше кобальтовой залежи идут верхние роговики, в которых также имеются субмикроскопические кобальтовые минералы. Встречаются также в незначительном количестве прожилковые и вкрапленные руды. Рассеянная вкрапленность кобальтина на значительной

площади наблюдается в роговиках в висячем боку магнетитовой залежи. Не исключена возможность, что руды кобальта могут быть встречены и в лежащем боку скарново-рудного горизонта. Тем более, что на южном железорудном месторождении кобальтовое оруденение приурочено к лежащему боку железорудного горизонта.

Сульфоарсенидные и сульфидные руды, в том числе и кобальтовые, являются более поздними, чем скарновые. Поэтому в северной части минералы последних также представлены широко. Кобальтовые минералы, в основном кобальтин и отчасти глаукоdot, сопровождаются малым количеством халькопирита, пирита, арсенопирита, пирротина и других рудных минералов. Редко встречаются борнит, молибденит, блеклые руды, а из вторичных — эритрин, малахит, азурит и др. Наряду с ними встречаются нерудные минералы: гранат, эпидот, кварц, кальцит и др.

Таким образом, морфологически руды представлены в виде линз, прожилок, вкраплений в рассеянной форме. Заслуживает внимания также изоморфное замещение железа в пирите кобальтом — кобальт-пирит.

Перспективы этого проявления, несмотря на видную ясность, все же окончательно не выяснены. Кроме указанного линейного расположения, других критериев для определения кобальтоносности месторождения пока не имеется. Не исключена возможность нахождения кобальтовой руды как в висячем, так и в лежащем боках железорудной толщи. Поэтому необходимо пробурить структурные скважины до роговиков лежащего бока магнетитовой залежи. Что касается кобальтовых линз висячего бока, то они при продвижении эксплуатационных работ будут обнаружены и отработаны. Поэтому бурение мелких скважин на таковые не целесообразно.

Минерализация участка происходила в следующие последовательные фазы: 1) собственно сульфоарсенидная кобальтовая фаза — руды локализованы главным образом в кровле магнетитовой залежи и контролируются полого падающими трещинами; 2) сульфидная фаза — руды локализованы в тех же полого падающих, частью новых, а также вертикальных, сравнительно маломощных трещинах; 3) настурановая фаза наложена, главным образом, на сульфидный комплекс.

Особенностью Северо-восточного месторождения является то, что последняя настурановая фаза по своему происхождению связана с граноаплитовой фазой внедрения магмы. Местами встречаются отдельные участки, где наблюдается наложение минеральных комплексов всех трех стадий, в другом случае — одной какой-либо стадии, что по-видимому, обуславливается внутриминерализационными тектоническими явлениями, неравномерно захватившими отдельные участки.

ЮЖНО-ДАШКЕСАНСКИЙ (АМАМЧАЙСКИЙ) КОБАЛЬТОВЫЙ УЧАСТОК

Участок расположен в верховьях р. Кошгарчай, носящей на этом участке название Амамчай.

Кобальтовые руды приурочены к скарново-рудной залежи южных участков Дашкесанского железорудного месторождения, разделенных долиной р. Амамчай на два участка — Юго-восточный и Юго-западный.

В геологическом строении этого района основную роль играют отложения верхнеюрского возраста (лузитанская фация, кимеридж). Вулканогенные образования келловей и оксфорда на поверхности не обнажаются и вскрыты только буровыми скважинами. Эти отложения прио-

бредают широкое развитие уже за пределами Амамчайского кобальтового месторождения.

Вдоль долины р. Амамчай обнажаются фаунистически охарактеризованные лузитанские известняки, мощностью 150—200 м. Известняки часто содержат примесь туфогенного материала и по простирацию фациально переходят в известковистые туфопесчаники, туфобрекчии и туфоконгломераты. Отдельные линзы, пласты и прослои туфогенных пород залегают среди лузитанских известняков на различных стратиграфических горизонтах. Толща известняков в результате контактового воздействия Дашкесанского интрузива, обнажающегося в северной части месторождения, полностью превращена в мраморы.

На отложениях лузитана согласно залегает фаунистически охарактеризованная вулканогенная толща кимериджа. Породы кимериджа в различной степени подвергались контактовому метаморфизму — эпидотизированы, хлоритизированы, ороговикованы и т. д. Нижняя часть вулканогенной толщи кимериджа у железорудной залежи интенсивно скарнирована, где среди гранат-магнетитового скарна участками содержится и кобальтовое оруденение.

В северной части участок оконтуривается породами Дашкесанского интрузивного комплекса, представленного в этом районе, в основном, гибридного типа гранитоидами и габброидами.

Непосредственно на площади южных участков железорудной залежи, к которым приурочен Амамчайский участок зафиксировано 232 дайки различного состава, мощности и протяжения [209]. Дайки локализуются, в основном, в пределах вулканогенной толщи кимериджа и лузитанских известняков, значительно реже встречаясь в теле интрузива. Мощность даек и их протяженность колеблются в очень широких пределах — от мелких тел сантиметровой мощности, протяжением до 2—3 м, до даек мощностью 15—18 м, имеющих протяженность свыше 2 км. Простирание даек также весьма разнообразно и они часто выполняют сложные системы пересекающихся трещин. В общей массе даек различного направления, можно выделить четыре основных преобладающих направления, по которым наблюдаются наиболее крупные дайки. Этими направлениями являются СВ 30—40°, СВ 70—80°, СЗ 285—295°, СЗ 310—320°.

В составе даек также наблюдается одна характерная особенность. При более или менее основном составе даек, представленном диабазами, габбро-диабазами, габбро-порфиритами, пироксеновыми и плагиоклазовыми порфиритами, часто в пределах одной и той же дайки наблюдаются различные разновидности — от габбро-порфиров по кварцсодержащих диоритовых порфиров. Наряду с этим имеются и дайки единого состава. Изменение состава даек обычно происходит по вертикали. В гипсометрически нижних частях одной и той же дайки наблюдаются более основные разности пород, в гипсометрически высоких частях — более кислые.

Весьма существенным моментом, который нужно особенно отметить, является скарнирование даек и частичное образование вдоль некоторых из них магнетитовых оторочек. Именно в этих скарнированных дайках наблюдаются проявления кобальта. Это имеет большое значение для познания процессов рудообразования, с которыми связано образование кобальтсодержащих рудных тел, о чем более детально будет сказано ниже.

В тектоническом отношении участок месторождения представляет собой пологое юго-восточное крыло Дашкесанского синклинория. Падение этого крыла составляет около 8—10°. На фоне в общем спокойной структуры Дашкесанского синклинория намечаются мелкие складки об-

щего с синклинием простираия. Одна из них — антиклинального строения, наблюдается в районе месторождения и проходит в 400 м к юго-западу от с. Молла-Гасанлы, через северо-восточный склон горы Пир-Султан в направлении СЗ 315°. Эта антиклиналь имеет асимметричное строение с крутым северо-восточным и сравнительно пологим юго-западным крылом. Вторая антиклинальная складка прослеживается южнее, через восточную часть с. Хачбулах и с. Гюней Загалы. Находящаяся между этими антиклинальными складками синклиналь и является осевой структурой Дашкесанского синклиория, протягивающейся от района г. Пир-Султан до вершины г. Конахгермес.

Зафиксированные на поверхности разрывные нарушения представляют собой обычно небольшие тектонические трещины северо-западного простираия. Наряду с узкими трещинами, на участке месторождения на правом берегу р. Амамчай наблюдается зона, частично выполненная дайкой габбро-порфирита. Породы в пределах зоны почти полностью скарнированы. Эта зона, имея общее северо-западное 320° простираие, протягивается от мраморного карьера на юго-восток на протяжении около 800 м. Падение зоны юго-западное под углом 60—80°. Вдоль этой зоны участками наблюдается кобальтовое оруденение.

Морфология рудных тел Амамчайского участка еще не вполне установлена. Кобальтовое оруденение встречается как в крутопадающих скарнированных зонах, подробно вышеописанных, так и в виде пластообразных залежей в подошве магнетитовой залежи.

В пределах участка пока выявлены два основных кобальтовых участка. Первый из них расположен на правом берегу р. Амамчай на северных склонах г. Западный Пир-Султан. Здесь буровыми скважинами в подошве железорудной залежи в скарнах выявлена пластообразная залежь кобальтовых руд. Кобальтовые минералы представлены, в основном, кобальтином.

Второй участок также расположен на правом склоне долины р. Амамчай. Кобальтовое оруденение здесь приурочено к скарнированной зоне № 1, частично выполненной скарнированной дайкой габбро-порфирита северо-западного простираия, уже описанной выше. На поверхности зона скарнов имеет мощность от 2 до 5 м и никаких признаков сульфидной минерализации не несет. Наибольшее содержание кобальта наблюдается в оторочке магнетита, сопровождающего скарновую зону. При прослеживании зоны по простираию на горизонте штольни в скарнах участками наблюдаются реликты дайки. Нужно отметить, что горизонт скарновой зоны, несущей кобальтовое оруденение, находится на 15 м ниже основной железорудной залежи. Северо-западный фланг рудной зоны № 1 (под названием Главной дайки) был разведан двумя штольнями и буровыми скважинами по простираию на протяжении около 400 м и по падению на протяжении более 200 м. Промышленных концентраций кобальта этими выработками встречено не было, за исключением небольшого участка, протяжением около 10 м. Эти данные говорят о чрезвычайно неравномерном распределении кобальта в пределах рудной зоны. К северо-востоку от зоны № 1 на расстоянии около 300 м буровыми скважинами 18 и 23, пройденными для разведки железорудной залежи, было вскрыто кобальтовое оруденение в скарнах подошвы железорудной залежи. Морфология этих рудных тел пока не установлена.

Ряд скарнированных даек северо-западного и других простираий разведывался на Амамчайском месторождении с 1941 по 1952 г. Почти все они несут признаки кобальтового оруденения, при содержании кобальта от следов до тысячных, редко отдельных сотых долей процента,

не образуя промышленных скоплений. Это лишний раз подтверждает, что тектонические зоны, выполненные дайками, являлись рудоконтролирующими структурами, но не рудовмещающими. Поэтому разведка большого количества даек, наблюдающихся в пределах месторождения, вряд ли целесообразна.

Все описанные рудные тела Амамчайского месторождения расположены в пределах Юго-восточного участка железорудной залежи. Единичные находки кобальтина (только при микроскопическом изучении) были сделаны в двух образцах магнетитовых и гранат-магнетитовых скарнов Юго-западного участка железорудной залежи (скв. 5, 9). Наличие кобальтпирита фиксируется здесь в ряде образцов, отобранных из скважин, пересекающих железорудный скарн.

Вещественный состав кобальтовых руд Амамчайского участка, наряду с железорудными скарнами из скарнированных участков кобальтоносных даек, изучался рядом исследователей. Основным компонентом скарнов являются гранаты андрадит-гроссулярового ряда с преобладанием андрадита. Отмечается несколько стадий выделения гранатов. Изучение гранатов показало, что все их разновидности содержат ванадий и медь, в единичных образцах встречаются Sn, Ga, Ag, Zn, Co, Zr, Sr, Gr, Ba. Наряду с гранатом существенным компонентом скарнов является эпидот, в подчиненном количестве встречаются хлорит, актинолит, роговая обманка, пироксены, плагиоклазы, кварц, кальцит, дашкесанит, редко апатит, гизингерит, рутил, флюорит. Из рудных минералов преобладает магнетит. Наряду с ним встречаются мушкетовит, ильвант, гематит, пирротин, пирит, халькопирит, марказит (мало), сфалерит, молибденит, арсенопирит, кобальт-пирит, кобальтин, глаукодот, редко шмальтин.

Наиболее детально изучен кобальтин в образцах из керна скв. 18 и 23. Величина кристаллов кобальтина, вкрапленного в скарновую породу, не превышает 5 мм. Обычно он нарастает широкой каймой на зерна глаукодота (скв. 23) или пирита (скв. 18). Кобальтин в виде прожилков и редкой мелкозернистой вкрапленности наблюдается в рудной зоне № 1 (штольня № 1).

По отношению к главным скарновым минералам — гранату и мелкозернистому магнетиту, а также пириту первых двух генераций, кобальтин является более поздним. Сфалерит, халькопирит и молибденит отлагались позже кобальтина. Глаукодот отчетливо замещается кобальтином. Наряду с кобальтином и глаукодотом, большое развитие на месторождении приобретает кобальт-пирит. Содержание кобальта в пирите колеблется, причем кобальт-пирит встречается в железорудных скарнах и наряду с кобальтином, а в некоторых участках залежи и скарнированных дайках самостоятельно. Наиболее обогащен кобальтом пирит второй генерации, парагенетически связанный с сравнительно низкотемпературными минералами — актинолитом, хлоритом, эпидотом и кальцитом. Пирит первой генерации, выделяющийся после граната и магнетита, а также третьей генерации, замещающей марказит гораздо беднее кобальтом. Кобальт-пирит наблюдается и в участках скарнов, не содержащих скоплений магнетита, что говорит о его частичном образовании в самостоятельную гидротермальную фазу.

Условия образования Амамчайского месторождения в течение многих лет трактовались рядом исследователей (Г. А. Крутов [243], А. М. Быбочкин (1947 г.) и др.) в тесной генетической связи с Дашкесанским гранодиоритовым интрузивом. М.-А. Кашкай (1952 г.) указывает на связь кобальтового оруденения Амамчайского участка с основной — IV фазой Дашкесанского интрузива. Действительно, повсеместная парагенетическая связь кобальтовых руд с дайками основного состава

в пределах Дашкесанского района говорит о том, что родоначальником кобальтового оруденения является специализированная основная магма, образовавшая «малые» интрузии в форме даек.

Большую роль при образовании кобальтовых руд играет структурный фактор. Как правило, кобальтовые руды локализируются в структурах северо-западного простиранья. Эти структуры не обязательно на всем протяжении заполняются дайками, а могли представлять собой открытые трещины, по которым циркулировали гидротермальные растворы, обусловившие процессы скарнообразования в пределах зон и привнос сульфидов. Но, по-видимому, не во всех случаях рудоконтролирующие структуры северо-западного простиранья явились и рудовмещающими. Кобальтоносные растворы, доходя до толщи железорудных скарнов, частично растекались по ней, и кобальт выпадал из раствора в виде сульфоарсенидов. Вероятно, железо магнетита играло роль катализатора при выпадении кобальта из раствора и поэтому кобальтовые скопления локализовались в подошве железорудной залежи, образуя часто обильную вкрапленность кобальтина в магнетите. Такие примеры образования вкрапленности кобальтина в магнетитовых рудах Амамчайского месторождения не единичны. Почти повсеместно при наличии кобальтовых руд в скарновой зоне наиболее богатые скопления кобальтина и глаукодота фиксируются в магнетите.

Процесс образования кобальтовых руд Амамчайского участка на фоне общего процесса рудообразования этого района рисуется следующим образом: после внедрения первой габброидной и второй гранитоидной фазы Дашкесанского интрузива за счет вулканогенных пород кимериджа образовалась основная масса железорудных скарнов. Последующие фазы внедрения основных пород (субфаза или IV фаза по М.-А. Кашкаю) фиксируется в виде многочисленных даек, секущих толщу железорудных скарнов. Гидротермальная фаза дайковых интрузий обусловила скарнирование пород даек и вмещающих пород тектонических зон, а также частичное образование в их зальбандах магнетита. Кобальтоносные растворы связаны с этой же гидротермальной фазой, но во времени проходили несколько позже.

В пределах Дашкесанского рудного поля и в ряде других пунктов, имеющих некоторые общие геологические черты с описанными выше кобальтоносными участками, отмечены следующие проявления кобальта, краткое описание которых приводим ниже.

В районе с. Чанахчи наблюдается неравномерная сульфидная минерализация, расположенная вдоль разлома широтного простиранья в сильно каолинизированных окварцованных среднеюрских туфогенных породах. Сульфиды здесь представлены одним пиритом, несколько реже халькопиритом, и еще реже, в очень небольшом количестве — арсенопиритом. В отдельных богатых сульфидами пробах обнаруживалось небольшое количество кобальта ($\sim 0,001\%$).

Небольшое содержание кобальта обнаружено в породах из участка в 3 км к югу от с. Зивлян близ с. Дастафюр. Здесь среди туфоконгломератов средней юры имеются жильные образования гематита, мощностью 0,5—1 м, где как в самой жиле, так и в зальбандах выделяется пирит и редко арсенопирит. На участке Загалы, находящемся в 2 км к юго-западу от Амамчайского месторождения на контакте мраморизованных известняков и выше залегающей толщи туфов и порфиритов, среди скарнов отмечались редкие зерна кобальтина. Здесь же вдоль простиранья двух даек габбро-порфиритового состава фиксированы гнездообразные выделения сульфидов (пирротин, пирит, халькопирит и значительно меньше сфалерит), а также кальцита. Наряду с этим участком (Загалы), к Амамчайскому участку примыкает участок Ахмедлы.

Здесь в основных породах фиксируется большое количество даек основных пород (диабазовых, плагиоклазовых порфиритов) и ряд зон разломов, прорезывающих туфоконгломераты и туфобрекчии средней юры. Вдоль зон разломов и даек наблюдается неравномерная пиритизация. Пирит здесь почти единственный минерал и он содержит кобальт (в среднем 0,01 %).

Следует также отметить Моллагасанлинское проявление кобальта, расположенное на правом берегу ручья Молла-Гасанлы. Это жильное образование приурочено к полого падающей (45—50° на СВ) тектонической трещине среди гранодиоритов, оно выполнено кварц-карбонатной массой. Над этой жилой проходит такого же простирания дайка диабазового порфирита, вдоль которой наблюдается слабая пиритизация и отмечаются прожилковые выделения сфалерита небольшой мощности. Как пирит, так и сфалерит содержат следы кобальта (~0,01 %).

Проявления кобальта, кроме Дашкесанского рудного поля, встречаются и в Кедабекском районе, в 3 км от Кедабекского колчеданного месторождения, в русле р. Арыхдам. Это проявление представляет собой самостоятельное рудное тело, расположенное в непосредственной близости от мощной дайки габбро-диабазов, являющейся, по-видимому, жильным дериватом габброидного интрузива. Химическим анализом установлено заметное содержание кобальта и отсутствие меди.

КЕТАМСКОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ КОБАЛЬТА

Кетамское проявление кобальта находится в Ордубадском районе Нахичеванской АССР и состоит из двух участков — Верхнего и Нижнего, расположенных соответственно в 2 и 3 км к северо-востоку от с. Кетам и связанных с ним вьючной тропой.

Детальными исследованиями Р. Н. Абдуллаева, В. И. Леонтьева и М. А. Осипова (1946 г.), и впоследствии Э. М. Джафарова было установлено наличие кобальта на участках сульфидных руд скарновой зоны.

В геологическом строении Кетамского проявления принимает участие верхнетурон-сенонская карбонатная толща, скарнированная от активного воздействия прорывающего его Ордубадского гранитоидного интрузива. Скарновая полоса карбонатных пород инъецирована также дериватами Ордубадского массива, имеющими пластовую, неправильную, а также дайковую форму (рис. 13).

Породы верхнетуронской толщи представлены мелкозернистыми, пелитоморфными и мергелеподобными известняками, известковистыми аргиллитами и песчаниками.

Интрузивные породы, развитые в районе Кетамского проявления, подразделяются на две группы: первую составляют породы краевой монцонитовой фации Ордубадского массива, представленные кварцевыми монцонитами, кварцевыми монцонито-диоритами, кварцевыми диорит-сиенитами. Ко второй группе относятся породы мелких неправильной формы массивов, представленных порфировидными кварцевыми диоритами. Породы даек характеризуются порфиритовыми и лампрофировыми составами. Существенное значение в геологическом строении Кетамского проявления имеют скарны, эпидозиты и орогованные известняки. Среди скарнов наибольшим развитием пользуются элидот-гранатовые, гранатовые, пироксен-гранатовые разности.

В тектоническом отношении район проявления приурочен к северо-восточному крылу Кетамской антиклинали северо-западного прости-

пания. Район характеризуется интенсивно выраженными разрывными нарушениями, сыгравшими важную роль в формировании сульфидных руд. Среди них различают разрывы без вертикальных смещений и разрывы сбросового типа. В пределах проявления господствуют следующие четыре направления разрывных трещин: 1) северо-за-

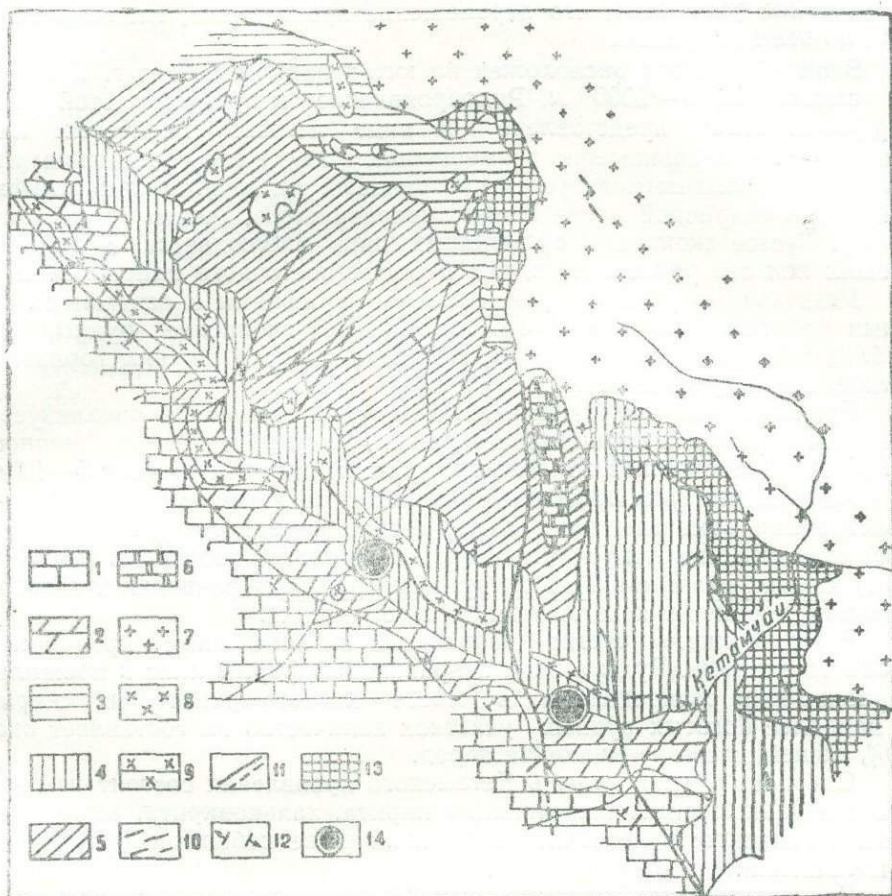


Рис. 13.

Схематическая геологическая карта Кетамского проявления кобальта.

Составили Р. Н. Абдуллаев, В. И. Леонтьев.

1—сеион—верхний турон, пелитоморфные известняки; 2—сеион—верхний турон—мраморизованные известняки; 3—эпидозиты; 4—эпидот-гранатовые и гранатовые скарны; 5—полосчатые кальцито-эпидото-гранатовые скарны; 6—мраморы; 7—монзониты и монцодиориты; 8—диорит-сеиониты; 9—диориты, кварцевые диориты; 10—диоритовые порфириды; 11—дайки; 12—линии разрывов; 13—элементы залегания; 14—проявления кобальта.

падное $300-320^\circ$; северо-западное — субмеридиональное — $345-355^\circ$; 3) северо-восточное — $20-40^\circ$ и северо-восточное — субширотное — $60-88^\circ$. Среди этих направлений наибольшее значение имеет первое, с которым совпадает направление главного разлома месторождения ($310-320^\circ$).

Главный разлом прослеживается от Верхнего участка проявления в юго-восточном направлении на расстоянии около 2 км и доходит до Нижнего участка, расположенного на правом берегу р. Кетамчай. В пределах Верхнего участка зафиксировано шесть субмеридиональных и два северо-восточных разрыва, причем первые пересекаются вторыми.

Сульфиды руды локализуются как в тех, так и в других, образуя наибольшие скопления в местах пересечения указанных нарушений. Наиболее интенсивно раздробленными и перемятыми частями Верхнего участка проявления являются места пересечения субширотного, субмеридионального и главного северо-западного разломов. Причем наличие глиники трения в тектонической брекчии в разломах субширотного простираания указывает, что перемещение происходило, главным образом, по этим разрывам.

Верхний участок расположен на юго-западном склоне г. Кетамдаг на высоте 1800—2000 м. Рудопоявление в пределах этой зоны морфологически представлено в виде мелких пиритовых линз и прожилков, неравномерно размещенных в массе скарнов, причем наибольшим развитием пользуется линзовидный тип руд. Линзы сульфидных руд в скарновой массе имеют неправильную, часто удлинненную форму. Густое скопление сульфидных линз наблюдается в пределах трещин как северо-западного, так и северо-восточного направления.

Разведочные работы, произведенные штольнями и наземными горными работами, показали, что наибольшее скопление рудных линз наблюдается в верхних горизонтах проявления; в нижних горизонтах количество их уменьшается.

Прожилковый тип руд имеет подчиненное значение и локализуется, главным образом, в трещинах северо-западного простираания. Мощность сульфидных прожилков колеблется, протяженность достигает 5—10 м.

На Нижнем участке, кроме главного разлома северо-восточного простираания, отмечены три разрыва северо-западного субмеридионального простираания; причем эти разрывы являются пострудными. По одному из этих разрывов зона сульфидных руд, приуроченная к главному разлому, перемещена на юго-запад на 80—100 м.

Руды Нижнего участка развиты на юго-восточном продолжении главного разлома. Руды в виде неправильной формы линз и прожилков неравномерно распределены в массе эпидото-гранатовых скарнов. В наиболее богатых рудных участках количество их составляет около 10% общей массы вмещающих пород.

Скарново-рудная залежь Кетамского проявления состоит из гранатов с неравномерным содержанием пирита, халькопирита, реже магнетита и гематита; в незначительном количестве кобальтина, глаукодота и шмальтина.

Гранатовые скарны составляют 75—80% залежи. Пироксеновые и амфиболовые скарны играют ничтожную роль. Гранаты первой генерации мелкозернистые, изотропные и образуют равномернозернистый агрегат. Гранат I генерации цементирует зерна пирита, корродирует их и проникает в мелкие трещины, являясь, таким образом, более поздним. В других случаях соотношение зерен граната и пирита говорит за одновременность их выделения, и в третьих, более редких случаях, гранат является более ранним минералом, чем пирит. Гранат II генерации образовался в трещинах или пустотах более ранней мелкозернистой гранатовой массы. Он представлен крупными анизотропными зональными кристаллами бурого цвета. По отношению к халькопириту гранат идиоморфен, лишь в редких случаях можно встретить прожилки его в зернах халькопирита.

Среди рудных минералов пирит занимает первое место как по количеству, так и по времени образования. Вместе с тем, наблюдаются и более поздние генерации пирита в виде дендритообразных или неправильно-пластинчатых сростков зерен с хорошо наблюдаемой радиально-лучистой структурой. Халькопирит количественно уступает пириту и очень неравномерно распределяется в рудах. Выделяются две генерации

халькопирита — первая одновременно с кварцем, а вторая представляет собой продукт распада из эмульсионных включений в сфалерите, встречающегося, так же, как пирротин, в незначительных количествах.

Кобальтовые минералы образовались почти одновременно с пиритом и явно раньше халькопирита. Магнетит, гематит и мушкетовит в ряду последовательности образования стоят после пирита, кобальтина и глаукодота. Кварц и эпидот, по количеству содержания являются второстепенными и принадлежат к более поздней фазе минерализации. В незначительном количестве встречаются апатит и хлорит. Из гипергенных минералов присутствуют гидрогетит, лимонит, халькозин, ковеллин и борнит.

По текстурным признакам большинство руд относятся к метасоматическому типу и меньшее — к типу выполнения пустот. Для первого типа характерны вкрапленная и пятнистая текстуры руд, реже — массивная, для второго — трещинная, брекчиевидная, вкрапленная и друзовая.

Кобальт, кроме самостоятельных сульфидных минералов, содержится и в виде изоморфной примеси в пирите.

Результаты химических анализов мономинеральных пиратов приводятся в табл. 3.

Таблица 2

Н проб	Кобальт, %
76	0,34*
92	0,33
96	0,07
118	0,06
121	1,13*
127	0,29*

* Пириты, в которых микроскопически обнаружены кобальтовые сульфиды.

Кетамское проявление кобальта генетически связано с внедрением Ордубадского интрузива. Концентрации сульфидных руд способствовали дорудные разломы северо-западного простирания. Для установления промышленной перспективы, а также подсчета запасов необходимо продолжать разведочные работы с широким применением геофизических и геохимических методов разведки.

МОЛИБДЕН

ВВЕДЕНИЕ

Основное применение молибден находит в металлургии для выплавки специальных сортов стали. Он значительно увеличивает временное сопротивление и предел упругости стали. При плавке слаболегированных молибденовых сталей молибден вводится в сталь в виде молибдата кальция, а высококачественных — в виде ферромolibдена. Действие молибдена на сталь аналогично действию вольфрама, но значительно сильнее. Поэтому для достижения определенного эффекта в изменении свойств стали молибдена вводится в 2—3 раза меньше, чем вольфрама. В большинстве случаев молибден входит в состав хромовых, никелевых, вольфрамовых и более сложных по составу сталей. Обычно примеси его к стали составляют от долей процента до 1,5%, исключением являются специальные сорта стали, где примесь значительно выше. Присадка молибдена производится и при литье высококачественного чугуна.

Молибденовые стали широко применяются в военной, автомобильной, авиационной, электротехнической, станкостроительной, химической и других отраслях промышленности. Из никель-молибденовой стали изготавливают броневые плиты; хромо-молибденовая сталь идет на изготовление коленчатых валов, шестерней, штанг и т. д. В виде особых сплавов «молибденовых стеллитов», в состав которых вводятся еще вольфрам, хром, никель, кобальт, ванадий, молибден находит применение в моторостроении. Инструментальные стали, имеющие молибденовую примесь, обладают повышенной вязкостью и способностью к самозакалке. Молибден вводится в сверхтвердые сплавы, изготавливающиеся в целях замены алмазов в различных отраслях техники. В электротехнической промышленности молибден используется в качестве заменителя платины в обмотках электрических печей, а также незначительное количество его используется для изготовления нитей в лампах накаливания. Пластины из молибденовой жести применяются в радиотехнике, здесь же в качестве детекторов находят применение кристаллы природного молибденового блеска.

Широкое применение находят соединения молибдена в красильном деле (окраска мехов, для изготовления окрашенных лаков и т. п.). В керамике соли молибдена употребляются в качестве краски. Во время гражданской войны молибденовая кислота применялась в виде стабилизатора для кордита и др. взрывчатых веществ.

Молибденовые месторождения и рудопроявления Азербайджана сосредоточены в пределах Ордубадского района, Нахичеванской АССР (рис. 1) и в Кельбаджарском районе (Темир-Учандагское месторождение). Все они генетически связаны с внедрением Мегри-Ордубадской и Далидагской послеолигоценовых-миоценовых гранитоидных интрузивов.

ОРДУБАДСКАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ МОЛИБДЕНА

Среди молибденовых месторождений и проявлений Ордубадской группы выделяются два типа: 1) собственно молибденовый и 2) медно-молибденовый. В первом молибденит с незначительной примесью пирита и халькопирита находится или в кварцевых жилах (Парагачайское месторождение и Фяхлидаринское проявление), или приурочивается к зонам сопряжения разломов (Гекгюндурское и Алчалыхское проявления). Второй тип выражен чаще мелкими вкрапленниками и прожилками молибденита и халькопирита (Килитское, Урумысское и Днахчайское) и реже в виде самостоятельных медно-молибденовых жил («Медная жила» Парагачайского месторождения и «Гыз-Гялинчухурское» проявление).

Первые сведения о геологии Ордубадского района относятся к прошлому столетию. Из дореволюционных заслуживают внимания работы Г. В. Абиha [9, 10], Цулукидзе, Халатова и Архипова [357].

Второй период относится уже к послереволюционному времени, когда появляются работы В. Н. Лодочникова [261], К. Н. Паффенгольца [294, 295], С. А. Мовсесяна [276, 277, 278], А. А. Флоренского и Е. К. Устиева [350], И. Н. Ситковского [315], Ш. А. Азизбекова и Р. Н. Абдуллаева [21, 22, 23], М.-А. Кашкая [134, 135] и др.

Молибденовые руды в Ордубадском районе были установлены Н. И. Хитаровым в 1932 г. близ с. Килит. Позже в 1934—1935 гг. молибденовые руды были обнаружены уже в районе Парага, Урумыс и в Алчалыхе С. А. Мовсесяном и А. К. Шиленко. В 1939—1940 гг. была произведена предварительная разведка Парагачайского молибденового месторождения. В последующие годы на этом месторождении велась доразведка и в 1948 г. оно было сдано в эксплуатацию.

Отдельным рудным месторождениям и проявлениям области развития Мегри-Ордубадского интрузива посвящены отчеты А. Д. Керимова и Г. А. Твалчрелидзе, Н. Е. Гухман, М. А. Мустафабейли и ряд других.

Ордубадской поисково-разведочной партией Азгеолуправления были выявлены Гекгюндурское и Чыгырдашчайское проявления молибдена (1950—1951 гг.), Фяхлидаринское и Ванандчайское проявления молибдена (1952 г.), Абиль-Касумдаринское полиметаллическое проявление (1953 г.), Капланчайское молибденовое и Ванандчайское медно-молибденовое проявление (1954 г.).

Геологическое строение района

В геологическом строении рассматриваемой части Ордубадского района (рис. 1), по данным Ш. А. Азизбекова [26 и 28], принимают участие отложения турона, коньяк-сантона, кампана, маастрихта, датского яруса и палеоцена, нижнего и среднего эоцена и антропогена.

Нижнетуронская туфогенно-карбонатная толща слагает Кетамскую антиклиналь, по осевой части которой протекает р. Аракс. На площади между р. Кетамчай и оврагом Барамидара отложения нижнего турона падают на северо-восток под углом 12—15°. В силу погружения

Кетамской * антиклинали в север—северо-западном направлении, на нижнетуронскую толщу налегают более молодые образования.

Литологические особенности нижнетуронской толщи могут быть охарактеризованы по разрезу района с. Кетам. Здесь нижнюю часть составляют светло-серые известковые туфопесчаники, известковистые и известково-кремнистые песчаники, кремнистые известняки; в средней и в верхней частях встречаются темно-серые пиритизированные аргиллиты, оскольчатые и сланцеватые глины и глинистые сланцы. Видимая мощность толщи составляет 420 м. В нижней части разреза встречаются пластовые и дайковые инъекции порфиринов и диабазов, которые в средней и в верхней частях толщи уменьшаются как по мощности, так и по количеству.

Вышележащая верхнетуронская толща представлена грубообломочными туфоконгломератами, гравелитовыми туфопесчаниками, рассланцованными аргиллитами, общей мощностью 198 м. Эти отложения перекрываются известняками коньяк-сантонского яруса.

Коньяк-сантонские отложения представлены известняками, согласно налегающими на известково-туфогенную толщу верхнего турона.

Наибольшая обнаженность известняков коньяк-сантона фиксируется в обрывистых берегах р. Кетамчай и в овраге Барамидара. В последнем пункте они секутся дайками порфириновых пород. По р. Кетамчай коньяк-сантонские отложения представлены белесовато-серыми тонкослоистыми, светло-серыми толстослоистыми и серовато-бурыми среднеслоистыми известняками, общей мощностью 85 м; в сторону Барамидара мощность их несколько увеличивается. В долине оврага Ажनावир эти отложения представлены серыми толстослоистыми и серыми кремнистыми известняками.

Известняки коньяк-сантона согласно перекрываются известняково-глинистой толще кампана, выступающей в 4—5 км к восток—северо-востоку от гор. Ордубада, прослеживаются от оврага Ажनावир в сторону с. Килит, где породы ее, в зависимости от близости контакта с мондонитовой фазой интрузива, местами частично, местами же полностью скарированы. В 2 км севернее с. Кетам кампанские отложения представлены зеленовато-серыми тонкослоистыми известковыми глинами, серыми оскольчатыми косослоистыми известковыми аргиллитами и зеленовато-серыми роговиками, общей мощностью 135 м.

Породы кампана согласно перекрыты отложениями маастрихта (мощностью 60—70 м), характеризующимися частым чередованием тонкоплитчатых темно-серых мергелей и зеленовато-серых мелко-среднезернистых песчаников (мощность прослоев 0,5—0,6 м).

Датский ярус и палеоцен на участке между р. Ордубадчай и оврагом Ажनावир сложен аргиллитами, пелитоморфными и песчанистыми известняками и кварцевыми песчаниками. Весьма характерным для данной толщи является наличие многочисленных даек, экструзий и пластовых инъекций, являющихся корнями излившихся покровов нижнего эоцена. Мощность датского яруса и палеоцена в разрезе с. Нюсюс составляет 361 м.

Эоценовые отложения в Ордубадском районе представлены [26] нижним и средним отделами. Нижний эоцен представлен вулканогенной толщей, средний эоцен — вулканогенно-осадочной и туфоконгломератовой толщами.

Нижне эоценовая вулканогенная толща Ордубадского района залегает между фаунистически охарактеризованными отложениями датского яруса — палеоцена и среднего эоцена. Залегает эта толща не-согласно на датском ярусе — палеоцене.

Разрез нижнеэоценовой вулканогенной толщи района с. Аляги является наиболее полным и характеризуется чередованием зеленовато-серых порфиритов различного состава (авгито-плагиоклазовых, плагиоклазовых), местами мелкобрекчиевидных, с серыми, зеленовато-серыми туфоконгломератами. В верхах разреза фиксируется пачка (16 м) гравелитовых туфопесчаников. Хотя мощность разреза района с. Аляги и составляет 671 м, однако, учитывая общий региональный подъем пластов в восточном направлении и то, что подошва нижнего эоцена здесь не вскрыта эрозией, вероятно, истинная мощность его будет около 1000 м.

Литологический состав нижнего эоцена позволяет выделить две фациальные зоны — вулканогенную и вулканогенно-осадочную; первая охватывает высокогорную часть Загезурского хребта, а вторая — западную часть района. Распределение фациальных зон нижнего эоцена отчетливо указывает, что вулканический материал, слагающий нижнеэоценовую толщу, поступал из восточной части прогиба. Нахождение в устье Ажнавир (вблизи гор. Ордубад) серии порфиритовых даек, переходящих в нижнеэоценовые покровы такого же состава, позволяет считать, что наряду с центральным типом извержений, на который указывают огромные массы пирокластических образований средней кислотности, давших различные порфириты (плагиоклазовые, пироксеновые, роговообманковые), их туфы, туфобрекчии и туфоконгломераты, имели место и излияния трещинного типа.

Средний эоцен. Комплекс пород среднего эоцена распространен в северо-западной части района — в среднем и верхнем течении р. Гилянчай. Весь среднеэоценовый комплекс пород по литолого-стратиграфическим признакам расчленяется на две толщи (снизу вверх): вулканогенно-осадочную и туфоконгломератовую. Толщи эти довольно хорошо выдержаны по простираанию, закономерно изменяя мощность и литофации в определенных направлениях.

Из комплекса пород среднего эоцена наибольшее площадное пространство имеет вулканогенно-осадочная толща. Наибольшая мощность ее (до 1100 м) фиксируется, как и в нижнем эоцене, в северо-западной части района — в верховьях р. Гилянчай. К юго-западу и западу от этой зоны наблюдается заметное уменьшение мощности, вплоть до полного выклинивания.

По своему фациальному составу вулканогенно-осадочная толща резко отличается от нижнеэоценовой и для полосы Парага—Тиви—Аляги характеризуется аргиллитами, туфопесчаниками, порфиритами и их агломератными лавами, туфоконгломератами и туфобрекчиями. Причем, в пределах этой полосы в направлении с юго-востока на северо-запад происходит, с одной стороны, уменьшение мощностей прослоев порфиритов, агломератных лав, туфоконгломератов и туфобрекчий, а с другой — увеличение мощности туфопесчаников и аргиллитов.

Туфоконгломератовая толща среднего эоцена выступает на обширной площади между сс. Бегрют, Бист и районом восточнее с. Шурут. В составе ее преобладают аггломератные лавы (с обломками порфиритов до 1 м и более) с подчиненными прослоями и линзами туфоконгломератов и редко порфиритов. Мощность ее значительно возрастает, достигая на правом берегу р. Гилянчай, против с. Тиви, 800 м.

Четвертичные отложения пользуются большим распространением на исследованной территории и подразделяются на пролювиальные, пролювиально-аллювиальные, элювиально-делювиальные и аллювиальные отложения долин рр. Гилянчай, Ванандчай и Акулисчай.

В тектоническом отношении рассматриваемый район характеризуется сложной складчатой структурой (8 и 10). Наиболее древними

складчатыми структурами являются послеолигоценовые — домиоценовые линейные складки (рис. 1), протягивающиеся от сс. Кетам и Килит на востоке до с. Даста на западе. Возраст этих складок определяется выходами палеогеновых и более древних отложений, так как миоценовые и плиоценовые отложения за пределами рассматриваемого района перекрывают размытые складки этой системы и дислоцированы иначе.

В строении послеолигоценовых-домиоценовых линейных складок отмечаются определенные закономерности. Все они, в общем, параллельны, имеют большую, по сравнению с поперечными размерами, протяженность и общую (СЗ—ЮВ) ориентировку в плане. Изгибы складок обычно параллельны; антиклинали и синклинали в поперечном сечении приблизительно равновелики. Ширина их обычно составляет 5—6 км, но в некоторых случаях уменьшается до 0,5 км и менее. Эти закономерности в строении и расположении складок не везде строго сохраняются. В некоторых местах наблюдаются отклонения, схождение и расхождение пучков складок, крутые изгибы осей с нарушением параллельности, местные расширения синклиналей с образованием широких и пологих мульд и выполаживание антиклиналей вплоть до полного их исчезновения. Однако все эти отклонения находят свое объяснение во взаимоотношении с более молодыми дислокациями (с поднятиями и прогибами северо-западного и широтного простирания и плиоцен-четвертичной прерывистой складчатостью) и являются более поздними деформациями этой системы складок, образованной в результате наложения одних структур на другие.

В рассматриваемом районе зафиксированы следующие антиклинальные складки (перечисление дается с запада на восток): Дост-Оюхлинская, Корухлар-Парагинская, Кетам-Алягинская.

Разрывные нарушения имеют широкое развитие как в самом теле плутона, так и во вмещающих его породах, и в особенности вблизи его контакта, подразделяясь по отношению к складчатости на:

а) согласные и диагональные разрывы — сбросы, взбросы и надвиги;

б) поперечные сбросы и сбросо-сдвиги.

По возрастному соотношению указанные группы разрывов разделяются достаточно четко. Во многих пунктах можно наблюдать, что первые секутся и смещаются вторыми. Разрывные нарушения, поперечные по отношению к складчатости, имеют, в основном, северо-восточное и широтное простирание, тогда как согласные и диагональные к складчатости разрывы имеют северо-западное направление. Особенно они развиты в районе распространения верхнемеловых образований (Кетам-Килит). Направление простирания зон разломов в большинстве случаев северо-западное ($300-340^\circ$) и в меньшей мере северо-восточное ($20-60^\circ$), причем первые носят характер крутопадающих надвигов или взбросов. Кроме них, большое развитие имеют или сбросы с амплитудой от 10 до 100 м, или разломы без явных следов вертикальных подвижек. Следует отметить, что на северо-восточном крыле Кетам-Алягинской антиклинали отмечено около 10 разломов, из них один крупный, протяженностью до 14 км. Он прослеживается на северо-запад 310° , т. е. параллельно оси антиклинали, при этом плоскость разлома падает очень круто (80°) на северо-восток. На левом склоне р. Кетамчай, против с. Кетам, два параллельных сброса северо-западного простирания образуют грабен с амплитудой смещения 50—70 м. Кроме указанных разломов в верхнемеловых отложениях отмечены мелкие второстепенные сбросы северо-восточного простирания.

Несколько севернее, между с. Парага и Биляв фиксируется группа сбросов с простиранием СВ $40-45^\circ$. Зоны их раздробления характери-

зуются большой шириной и интенсивной каолинизацией и ожелезнением. Вследствие этого, определить смещение по этим сбросам не представлялось возможным. Однако, исходя из небольшой протяженности разрывов, можно полагать, что оно незначительно. В крайней северной части рассматриваемого района, в районе с. Бист, фиксируется ряд северо-западных разломов, пересеченных в ряде мест поперечными разломами.

Наконец, следует отметить разломы как в приконтактной части интрузива, как и в самом интрузиве. В зависимости, от направления линии контакта интрузива эти нарушения имеют, в основном, северо-западное простирание. К таким разломам относится Зайлидаринский, приуроченный к контактовой зоне вулканогенных пород нижнего эоцена с интрузией тоналитов (первая фаза батолита). Он прослеживается от с. Пазмара на расстоянии 4 км в северо-западном направлении (330°) и доходит до левого склона долины р. Герданычай. На этом протяжении породы контактовой зоны сильно гидротермально изменены — каолинизированы, окварцованы, серицитизированы и ожелезнены. Пазмаринский разлом прослеживается от Бугалярского перевала вдоль интрузивного контакта тоналитов и сиенит-диоритов и у с. Пазмара соединяется с Зайлидаринским разломом. На этом протяжении Пазмаринский разлом местами плохо выражен.

Несколько разломов такого же направления зафиксировано в районе р. Парагачай, где они веерообразно (в пределах $СЗ\ 280-340^\circ$) прослеживаются на незначительное расстояние.

Из северо-восточных разломов следует указать Парагачайский, Герданычайский, Алчалыхский и Шихюрдский.

Парагачайский разлом приурочивается к р. Парагачай и проходит среди кварцевых диоритов граносиенитовой интрузии батолита. Прослеживается он в северо-восточном направлении (40°) от с. Шеллерут к Капуджихскому перевалу. Вдоль этого разлома породы интенсивно каолинизированы, окварцованы и ожелезнены, и к этому разлому приурочиваются выходы минеральных железисто-углекислых источников.

Герданычайский разлом протягивается от урочища Халилюрд на СВ $40-50^\circ$. Разлом проходит среди пород граносиенитовой интрузии. Ширина разлома 3—4 м; он характеризуется хорошо выраженными зеркалами скольжения. Породы вдоль разлома рассланцованы, окварцованы и ожелезнены.

Алчалыхский разлом прослеживается от места слияния р. Капланчай и р. Алчалыхчай через Алчалых до перевала Айчангыл и дальнейшее свое развитие получает на территории Армении. Разлом крупный, с простиранием на СВ 50° . Он на всем своем протяжении пересекает несколько даек, смещая их, и разломы северо-западного простирания. Вмещающие его породы сильно изменены и брекчированы.

Четвертый небольшой Шихюрдский разлом северо-восточного простирания, пересекает на протяжении 2 км порфировидные граносиениты.

Здесь же следует рассмотреть дайки с точки зрения тектонического строения и закономерностей в распространении. Рассматривая их как систему зияющих трещин, выполненных магматическим материалом, легко видеть их пространственную общность с разрывами северо-восточного и северо-западного направлений.

На всей территории рассматриваемого района развиты, в основном, дайки северо-восточного направления. Большинство даек простирается на СВ $40-60^\circ$, у некоторых простирание изменяется в пределах СВ $10-30^\circ$ и СВ $70-80^\circ$. Все эти дайки очень хорошо выделяются в рельефе, нередко образуя отвесные «стены» высотой 4—8 м при мощности от 3

до 6 м. Все они, как правило, имеют большую протяженность, порядка 5 км и более и пересекаются на своем протяжении в нескольких местах разломами как северо-западного, так и северо-восточного простирания, смещающими дайки на несколько метров. Встречаются также дайки параллельные линиям разрывов северо-западного простирания, но таких значительно меньше. Отличительной чертой их является сравнительно небольшая мощность и маленькая протяженность. Эти дайки пересекаются северо-восточными разломами, и тот факт, что сбросы северо-восточного простирания секут дайки, указывает на относительную молодость первых (сбросов) по сравнению со вторыми (дайками).

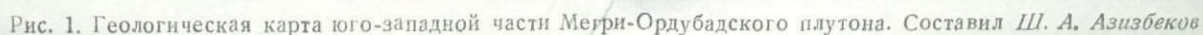
Некоторое исключение составляет юго-восточная часть рассматриваемого района, где наряду с дайками, рассекающими интрузии, встречаются и такие (порфириты и диабазы), которые локально приурочиваются лишь к вмещающим породам батолита (верхний мел, датский ярус и палеоцен) и являются корнями (подводящими каналами) нижнеэоценовых эффузивов. Преобладают среди них дайки северо-западного простирания и реже меридионального.

МЕГРИ-ОРДУБАДСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ БАТОЛИТ (ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ)

Этот батолит в пределах Ордубадского района Нахичеванской АССР занимает площадь 280 км², переходя далее в пределы Армении (рис. 1). Характеризуется он резко секущими контактами, значительной ассимиляцией вмещающих пород, наличием ксенолитов и интенсивным контактовым воздействием, фиксирующимся в мощной зоне контактово-метаморфических пород (скарны, эпидозиты, роговики, кварциты, мраморы). Нижний возрастной предел Мегри-Ордубадского батолита устанавливается как послесреднеолигоценовый. Этот батолит и другие интрузивы данной группы (Лякяхаский и Саккарсу), пересекают уже сформированные ко времени их внедрения линейные складки общекавказского простирания, возраст которых отчетливо определяется как послесреднеолигоценовый. Верхний возрастной предел устанавливается менее определенно. Разрывы, связанные с формированием Нахичеванской впадины, пересекают интрузивы Мегри-Ордубадской группы, следовательно, батолит древнее Нахичеванской впадины. Анализ геологического развития показывает, что внедрение батолита отвечает времени перестройки плана зон поднятия и прогибания — заложению Приараксинского верхнеолигоценового-миоценового прогиба.

Многообразие пород Мегри-Ордубадского батолита можно свести к трем различным фазам интрузивной деятельности [21]: наиболее ранней — тоналитовой, промежуточной — монцонитовой и наиболее поздней — граносиенитовой. Первая фаза представлена контаминированными роговообманковыми тоналитами, кварцевыми диоритами и гранодиорит-порфирами, далее в краевых зонах — биотито-роговообманковыми кварцевыми диорит-порфиритами, биотитизированными кварцевыми диоритами и эпидотизированными диоритами. Под влиянием более поздних интрузий (монцонитовой и граносиенитовой) краевые фации пород тоналитовой интрузии изменены — осланцованы, магматизированы, катаклазированы, эпидотизированы и биотитизированы.

Породы монцонитовой фазы интрузии представлены двумя разобщенными выходами. Первый из них составляет водораздельную часть Конгуро-Алангезского хребта, занимая площадь около 5 км² между вершинами Яглудара (3828,6 м) и Сарыдара (3756,6 м). Второй выход площадью 48—50 км² контактируется с верхнемеловыми известняками Кетама и Килита и вулканогенным нижним эоценом Нюс-Нюса. Среди по-



1-современный отдел. Аллювиальные отложения; 2-верхний отдел. Аллювиально-пролювиальные отложения; 3-средний отдел. Делювиальные отложения; 4-средний эоцен. Вулканогенно-осадочный толщ; 5-нижний эоцен. Вулканогенный толщ; 6-палеоген и датский ярус. Голубовато-серые глыбы и песчанники; 7-массивы. Глины, мергели, известняки, песчанники и конгломераты; 8-кампан. Песчанистые известняки и глыбы; 9-сантон и верхний кохик. Белесоватые окремненные известняки и гравелиты; 10-нижний кохик и турон. Темносерые и черные глыбы, туфоосадчанники и туфоконгломераты; 11-порфиритовые граносенилиты; 12-граносенилиты; 13-кварцевые и бескварцевые шиферо-дисциты; 14-кварцевые дисциты; 15-шиферо-дисциты и габброиды; 16-кварцевые и бескварцевые дисцит-порфириты; 17-гранодиорит-порфириты; 18-тоналиты; 19-сенилиты; 20-варцевые дисцит-сенилиты; 21-кварцевые и бескварцевые моноклиты; 22-моноклиты; 23-вторичные кварциты; 24-эпидиозиты; 25-скарны; 26-дайки; 27-разломы.

род этой интрузии выделяются следующие фации: кварцевые монцонит-диориты, кварцевые и бескварцевые монцониты, кварцевые диорит-сиениты и сиениты, а также адамеллиты.

Кварцевые диорит-сиениты в наиболее возвышенных пунктах их распространения (г. Союх, г. Ажнавир, г. Кетам) характеризуются наличием многочисленных ксенолитов вмещающих пород, представленных различными порфиритами. Они протягиваются прерывистой полосой, шириной 0,5—1,4 км от верховьев р. Кязачай до р. Килитчай, параллельно водораздельной части Конгуро-Алангезского хребта.

Породы граносиенитовой интрузии батолита представлены порфировидными полосчатыми и неполосчатыми граносиенитами, шлировыми кварцевыми сиенит-диоритами, шлировыми диоритами и габбро-диоритами.

Порфировидные граносиениты геоморфологически выделяются среди окружающих пород интрузии. Они образуют резкий перегиб рельефа с крутыми, нередко почти отвесными скалистыми склонами, часто недоступными гребнями, отрогами и пиками, занимающими наиболее возвышенные участки рассматриваемого района. Они протягиваются вдоль водораздельной линии Конгуро-Алангезского хребта на расстоянии 20 км начинаясь в районе вершины г. Сапардара (3826,4 м) и широкой полосой прослеживаются в юго-западном направлении. Восточнее перевала Тохлыгдык они, плавно изгибаясь, протягиваются на юго-восток и уходят за пределы закартированной территории, где в верховьях р. Гярданычай порфировидные граносиениты несколько суживаются и, принимая почти широтное направление, протягиваются до левобережья р. Алчалыхчай, где они прорывают своими отщеплениями кварцевые и бескварцевые монцониты. Дальнейшее свое развитие они получают в верховьях р. Шиялзорчай, а в истоках р. Ордубадчай порфировидные граносиениты изменяют свое направление с северо-западного на широтное, переходят через Бугакярский перевал в Армению, где слагают левобережье истоков р. Мегричай. Ближе к центральной части интрузии среди граносиенитов выделяется отдельная полоса, протягивающаяся в том же направлении и занимающая более высокие гипсометрические отметки, которая выклинивается на юго-востоке, в районе р. Алчалыхчай.

Минералогический состав порфировидных полосчатых и неполосчатых граносиенитов характеризуется (в убывающем порядке): анортклазом, роговой обманкой, магнетитом, сфеном, апатитом, цирконом, каолином, серицитом и хлоритом.

Кварцевые сиенит-диориты слагают узкую полосу (0,5—2,0 км шириной) вдоль внешнего контакта граносиенитовой фации, протягивающуюся на 20 км от перевала Капуджих до истоков р. Ордубадчай. На всем своем протяжении она то суживается до полного выклинивания (район р. Шиялзорчай и Фяхлидара), то расширяется. Эта фация пород, так же как и порфировидные граносиениты, изгибаясь, сохраняет преимущественно северо-западную вытянутость. Основное свое развитие она получила восточнее р. Парагачай, где образует краевую часть интрузива, покрывая площадь до водораздельного хребта между р. Ширинсу и р. Чанглыдара. Шлировые и бесшлировые сиенит-диориты при гипидиоморфно-зернистой структуре характеризуются некоторым преобладанием плагиоклазов над калиевыми полевыми шпатами, в меньшем количестве встречаются роговая обманка, биотит, магнетит, апатит, сфен, циркон и турмалин.

Шлировые кварцевые диориты развиты в районе р. Парагачай. Начиная с перевала Капуджих они протягиваются в юго-западном направлении до пос. Шеллерут, в виде узкой полосы с некоторым расширением к юго-западу и северо-востоку.

Габбро-диориты составляют краевую фацию граносиенитовой фазы, которая прослеживается, так же, как и диориты, в юго-западном направлении с выклиниванием как к северо-востоку (район перевала Капуджих), так и к юго-западу (район южнее пос. Шеллерврт). Эта фация интрузии находится в контакте (прорывает) с нижнеэоценовой вулканогенной толщей, образуя контактовый ореол из вторичных андалузитоносных кварцитов.

Мегри-Ордубадский батолит пересечен огромным количеством даек преимущественно северо-восточного направления, имеющих диорит-порфиритовый и несколько реже лампрофировый состав. Простирание их колеблется в широких пределах с незначительным отклонением от первоначального. Падение даек вертикальное или близкое к нему ($75-80^\circ$), причем по простиранию меняется в ту или другую сторону. Как правило, диорит-порфиритовые и лампрофировые дайки являются дорудными. Не будучи непосредственно рудоносными, лампрофировые дайки представляли собой проводники восходящих металлоносных растворов.

Контактный ореол Мегри-Ордубадского интрузива (рис. 1) представлен скарнами и вторичными кварцитами, сменяющимися южнее с. Пазмара эпидозитами. Подчиненное значение имеют породы, развитые в юго-восточной части (в 0,5—1,4 км от контакта) — роговики, мраморы, каолинизированные, серицитизированные и окварцованные породы. Все они являются продуктами изменения порфиритов, туфов и туфопесчаников нижнего эоцена, развитых на северо-западе и известково-мергелистых пород верхнего мела, развитых на юго-востоке.

Скарны наиболее распространены, протягиваясь широкой полосой (от 200 до 1300 м) от высотной отметки 2225 м на юго-восток к долине р. Аракс, они залегают в виде мощных пластов с северо-восточным падением.

В зависимости от преобладания того или иного компонента скарны подразделяются на следующие типы, связанные между собой взаимными переходами: 1) мономинеральные — гранатые и 2) полиминеральные — кварцево-гранатые, эпидото-гранатые, диопсидо-гранатые, кальцито-гранатые, кальцито-пироксено-гранатые, хлорито-кальцито-гранатые и авгито-гранатые. Наиболее распространенными являются мономинеральные гранатые и из полиминеральных — первые пять типов, менее распространены — два последних.

Эпидозиты прослеживаются от г. Учурдаг до среднего течения р. Гянзачай. Приурочиваются к контакту эпидотизированных диоритов тоналитовой фазы и кварцевых диорит-сиенитов монцонитовой фазы с вулканогенной толщей нижнего эоцена. Минералогический состав эпидозитов представлен эпидотом, цоизитом, кварцем, кальцитом, актинолитом, уралитом, диопсидом, хлоритом, сфеном, апатитом, магнетитом, гематитом, пиритом, халькопиритом, лимонитом и малахитом. В зависимости от количества тех или иных компонентов, среди них выделяются следующие типы: собственно эпидозиты, состоящие только из эпидота и цоизита, кварцевые, хлорито-кварцевые, кальцитовые, актинолито-кальцитовые, актинолито-кальцито-кварцевые и уралитовые эпидозиты.

Вторичные кварциты с вмещающими породами широко распространены в северо-западной части контакта интрузии; начинаются от истоков р. Парагачай и протягиваются вдоль линии контакта пород тоналитовой и граносиенитовой фазы с породами вулканогенной толщи нижнего эоцена через с. Пазмара к северо-востоку от г. Учурдаг, где они выклиниваются. Ширина распространения их восточнее г. Хазарюрт и с. Урумыс 1,5—2 км, а западнее р. Парагачай уменьшается до 600 м.

По количественно-минералогическому составу выделяются среди них собственно кварциты, состоящие из одного кварца, андалузито-слюдяные, кордиерито-полевошпатово-слюдяные, полевошпатово-слюдяные и слюдисто-андалузитовые.

Роговики распространены юго-западнее с. Килит на участке Кызылчанглы, приурочиваясь к контакту даек диоритовых порфиров с туфогенно-известковой толщей нижнего турона. Они представляют собой плотные, с раковистым изломом, полосчатые, сланцеватые и пятнистые (результат скопления темноцветных компонентов) породы. Окраска их различная — от темно-серой, почти черной, до светло-серой; по трещинам и плоскостям отдельности обычно пиритизированы, реже кальцитизированы и лимонитизированы.

Минералогический состав роговиков выражен кварцем, плагиоклазом, опалом, диопсидом, авгитом, роговой обманкой, актинолитом, тремолитом, уралитом, биотитом, гранатом, эпидотом, цоизитом, хлоритом, кальцитом, пиритом, халькопиритом, галенитом, гюбнеритом и из вторичных — ковеллином, халькозином, малахитом, азуритом, гетитом и лимонитом.

По количественно-минералогическому составу среди роговиков выделяются следующие типы: биотитовые, актинолито-биотитовые, актинолитовые, гранато-биотито-диопсидовые, полевошпато-тремолитовые, эпидото-плагиоклазовые, амфиболо-пироксеновые и гранато-эпидотовые.

Мраморы в виде выходов, приуроченных к тектоническим линиям разломов, встречаются в крайней юго-восточной части Ордубадского района. Из них наибольший (шириной 100—200 м и протяженностью 2—2,5 км) расположен в 1—1,5 км к юго-востоку от с. Килит. Среди них выделяются среднезернистые (светло-серые), плотные и крупнозернистые (белые и светло-желтые), имеющие под микроскопом гомеобластическую и гетеробластическую структуру. Минералогический состав представлен одним кальцитом; из аксессуарных присутствуют редкие зерна сфена.

ПАРАГАЧАЙСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ МОЛИБДЕНА

Парагачайское месторождение молибдена расположено на юго-западном склоне Конгуро-Алангезского хребта в пределах Ордубадского района Нахичеванской АССР (рис. 2).

Месторождение расположено в верховьях р. Парагачай, на левых ее притоках — Чанглыдара и Мунундара. Открыто в 1934 г. и представлено (рис. 2) жилами «Главная» (с апофизой от нее), «Новая», «Медная», «Пятая» и «Средняя».

Главная жила обнажается по обоим берегам ручья Чанглыдара. Простирается жилы $SZ\ 295^{\circ} - 325^{\circ}$, падение на ЮЗ под углом $45^{\circ} - 70^{\circ}$. Жила приурочена к висячему и реже к лежащему бокам лампрофировой дайки, местами же залегает внутри ее с включениями каолинизированных обломков лампрофира. Вмещающие породы кварц-молибденовой жилы и лампрофировой дайки представлены диоритами и кварцевыми диоритами, являющимися краевыми фациями граноснигитового интрузива Мегри-Ордубадского батолита. Вдоль жилы и ее контактов с лампрофировой дайкой и вмещающими породами наблюдаются зеркала скольжения дорудных и интеррудных подвижек. Мощность жилы как по простираанию, так и по падению очень не выдержана и поэтому на небольших интервалах (в 3—5 м) встречаются пережимы и раздувы. (рис. 3, 4, 5). Жила сложена плотным, местами трещиноватым белым кварцем, пронизанным сетью тонких прожилков, преимущественно

молибденита и пирита, причем первый встречается чаще отдельно. В средней части жилы наблюдаются иногда гнезда и густая вкрапленность мелких чешуек молибденита. Спорадически встречается халькопирит, сфалерит, галенит и реже блеклые руды. Распределение молиб-

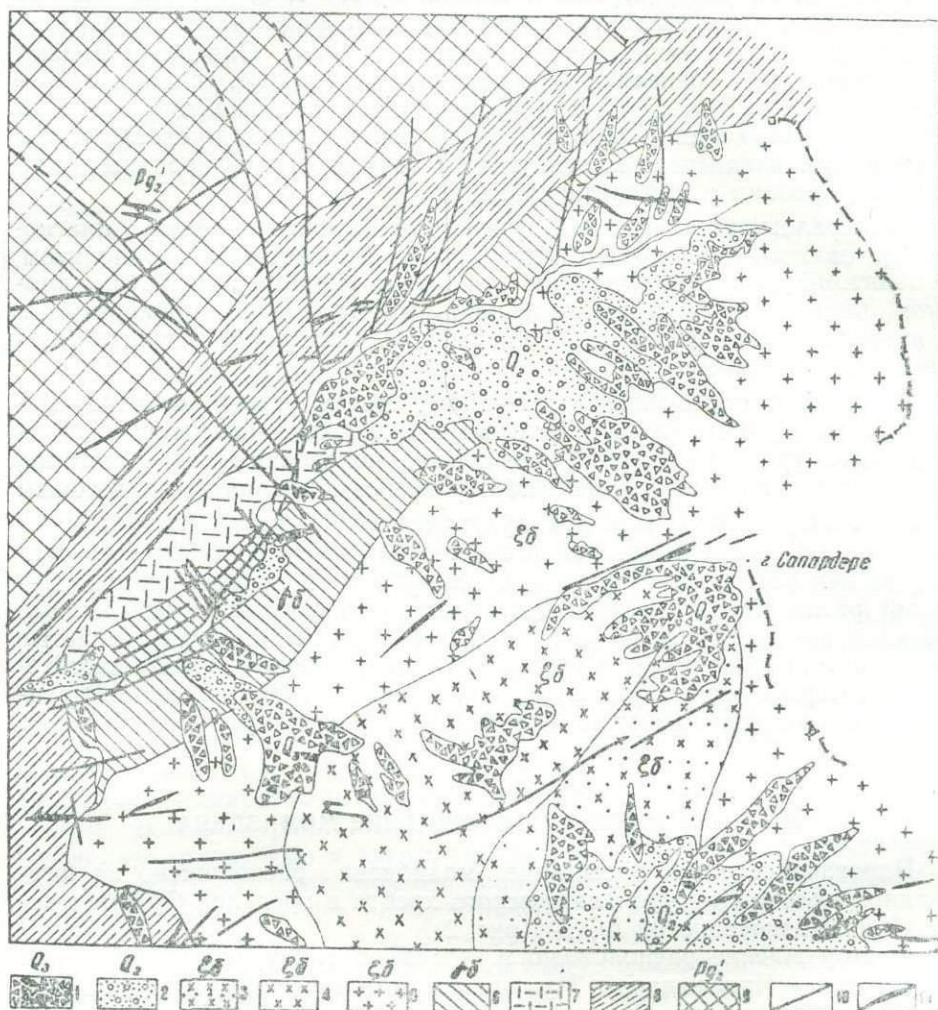


Рис. 2. Геологическая карта Парагачайского рудного поля.

Составил Ш. А. Азизбеков

1—верхний отдел: элювиально-делювиальные отложения; 2—средний отдел: пролювиально-делювиальные отложения; 3—порфировидные граносиениты; 4—граносиениты; 5—кварцевые сиенит-диориты; 6—кварцевые диориты; 7—ширвые диориты и габродиориты; 8—кварциты; 9—нижний эоцен; 10—разломы; II—дайки.

денита и пирита в жильной массе создает типичную полосчатую текстуру руд. Жила местами смещена сбросами на 5—15 м. Зоны смещения жилы заполнены брекчированным кварцем и глиной трения. На северо-западном фланге Главная жила ограничена зоной брекчированных пород и здесь она, уменьшаясь в мощности, почти выклинивается на всех горизонтах.

Апофиза Главной жилы изучена по падению на 35 м. Простирание ее, в среднем, СВ 320°, падение на ЮЗ под углом около 65°. Мощность крайне изменчива. Характер минерализации и текстура апо-

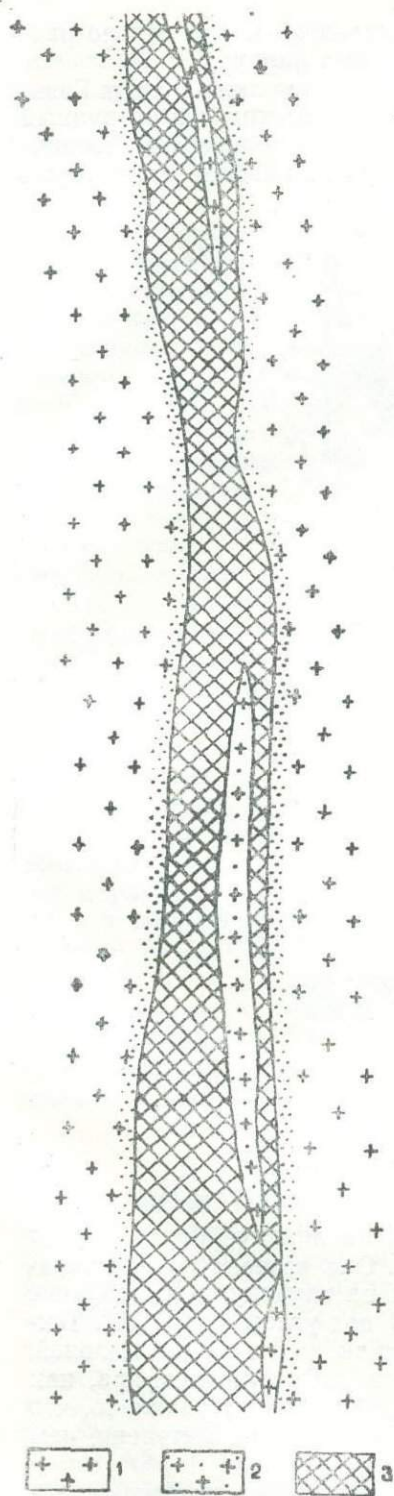


Рис. 3. План жилы „Главная“ (по кровле восточного штрека штольни № 15).

1—диориты; 2—гидротермально-измененные диориты; 3—кварц-молибденовая жила.

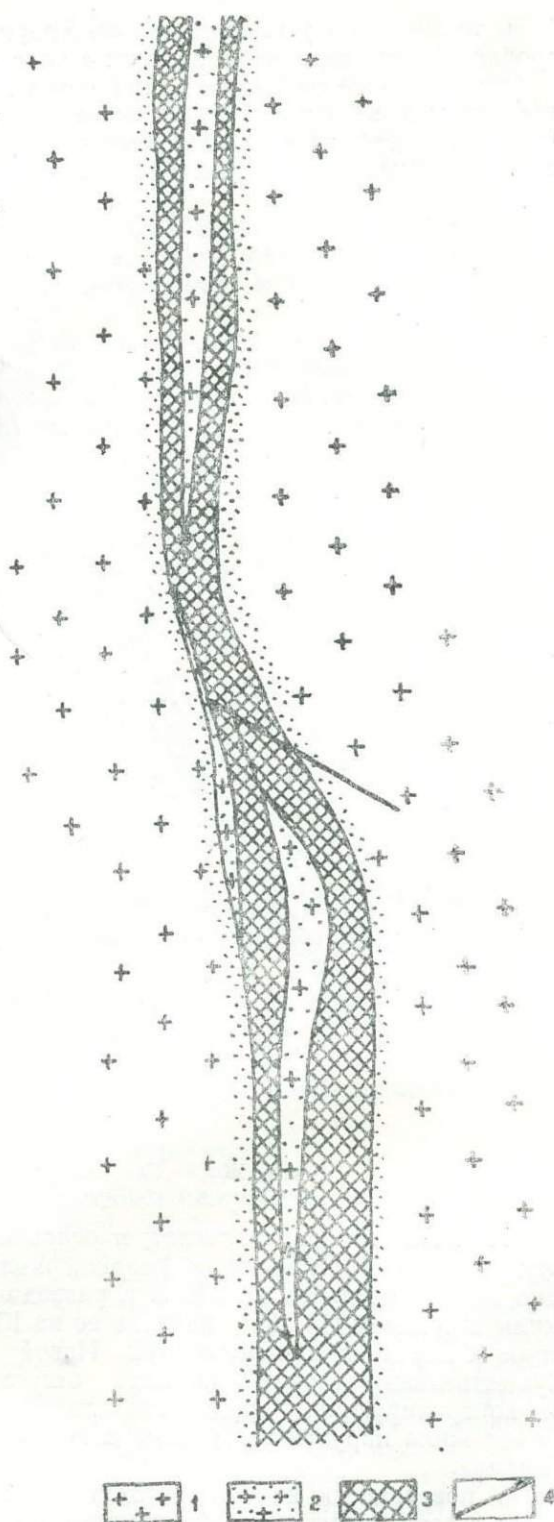


Рис. 4. План жилы „Главная“ (по кровле штольни № 16.)

1—диориты; 2—гидротермально-измененные диориты; 3—кварц-молибденовая жила; 4—разрыв.

физы те же, что и у Главной жилы. Кварц жильной массы сильно раздроблен, имеет первичные пустоты с кристаллами пирита.

Наибольшее скопление молибденита проявляется лишь вблизи Главной жилы и по мере удаления от нее апофизы переходят в безрудный кварцевый прожилок. Молибденовая минерализация апофизы распространяется по простирию. Дайка лампрофира по апофизе отсутствует.

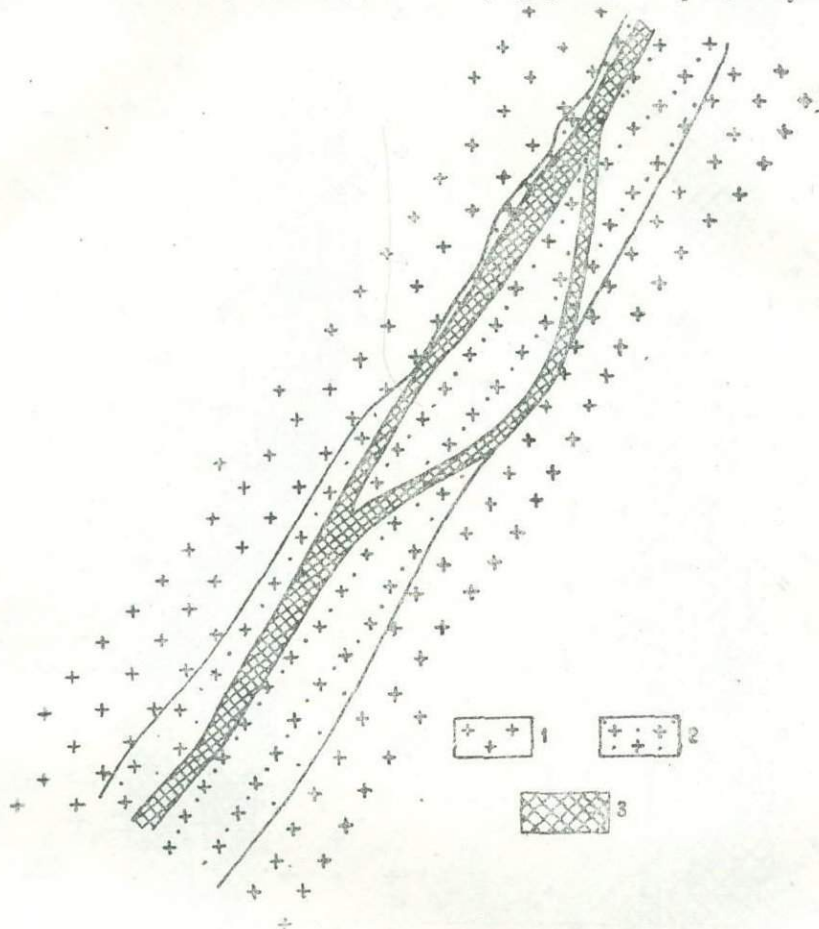


Рис. 5. Жила „Главная“ (по кровле штольни № 25.)
1—диориты; 2—гидротермально-измененные диориты; 3—кварц-молибденовая жила.

Новая жила залегает, в основном, по левому борту ручья Мунундара в 550 м к югу от Главной жилы. Она изучена по простирию приблизительно на 330 м и разведана на глубину. Простириание жилы в среднем СЗ 290° , падение ее на ЮЗ под углом около 70° . Текстура и характер минерализации Новой жилы аналогичны Главной. Существенным отличием является отсутствие дайки лампрофира, как бы контролирующей оруденение по Главной жиле, а также то, что Новая жила нарушена сбросами в значительно меньшей степени, чем Главная.

У поверхности жила переходит в кварцево-рудные прожилки, залегающие в зоне гидротермально измененных пород.

На северо-западном фланге жилы вмещающими породами служат бескварцевые диориты, а на юго-восточном — кварцевые диориты. Они каолинизированы, окварцованы, пиритизированы и ближе к жиле —

серицитизированы. Жильный кварц обычно белый, плотный, часто трещиноватый. На северо-западном фланге жилы усложняется наличием параллельных разветвляющихся и выклинивающихся прожилков, которые на юго-восточном фланге сливаются в одну жилу значительной мощности и характеризуются высоким содержанием молибдена. Поэтому юго-восточная часть Новой жилы является весьма перспективной на молибден.

В некоторых местах жилы разорвана и смещена по-простиранию сбросо-сдвигами небольшой амплитуды. Для данной жилы характерны смещения, сопровождающиеся резким уменьшением мощности и даже частичным прерыванием рудного тела.

Минерализация жилы представлена тонкими (1—3 мм) молибденитовыми прожилками, параллельными зальбандам жилы, придающими ей ленточную текстуру. Кроме того встречается локальная вкрапленность молибденита и небольшие гнезда пирита, обычно в лежащем боку жилы. В кварцевой массе присутствуют халькопирит, в небольшом количестве сфалерит, галенит, блеклые руды, золото и рений.

Медная жила проходит по левому берегу р. Парагачай у самого ее уреза, где она срезается поперечным северо-восточным разломом, проходящим прямо по руслу реки. На правом берегу — за пределами этого разлома, жилы не обнаружена. Юго-восточная граница жилы окончательно не установлена. Простирание ее СЗ 295—325°, падение на ЮЗ по углу 65°.

Медная жила разведана по простиранию на 160 м. Мощность жилы очень изменчива, нередко наблюдается уменьшение мощности вплоть до выклинивания, сменяющегося через большие промежутки резкими раздувами, что создает четковидную форму рудного тела.

Вмещающие породы — габбро-диориты и диориты сильно окварцованы, часто пронизаны густой сетью кварцевых прожилков, ответвляющихся от основной жилы. Слагающий жилу кварц белый, сероватый, окрашенный гидроокислами железа и реже малахитом; он, так же, как и в вышеописанных жилах, плотный и трещиноватый. Пустоты в жильной массе встречаются редко, иногда выполнены щетками горного хрусталя.

Рудные минералы, в основном, представлены халькопиритом и пиритом. Молибденит встречается обычно спорадически в зальбандах жилы в виде чешуек и тонких примазок. Халькопирит с пиритом местами слагает все рудное тело. Среднее содержание молибдена по жиле 0,33%.

Структуры и текстуры руд

Все жилы Парагачайского месторождения характеризуются следующими структурными и текстурными особенностями руд. В краевых фациях граносиенитовой интрузии — в зоне развития габбро-диоритов и диоритов — рудные жилы являются кварцево-медными, и молибденит в них встречается спорадически. Жилы имеют сложную структуру — они раздваиваются или разделяются на большое число прожилков, которые то обрываются, то сходятся вновь. Здесь характерно развитие серии параллельных кварцево-медных жил, нередко выклинивающихся по простиранию. Северо-западные части Главной и Новой жил и юго-восточная часть Медной жилы отличаются резко невыдержанной структурой — они здесь часто имеют четковидную форму или состоят из 2—3 жилок, образующих неправильную сложную текстуру.

По условиям размещения рудных минералов выделяются, в основном, два типа — полиминеральные и мономинеральные.

Для полиминеральных участков руд характерны коррозионные структуры, характеризующиеся различными формами разъедания пирита и молибденита — халькопиритом, сфалеритом, блеклыми рудами, галенитом и более поздними — кварцем и пиритом. Кроме того, они возникают при корродировании гипогенных рудных минералов гипергенными видами. Среди коррозионных структур отмечаются следующие морфологические типы: графическая, субграфическая, сетчатая, зональная, реликтовая и скелетная.

Для мономинеральных участков руд характерны идиоморфнозернистая и аллотриоморфонозернистая структуры. В пиритовых и кварцевых участках распространены раздробленные структуры. Часто встречаются порфиробластические структуры, характеризующиеся крупными порфировыми выделениями кристаллов пирита среди его мелкозернистых скоплений.

Текстура руд данного месторождения довольно разнообразна. Наиболее широко распространены вкрапленные текстуры — вкрапленность единичных зерен пирита, молибденита, галенита и сфалерита в кварце и, изредка, халькопирита, пирита, магнетита и молибденита в габбро-диоритах, диоритах и кварцевых диоритах. Угловатые обломки пирита часто цементируются более поздним кварцем, халькопиритом и вторичными минералами, образуя брекчированные текстуры. Для кварцево-молибденовых жил исключительно характерны гребенчатые текстуры, а в прожилках жильного кварца наблюдаются друзовые текстуры. Для жильного типа молибденовых руд р. Парагачай характерно наличие тонких полос-лент, обуславливающих полосчатую текстуру. Эти полосы приурочены к трещинам в сплошном массивном кварце и вытянуты в направлении простираания жил. Соответственно халькопирит в халькопиритовых и пирит в молибденитовых жилах образуют массовую текстуру. В зоне окисления наблюдаются землистые (скопления лимонита и каолина по трещинам пород) и корковые (натёки малахита, лимонита и азурита по руде) текстуры.

По минералогическому составу кварцево-молибденовые жилы Главной и Новой существенно отличаются от кварцево-медной жилы Медной, что обусловлено преобладанием в первых двух молибдена и в последней — халькопирита.

Основными минералами Главной и Новой жил являются кварц, молибденит и пирит, в незначительном количестве встречается халькопирит; из вторичных минералов в малых количествах встречаются лимонит, гетит, молибденит и повеллит; из нерудных минералов, кроме кварца присутствуют также серицит и каолинит. К второстепенным минералам относятся сфалерит, галенит, блеклые руды, арсенопирит, изредка встречается самородное золото.

Главными минералами жилы Медной являются кварц, пирит и халькопирит. Молибденит встречается спорадически и в незначительном количестве. Помимо кварца из нерудных минералов встречается серицит и кальцит.

Кроме того, Медная жила из-за широкого распространения халькопирита содержит значительное количество окисленных медных минералов, представленных азуритом, халькозином, малахитом и купритом, а также гетитом и лимонитом. Второстепенные минералы Медной жилы представлены, в основном, теми же минералами, что и в первых двух жилах, однако сфалерит, галенит и серицит здесь встречаются реже, самородное золото совершенно отсутствует. Блеклых же руд встречается больше, чем в Главной и Новой жилах.

Во всех трех жилах наблюдается следующая последовательность выделения минералов: в начальной стадии гидротермального процесса

выделяется кварц первой генерации, заполнивший всю мощность трещин. Затем по образовавшимся трещинам, произошло выделение рудных компонентов, сопровождаемых отложением кварца второй генерации; далее образуются пирит, молибденит, халькопирит и кварц третьей генерации и, наконец, в самой поздней стадии просходило отложение галенита, сфалерита, а также пирита и халькопирита третьей генерации.

В гипергенном процессе различают три стадии минерализации. Первой стадии принадлежит минеральная ассоциация: гетит, лимонит, молибдит и опаловидный кварц. Ко второй стадии — борнит, халькозин и ковеллин, образующие каемки и тонкие прожилки в рудной и нерудной массах и третья стадия представлена малахитом и азуритом.

МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ ГЫЗГЯЛИНЧУХУР

В крайней северной части Парагачайского рудного поля, на правом берегу р. Парагачай, ближе к ее истокам, в краевой части кварц-диоритовой фации Ш. А. Азизбековым в 1957 г. обнаружены кварцевые жилы северо-западного простирания. По простиранию и по падению жилы на поверхности очень не выдержаны, местами они резко увеличиваются в мощности, или же суживаются до полного выклинивания. Максимальная протяженность жил на поверхности 150—200 м. Кварц в нем белый или окрашен гидроокислами железа и малахитом. К экзоконтакту интрузива (северо-западная часть) кварцевые жилы сильно обогащены халькопиритом, местами встречается самородная медь. Халькопирит встречается чаще в виде вкраплений и реже в виде мелких прожилков. Кварцевые жилы пререзаются поперечными и менее продольными пострудными разломами. Вмещающие породы (кварцевые диориты) шириною 100—150 м по трещинам отдельности характеризуются интенсивным налетом медной зелени. Юго-восточная часть этого участка несколько отличается от северо-западной тем, что происходит некоторое обогащение его молибденитом.

Северо-западный конец участка ограничен дайкой диорит-порфирового состава, простирающейся на СВ, за которой минерализация не обнаружена.

УРУМЫССКОЕ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ

Урумисское медно-молибденное проявление состоит из двух участков: первый, Маданидзорский, расположен в верховьях р. Шордара (правый приток р. Урумысчай), второй — по р. Мецгет. Оруденение приурочено к контакту Мегри-Ордубадской интрузии (граносиенитовой его фазы) с вулканогенными породами нижнего эоцена, измененными во вторичные кварциты. На месторождении выделены два типа оруденения: кварцеворудные жилы (на участке Маданидзор) и прожилково-вкрапленные руды.

АЛЧАЛЫХСКОЕ МОЛИБДЕНОВОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ

Алчалыхское молибденное проявление расположено в среднем течении р. Алчалыхчай — правого притока р. Ванандчай, на абсолютной высоте 2400—2600 м и приурочено к Главному Ордубадскому разлому, проходящему по контакту двух фаз интрузии Мегри-Ордубадского батолита. Оруденение контролируется зонами дробления СВ 15—50° простирания, отвечающими от Главной зоны, и представлено тремя типами: 1) тонкой редкой вкрапленностью молибденита в кварцевых сиенит-диоритах и габбро-диоритах (граносиенитовая фаза интрузии); 2) тонкими прожилками молибденита (в виде примазок по трещинам отдель-

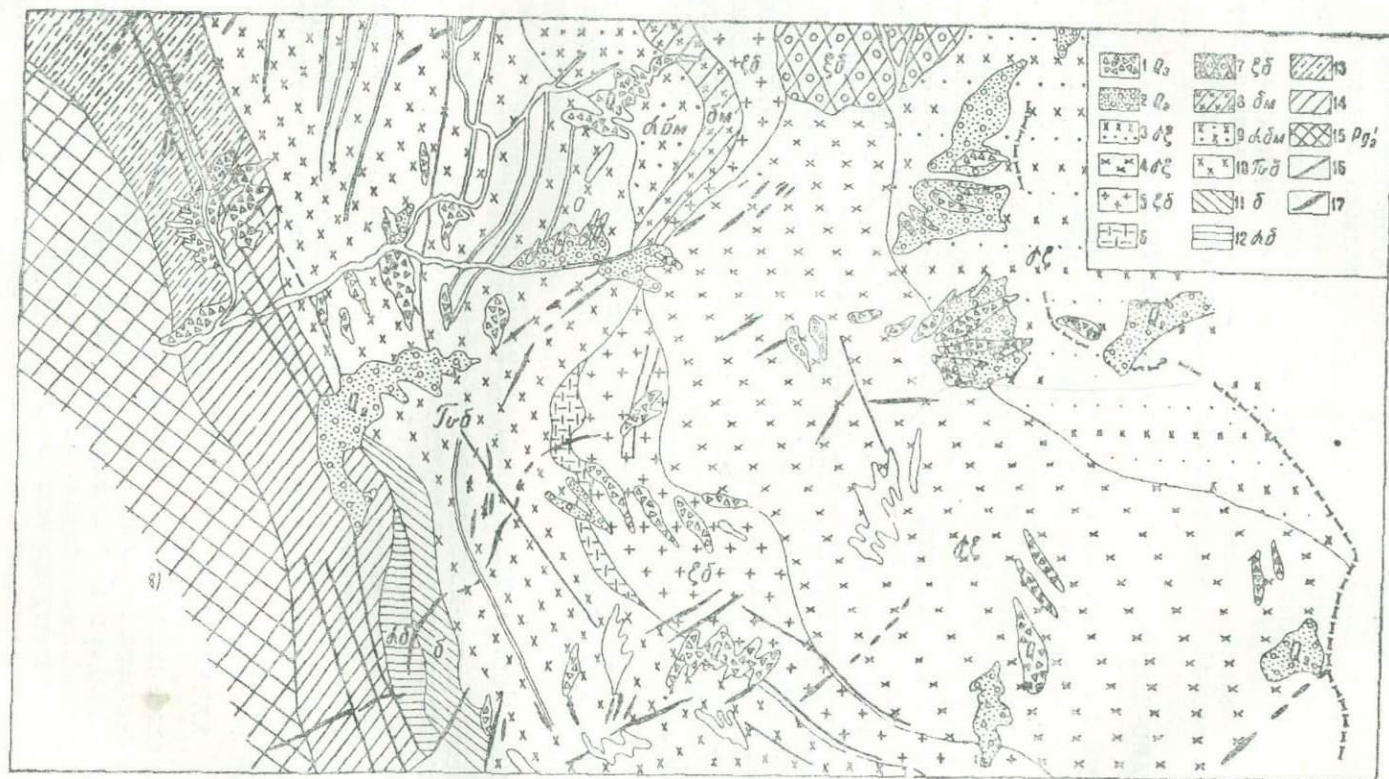


Рис. 6. Геологическая карта Гекгюндурского рудного поля. Составил Ш. А. Азизбеков.

1—верхний отдел, элювиально-делювиальные отложения; 2—средний отдел, пролювиально-делювиальные отложения; 3—порфировидные сиениты; 4—граносиениты; 5—кварцевые сиенит-диориты; 6—шпидровые диориты и габбро-диориты; 7—кварцевые и бескварцевые монцитониты; 8—кварцевые и бескварцевые диорит-порфиры; 9—гранодиорит-порфиры; 10—тоналиты; 11—эпидотизированные диориты; 12—кварцевые диорит-сиениты; 13—кварциты; 14—эпидозиты; 15—нижний вовер; 16—разломы; 17—дайки.

ности) и 3) зоной гидротермально измененных пород с вкрапленностью и прожилками молибденита. Содержание молибдена и мощность второй зоны с глубиной увеличиваются. На Капланчайском участке этого месторождения отмечаются кварцевые прожилки с халькопиритом и многочисленные примазки медной зелени.

ГЕКГЮНДУРСКОЕ МОЛИБДЕНОВОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ

Гекгюндурское молибденовое проявление расположено в верховьях р. Варданычай (правый приток р. Негедачай) (рис. 6).

Руды приурочены к контакту двух фаз внедрения интрузива: более ранней — тоналитовой и более поздней — граносиенитовой Мегри-Ордубадского плутона. Оруденение контролируется системой параллельных, близко расположенных между собой, трещин северо-западного простирания. Отмечены два типа оруденения: 1) прожилки молибденита с кварцем, пиритом и халькопиритом и 2) хлоритизированные рудные зоны.

Основным перспективным типом оруденения являются четыре хлоритизированные зоны, простирание которых СЗ 300—320°, с падением на СВ под углом 70—80°.

КИЛИТСКОЕ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЕ И ВОЛЬФРАМОВОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ

Килитское медно-молибденовое и вольфрамовое проявление расположено на левом берегу р. Аракс, в 11—12 км на юго-восток от г. Ордубад.

Рудные проявления расположены среди метаморфизованных пород верхнего мела в приконтактной зоне их с монцонитовой фазой интрузии: 1) западное — с медно-молибденовыми вкрапленными рудами и 2) восточное — с вольфрамовыми рудами прожилкового типа.

В западном медно-молибденовом поле широко распространены роговики, минерализованные по трещинам кварцем, молибденитом, пиритом и халькопиритом. Роговики пересечены тонкими прожилками штокверкового типа рудных скоплений. Преобладающими являются два направления систем трещин: СЗ 300—340° и СВ 10—50°. Причем более богаты рудой трещины северо-западного простирания, которые более распространены, чем северо-восточные. В местах сопряжений кварцевых прожилков этих двух направлений часто наблюдаются раздувы и богатая вкрапленность молибденита. Вообще рудные трещины на месторождении сближены между собой, образуя безрудные интервалы в 0,1—0,2 м.

Вкрапленные и тонкопрожилковые руды распространены в центральной и западной частях проявления. Вкрапленные руды наблюдаются, в основном, во вмещающих породах — в роговиках, приуроченных к зонам смятия и интенсивного дробления, а иногда и к плоскостям кливажа.

На восточном вольфрамовом поле отмечается ряд кварцево-вольфрамовых прожилков с простиранием СВ 5—22° и падением СЗ под углом от 20—35 до 65°, иногда почти вертикальных. Здесь различают два типа прожилков: простые — монолитные кварцевые с рудными минералами и сложные — с системой близко расположенных минерализованных трещин с кварцем и рудными минералами.

Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом и молибденитом. Пирит является наиболее распространенным минералом. Молибденит встречается, в основном, в западной части месторождения. Основными рудными минералами прожилков восточного поля месторождения являются гюбнерит, пирит, сфалерит, галенит, теннантит, тетраэдрит и халькопирит. Из вторичных минералов особенно распространен лимонит, затем гетит. Самым распространенным минералом проявления является кварц, встречающийся в трех разновидностях

— дымчатый в гребенчатых формах, серый и белый. В центральной и западной частях месторождения встречен ковеллин, халькозин, борнит, малахит, азурит и самородная медь. В руде распространены гранаты, кальцит, молибдит, эпидот. Изредка встречаются пирротин, сидерит, гипс, повеллит, куприт, церуссит и смитсонит.

Структура и текстура руд Килитского проявления очень просты. Отмечены следующие структуры: 1) зернистые, которые, в свою очередь, делятся на гипидиоморфнозернистые и аллотриоморфнозернистые; 2) эмульсионные. Среди текстур наблюдаются следующие: 1) вкрапленная, пользующаяся наибольшим распространением, 2) пересеченная и 3) массивная, слабо распространенная.

Последовательность выделения минералов представлена в следующем виде: кварц первой генерации с гюбнеритом; кварц второй генерации совместно с молибденитом, пиритом и халькопиритом; затем кварц третьей генерации со сфалеритом, блеклыми рудами, галенитом, пиритом второй генерации и халькопиритом; позже — сфалерит и связанный с ним эмульсионный халькопирит. В заключительной гипогенной фазе минерализации выделялись сидерит и кальцит.

Направление дальнейших поисково-разведочных работ

Из всего вышесказанного видно, что структура Парагачайского рудного поля характеризуется двумя системами дорудных разломов: более ранними — северо-западного простираения (от близ широтного до близ меридионального) и более поздними — северо-восточного простираения, смещающими первые. К первым системам разломов приурочены все известные на месторождении рудные жилы в пределах краевой зоны граносиенитового интрузива. Рудоносные разломы довольно мощные и протягиваются непрерывной полосой от краевой зоны интрузива в сторону экзоконтакта на расстоянии нескольких километров. К одному из таких рудоносных разломов приурочен вновь выявленный участок медно-молибденовых проявлений Гызгалинчухур.

Анализ результатов разведочных и эксплуатационных работ, проведенных по Новой и Главной жилам Парагачайского месторождения показывает, что они недостаточно разведаны как на флангах, так и на глубину. Все выработки разведывали фланги этих жил за контуры промышленного оруденения, на весьма незначительное расстояние — до 10 м. Как обычно, проходка выработок останавливалась на участках с малой мощностью жил, некондиционными рудами, что может являться не выклиниванием жилы, а лишь пережимом. Подобные пережимы на месторождении наблюдаются часто, после чего мощность жилы и содержание молибдена вновь становятся промышленными. Поэтому необходимо проследивать фланги жил на более значительном протяжении за известным контуром промышленного оруденения.

Для изучения и уточнения контура промышленного оруденения по Главной и Новой жилам следует считать целесообразным проведение намеченных Парагачайским рудником восточного подэтажного штрека из капитальной штольной № 1 по жиле Главная и штреков из штолен № 17, 18 по жиле Новая.

С целью увеличения запасов по Парагачайскому месторождению необходимо форсировать разведку жил Медная и Ширинсу, а также проведение поисково-разведочных работ на вновь выявленных участках (Гызгалинчухур и правобережье р. Парагачай) в пределах краевой зоны интрузива.

Как известно, наряду с Парагачайским молибденовым месторождением к краевой зоне Мегри-Ордубадского плутона приурочены и мо-

либденовые рудопрооявления на Килитском, Нюс-Нюсском, Гекгюндурском, Алчалыхском, Капланчайском, Гызгялинчухурском и Капуджикском участках. Для установления закономерности распределения молибденовых месторождений и проявлений в указанной полосе необходимо проведение детальной структурно-геологической съемки.

БАГЫРСАХСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ МОЛИБДЕНОВЫХ И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД

Багырсахское месторождение расположено в Кельбаджарском районе, к югу от курорта Истису — у истоков р. Тертер.

Молибденовым, полиметаллическим и вкрапленно-пиритовым орудением охвачена значительная площадь от курорта Истису до с. Багырсах на юго-востоке и г. Темиручандаг на юге. Условия формирования этих руд различны, поэтому они должны быть рассмотрены дифференцированно.

В пределах Багырсахского месторождения выделяются наиболее богатые участки — это Южно-Багырсахское (Темиручандагское), расположенное в 2,5—3 км к югу от курорта Истису, и Северо-Багырсахский участок — в 1 км от курорта Истису, у впадения р. Багырсах в р. Тертер. Кроме этих участков молибденовые и полиметаллические руды выявлены в верхних частях метаморфизованной туфогенной толщи правого склона р. Тертер — от с. Багырсах до резкого поворота реки в сторону курорта Истису.

Экономическое значение Багырсахского месторождения повышается еще тем, что на территории его выступают горячие, теплые и холодные углекислые минеральные источники. Вблизи же него располагается известный курорт Истису. К западу от месторождения обнаружены крупные запасы перлитов и обсидианов.

Наибольшей высотой Мыхтекянского хребта на юге является г. Далидаг (3600 м). У месторождения склоны долины р. Тертер характеризуются специфическим рельефом, развитые здесь интрузивные породы более изрезаны, а левый склон покрыт четвертичными лавами, образующими высокогорное плато.

О наличии полиметаллических руд и скарновых образований в районе Багырсахских минеральных источников первые сообщения имеются в работе М.-А. Кашкая [110]. Затем район полиметаллических и молибденовых руд изучался и картировался М.-А. Кашкаем совместно с А. И. Мамедовым [146]. Указанными авторами в дальнейшем был детально изучен Багырсахский район углекислых минеральных источников, полиметаллических и молибденовых месторождений. Ими же была составлена детальная геологическая карта рассматриваемого района. По предложению М.-А. Кашкая и А. И. Мамедова Управление Г и ОН Азерб. ССР в 1955 г. начало геологоразведочные работы в Багырсахском районе на полиметаллы и молибден, при этом исследования минералогии руд велись А. М. Бабаевой.

Геологическое строение района

О геологическом строении верховьев р. Тертер в литературе имелись лишь общие сведения, причем непосредственно о Багырсахском районе никаких данных нет за исключением названных выше работ.

В геологическом строении верховьев р. Тертер принимают участие: а) отложения мела — аргиллиты, песчаники и мергели альба, сеномана и известняки сенона; б) третичного периода — вулканогенные породы нижнего эоцена, известняки среднего эоцена (лютетский ярус) и вулканогенные породы верхнего эоцена (оверз-приабон) — нижнего олигоцена.

В эти толщи внедрены гранитоидные интрузивы, которые, в свою очередь, покрываются или секутся производными липарито-дацитов магмы (плиоцен). Огромная площадь в верховье р. Тертер покрыта четвертичными лавами.

Непосредственно район Багырсахских месторождений сложен (снизу вверх):

1. Верхнесенонскими известняками, обнажающимися в восточной части месторождения на небольшом участке.
2. Метаморфизованной (ороговикованной) туфогенной толщей эоцена, характерной для района Истису. Выступает в северной части месторождения. Мощность ее в районе Багырсахского месторождения более 400 м.
3. Вулканогенной толщей — агломератными лавами и андезитами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфами (эоцена—нижнего олигоцена), обнажающимися на севере над метаморфизованной туфогенной толще и у курорта Истису. Мощность до 1000 м.
4. Липаритами, дацитами, липарито-дацитами, трахи-липаритами и трахи-дацитами в виде покровов и жильной формы на западе и непосредственно в районе (плиоцен).
5. Четвертичными лавами — андезитами, андезито-базальтами и базальтами, представленными в Кельбаджарском районе пятью потоками, на курорте Истису двумя потоками, а в районе Багырсахского месторождения одним потоком, преимущественно на левом склоне р. Тертер. Эти породы небольшими участками покрыты травертинами и аллювиально-делювиальными отложениями.

Первая, вторая и третья из перечисленных толщ прорываются крупным Далидагским интрузивом, представленным двумя дифференцированными сериями гранитоидов:

- 1) монцонит-сиенит-диоритовая — монцониты, граносиениты (биотитовые, кварцевые), сиенит-порфиры, диориты;
- 2) гранит-гранодиоритовая — граниты, гранит-аплиты, порфировидные гранодиориты, адамеллиты, адамеллит-порфиры, адамеллит-аплиты.

Контактные воздействия интрузива на известняки сенона и метаморфизованную толщу палеогена характеризуются специфическими особенностями скарнирования, выраженными в районе Багырсахского месторождения и на севере в ущелье Гаранлыг [146]. В скарнях детально описаны следующие минералы: гранаты, диопсид, гиперстен, волластонит, истисунит, тремолит, роговая обманка, бустамит, родонит, мanganокальцит, коизит, кварц, кальцит, каолинит, гематит, аллофанит. В контакте интрузива вулканогенные породы ороговикованы или окварцованы, а известняки метаморфизованы.

Интрузив и вмещающие породы включают многочисленные дайки липаритов, дацитов, липарито-дацитов, трахи-липаритов и трахи-дацитов, а также кварцевые жилы с рудой и безрудные. Почти все эти дайки жилы и зоны имеют северо-восточное направление, за исключением небольшого количества жил. Ориентировка этих жил обуславливается спецификой тектоники верховьев р. Тертер и вообще центральной части Малого Кавказа.

Бассейн верхнего течения р. Тертер, согласно существующему тектоническому подразделению Малого Кавказа, входит в Севано-Акеринский синклиний.

Исследованиями М.-А. Кашкая [110] в этой области выявлено наложение более поздней антикавказской складчатости северо-восточного направления на кавказскую складчатость северо-западного направления. Эта поперечная складчатость имеет определенное значение в металлогении Малого Кавказа.

Складчатость общекавказского направления выражена крупной антиклинальной складкой, проходящей вдоль р. Багырсахчай от места впадения ее в р. Тертер, и представлена здесь своим северо-восточным крылом. Юго-западное крыло этой складки частично замаскировано четвертичными отложениями, частично уничтожено внедрившейся здесь

Далидагской интрузией. Эта складка простирается в северо-западном (290°) направлении с падением пластов на северо-восток под углом $25-30^\circ$.

Вдоль оси этой складки в северо-западной части отмечается линия тектонического разрыва с простираанием на северо-запад (280°) и амплитудой до 300 м. Сброс устанавливается по различиям высот метаморфизованной туфогенной толщи, по заохренности, перемятости пород, а также по выходам минеральных источников. В юго-восточной части сброс несколько затушеван. Вследствие сброса опущенным является юго-западное крыло антиклинали.

Антикавказская складчатость, наложенная на общекавказскую, в районе курорта Истису образует крупную антиклинальную складку, простирающуюся в северо-восточном направлении. Падение юго-восточного крыла $50-70^\circ$, северо-западного $25-30^\circ$. Складка осложнена сбросом, проходящим вдоль оси складки. Амплитуда сброса около 40 м и отмечается по разности высот метаморфизованной туфогенной толщи.

Вблизи с. Багырсах также отмечается антиклинальная складка антикавказского направления, осложненная сбросом, простирающимся вдоль ее оси. Амплитуда, примерно, 50 м. Углы падения: северо-западного крыла 25° , юго-восточного — 60° . Опущенным вследствие сброса является северо-западное крыло. Наблюдается здесь также синклинальная складка, простирающаяся на северо-восток 15° . Вдоль оси этой складки также проходит нарушение, вследствие которого приподнятым является юго-восточное крыло складки.

Интенсивные тектонические движения в верховьях р. Тертер обусловили возможность внедрения гранитоидной магмы — Далидагского интрузива. Позднее вследствие консолидации Далидагского интрузива, образовалось большое количество, в основном, крутопадающих трещин.

Морфология и взаимоотношения рудоносных жил и даек

В верховьях р. Тертер жильные породы имеют широкое развитие, разновозрастны и различно ведут себя по отношению к рудным телам. Возраст их ориентировочно устанавливается как дорудный и послерудный.

К дорудным, в основном, относятся те дайки, которые пространственно и генетически связаны с гранитоидным интрузивом, являясь жильной субфазой его внедрения. Они представлены кварцевыми сиенит-порфирами, гранодиорит-порфирами, кварцевыми диорит-порфирами и др. В гидротермальную стадию интрузива образовались кварцевые жилы, местами несущие молибденовое и полиметаллическое оруденения.

Послерудные — это производные более позднего (плиоцена) внедрения кислой магмы: липариты, дациты, липарито-дациты, трахи-липариты и трахи-дациты. Наиболее молодые дайки (обычно диабазового состава) прорывают все указанные жильные породы, в том числе и рудные жилы. В местах, где послерудные дайки пересекают рудные зоны, последние заметно изменяются.

Таким образом, более или менее четко устанавливается последовательность формирования даек. По отношению к кварцевым жилам (в том числе и рудоносным) дорудные дайки играли экранирующую роль. За такими дайками кварцеворудные жилы в некоторых случаях переходят в пустые трещины.

Не останавливаясь на деталях жильных пород верховьев р. Тертер, о чем более подробно говорится в работе М.-А. Кашкая [146], дадим краткую характеристику рудоносных жил.

В Южно-Багырсахском месторождении руды молибдена и сопутствующие минералы приурочены к кварцевым жилам, которые нередко в пределах Далидагского интрузива на поверхности безрудны. Поэтому необходимо установить критерии для определения рудных и безрудных кварцевых жил.

Наибольшее скопление рудоносных жил выявлено на северо-западном склоне г. Темиручандаг (2731,4 м), меньше — в других частях месторождения.

Кварцевые жилы встречаются самых различных размеров. Длина их — от 20 до 300 м (см. таблицу); средняя мощность варьирует в пределах 0,20—0,65 м; простирание СВ от 15 до 80°, лишь некоторые жилы имеют направление ЮВ — 100°. В большинстве жилы имеют крутое падение, варьируя в пределах 60—90°, реже ниже.

Основные показатели по разведанным рудоносным жилам или зонам

№ зоны	Длина по простиранию, м	Простирание, °	Угол падения, °
I	230	65—80	60—85
II	70	30	75
III	150	55—65	70—80
IV	200	45—60	60—80
V	300	60—85	60—80
VI	100	25—30	60—80
VII	200	20—25	60—90
VIII	40	25—30	90
VIIIa	30	15—20	90
IXa	110	50—80	85—90
IX	30	80	90
X	300	40—70	55—90
XI	140	50—75	85—75
XII	70	45—50	85—90
XIII	280	50—70	85
XIV	30	100	80
XV	40	100	90
XVI	80	100	90
XIX	30	60	85
XX	20	40	60—70
XXI	100	50—70	90
XXII	60	50—75	50—70

Околорудные изменения вдоль кварцевых жил выражаются различной степенью интенсивности воздействия гидротермальных растворов, что связано с температурными условиями и литологическим составом вмещающих пород. На Багырсахском месторождении околорудные измененные породы являются одним из существенных критериев для поисков руд. Эти изменения заключаются в интенсивной серицитизации, каолинизации и окварцовании вмещающих пород.

Минералогия

Минерализация в Южно-Багырсахском месторождении протекала в течение длительного периода времени, в условиях постепенного спада температуры и в несколько этапов, что доказывается различным составом и взаимными пересечениями рудных прожилков.

Основные этапы гипогенной минерализации здесь следующие: 1) кварц, молибденит; 2) кварц, пирит, тонкодисперсный молибденит; 3) кварц, пирит, молибденит, борнит, халькопирит; 4) сфалерит, галенит, блеклая руда, ковеллин, халькозин. Магнетит и гематит обособлены во

времени и пространстве и, по-видимому, образуются в отдельном более высокотемпературном и раннем этапе минерализации. Ниже даем характеристику минералов в убывающем порядке.

Молибденит часто мелковкрапленный, и только серый оттенок кварца выдает наличие в нем тончайшей пыли молибденита. Помимо этого, отмечаются скопления тонких табличек молибденита в пустотах кварца. Местами они образуют розеткообразные сростания, иногда параллельные группы. Группы параллельных сростков молибденита по отношению друг к другу ориентированы неодинаково. Крупночешуйчатый молибденит образует прожилки и примазки по зальбандам кварцевых жил, и иногда в таких жилах в виде отдельных вкрапленников отмечается халькопирит.

Пирит обнаружен в виде выделений трех разновидностей. Первую разновидность составляют скопления кристаллических зерен различной величины и отдельных более крупных кристаллических индивидов, размером от точечных до 1,5—3 мм. Зерна пирита раздроблены, пересечены трещинами, выполненными нерудным минералом. Помимо кварца, заполняющего трещинки в пирите, в него проникают также халькопирит и галенит. При травлении этого пирита обнаруживается концентрически-зональное внутреннее строение зерен. Отмечаются также мелкие кристаллики более позднего по времени образования пирита, выросшие на его более ранние крупные кристаллы. Иногда хорошо оформленные кристаллы пирита расположены в халькопирите. В отдельных кристаллах позднего пирита отмечаются пойкилитовые включения халькопирита и других сульфидов.

Вторая разновидность представляет неправильной формы выделения пирита в халькопирите, на отдельных участках образующие стяжения вокруг отдельных идиоморфных кристаллов пирита.

Наблюдаются сферической формы образования пирита, расположенные в халькопирите. Как правило, центральные части таких образований имеют звездчатую форму и остаются незаполненными или заняты халькопиритом, который, вероятно, более поздней генерации, так как слабо разъедает края кристалликов пирита.

Среди нерудной массы также отмечаются мелкие сферические стяжения колломорфного пирита, являющегося третьей разновидностью, отмеченной на месторождении.

Халькопирит приурочен к промежуткам в кварцевой массе. В нем отмечаются идиоморфные кристаллы пирита и кварца. Халькопирит ассоциирует со сфалеритом, галенитом, блеклой рудой. Местами образует крупные самостоятельные скопления, в которых травлением обнаруживается полисинтетически-двойниковое внутреннее строение зерен. Как отмечалось выше, в виде тонких пластин халькопирит отмечается в борните и в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите, местами приуроченной к определенным плоскостям; этот халькопирит является результатом распада твердого раствора.

Сфалерит встречается в виде неправильной формы выделений в ассоциации с другими сульфидными и в некоторых зернах блеклой руды. На некоторых участках сфалеритовых выделений наблюдается эмульсионная вкрапленность халькопирита. По трещинам в него местами проникает галенит.

Вдоль трещин, секущих сфалерит в различных направлениях, развивается ковеллин вследствие реакции обменного разложения между раствором сульфата меди и сфалерита. При травлении обнаруживается зернистое строение сфалерита. Зерна имеют полисинтетически-двойниковое внутреннее строение. Мелкие выделения его совместно с халько-

пиритом, галенитом и блеклой рудой отмечаются в виде включений в более поздних по времени образования кристаллах пирита.

Галенит чаще неправильной формы, совместно с халькопиритом, сфалеритом, борнитом и блеклой рудой. Иногда по тонким трещинам проникает в сфалерит и пирит. Иногда галенит выполняет небольшие пустоты в кварце. Вблизи границы со сфалеритом изредка в нем наблюдаются небольшие скопления мелких неправильных форм зерен халькопирита. В галените отмечаются срастания халькопирита со сфалеритом, а также различных направлений отдельные трещины, вдоль которых развиваются церуссит и ковеллин.

Вследствие влияния внешних факторов по первичным минералам образуются вторичные. Представлены они следующими минералами.

Блеклая руда представлена теннантитом, наблюдается в срастании с другими сульфидами, образуя вокруг них краевые каемки. Иногда по тонким трещинам проникает в сфалерит, но большей частью ассоциируется с халькопиритом.

Борнит встречается в виде неправильной формы выделений, размером до 1,5 мм, в ассоциации с халькопиритом, сфалеритом, блеклой рудой и галенитом. В нем наблюдаются тонкие пластинки халькопирита, являющиеся результатом решетчатого распада твердого раствора. Иногда в зернах борнита отмечаются неправильной формы выделения сфалерита. В борните наблюдается ковеллинизация, в виде тонких краевых каемок, а также развивающаяся вдоль тонких трещин, секущих зерна борнита в различных направлениях.

Магнетит наблюдается в незначительном количестве, размер зерен его достигает 0,5 мм, а некоторые более крупные скопления 1—1,5 мм. Местами в краевых частях кристалликов магнетита наблюдается разьедание его темноцветным нерудным минералом. В отдельных зернах магнетита отмечается мартитизация. При этом гематит развивается в виде тонких пластин от периферии магнетита к центру.

Гематит встречается в очень незначительном количестве в виде самостоятельных отдельных тонких мелких кристалликов и местами образует небольшие скопления различно ориентированных пластинок, а также как вторичный минерал, замещающий магнетит.

Ковеллин отмечается в виде тонких реакционных кайм вокруг некоторых выделений борнита, халькопирита и сфалерита, по которым можно предположить о замещении ковеллином этих сульфидов. Форма этих каемок различна, но протягиваются они в виде полосок более или менее постоянной толщины. Изредка развивается по галениту, замещая и его.

Халькозин в незначительном количестве развивается по борниту и халькопириту. Иногда образует каемки вокруг зерен халькопирита.

Молибдит широко развит на поверхности месторождения и образует тонкие налеты на жильном кварце и небольшие скопления в друзовых пустотах.

Церуссит развивается по галениту от периферии к центру зерен и вдоль трещин в нем, в приповерхностной зоне, с глубиной он исчезает.

Азурит и малахит имеют довольно широкое распространение и образуют тонкие землистые агрегаты.

Лимонит образует тонкие каемки вокруг некоторых зерен пирита и развивается вдоль трещин в нем. Местами развивается вдоль трещин, образуя петельчатую структуру замещения халькопирита, а местами образует крустификационные каймы вокруг некоторых нерудных минералов.

Переходя к минералогической характеристике руд Северо-Багырсахского участка у слияния ручья Багырсах с р. Тертер, надо отметить, что, будучи удаленным на 2—2,5 км от собственно Багырсахского (Темиручандагского) месторождения молибдена, оно, видимо, является периферической частью медно-молибденового рудного поля.

Минералогический состав руд следующий: галенит, сфалерит, молибденит, пирит, халькопирит; вторичные минералы представлены: ковеллином, англезитом, малахитом, азуритом, молибдитом, лимонитом и пиролюзитом.

Галенит представлен мелко-, средне- и крупнозернистыми разновидностями. Установлено развитие по галениту англезита, идущее от периферии к центру, а также вдоль тонких трещин. Галенит в виде тонких жилочек проникает в сфалерит. Некоторые зерна галенита замещены англезитом почти полностью. Местами галенит плотный, мелкозернистый, близок к так называемому «свинчаку», т. е. тонкозернистой, почти скрыто-кристаллической разновидности галенита. Эти мелкозернистые агрегаты расположены вблизи нарушений, являющихся пострудными.

Сфалерит присутствует в виде хорошо образованных кристаллов и выделений неправильной формы в кварцевой массе. Представлен, в основном, своей зеленовато-желтой разновидностью, называемой клейофаном. В нем в отдельных местах наблюдается эмульсионная вкрапленность халькопирита. В сфалерите после травления обнаруживается полисинтетически-двойниковое строение зерен, на фоне которых встречаются отдельные микросбросы.

В краевых частях зерен сфалерита наблюдаются тонкие реакционные каймы ковеллина. Сфалерит на отдельных участках, как менее пластичный минерал, интенсивно брекчирован.

Пирит отмечается в виде отдельных кристаллических индивидов в нерудной массе. Некоторые выделения его раздроблены. Местами образует небольшие скопления.

Халькопирит не имеет широкого распространения; отмечаются отдельные мелкие неправильной формы выделения его в ассоциации с другими сульфидами.

Молибдит встречается в виде небольших скоплений тонких табличатых зерен. Некоторые скопления табличек различно ориентированы.

Англезит образует плотную, так называемую, «англезитовую рубашку» на кристаллах галенита в зоне окисления.

Ковеллин отмечается как в виде тонких реакционных кайм вокруг сфалерита, так и в виде мелких неправильных форм скоплений в галените, являющихся результатом полного замещения ковеллином выделений сфалерита, расположенных в галените.

Азурит и малахит встречаются в незначительном количестве в виде землистых масс и мелких почковидных образований.

Молибдит — наименее развитый вторичный минерал, отмечается в виде тонких налетов на кварце.

Лимонит и пиролюзит — в виде землистых агрегатов, имеют незначительное распространение.

О Л О В О

АЙРИДАГСКОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ

Олово, как и медь, является одним из металлов, известных еще в энеолите и, в особенности, с бронзового века. Олово является лучшим легирующим металлом в медных и других металлических сплавах. Основными минералами, из которых извлекают олово, являются оловянный камень (касситерит) и оловянный колчедан (станнин).

В промышленности олово используется: 1) для производства белой жести, 2) для легкоплавких, трудно окисляемых сплавов с медью (бронза), цинком, медью и свинцом (латунь), припоя (со свинцом), 3) для лужения медных изделий, 4) для изготовления станиоля (оловянная фольга), 5) в керамике — для красок эмали и др.

О наличии проявлений олова в Азербайджане имеются сведения в литературе. Особенно часто указания на наличие месторождений олова, разрабатывавшихся в бронзовом веке на территории Закавказья, в том числе Азербайджана, можно встретить в работах археологов и историков. Так, А. А. Иессен [93] сообщает о разработке месторождений олова в Азербайджане в эпоху бронзы. При этом в качестве возможных участков добычи оловянных руд выдвигается полоса между Дашкесаном и Кедабеком. Но эти указания А. А. Иессена и других археологов, базирующихся на них, научно не обоснованы, к тому же никем из них места разработки оловянных месторождений в бронзовом веке и в более позднее время конкретно не указываются. Возможная добыча олова в Азербайджане в древние времена ими допускается на основании находок на территории Азербайджана археологических предметов (браслетов, бус, серег) из оловосодержащих сплавов. В этих бронзовых изделиях содержание олова достигает 6—10%.

По М.-А. Кашкаю [160], на территории Закавказья олово никогда не разрабатывалось; в древние времена оно сюда привозилось из дальних стран финикийцами и другими. Это мнение подтверждается тщательным изучением результатов специальных химико-спектральных исследований (М.-А. Кашкая и Р. И. Селимханова [160, 163]) многочисленных археологических предметов энеолита и неолита. Как показали эти исследования, из-за дефицитности олова в Закавказье оно в сплавах часто заменялось свинцом, мышьяком и сурьмой. Это подтверждается также выполненными спектрально-химическими анализами минералов и руд из месторождений Азербайджана.

Переходя к данным о наличии олова в рудах и минералах Азербайджана, следует прежде всего отметить работу А. Г. Эрнэ [376], где указывается на присутствие в медных рудах Кедабека олова, а также Sb, Co, As, Bi в пределах тысячных, реже сотых долей процента. Эти определения были сделаны в лаборатории Кедабекского медеплавильного завода.

Олово в таком же рассеянном виде, как и многие другие сопутствующие элементы, обнаруживается в рудах ряда колчеданно-полиметаллических месторождений Азербайджана.

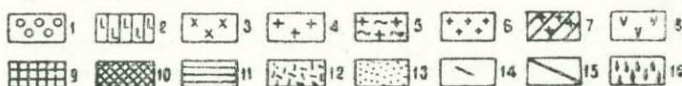
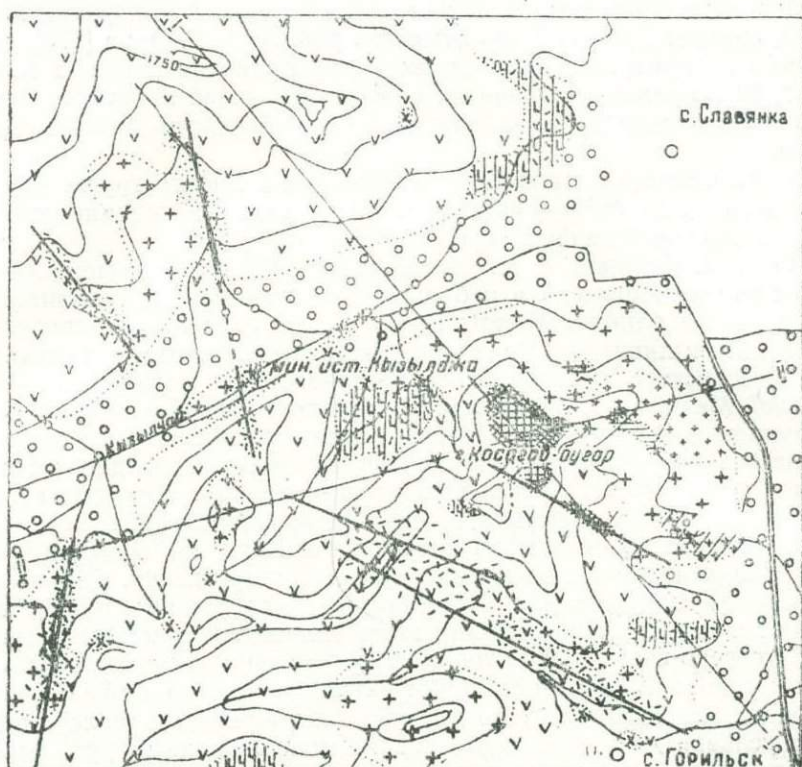
По М.-А. Кашкаю, Р. И. Селимханову [160] и Г. Х. Эфендиеву [387], олово спектроскопически в небольшом количестве устанавливается во многих рудных районах Малого Кавказа. Так, следы олова присутствуют в сфалерите и пирите из Чирагидзорского месторождения, халькопирите из Дашкесанского железорудного месторождения, в галените из месторождений Мехманы и Бадакенда. В несколько большем количестве олово обнаружено в борните, в некоторых образцах кобальтина, в теннантите, в магнетитах из скарновой зоны Дашкесанского железорудного месторождения. Олово присутствует в кислых изверженных породах, а также в минералах и рудах сульфидных месторождений Ордубадского района. В Далидагском гранитоидном интрузиве и в ореолах сульфидной минерализации, связанной с этим интрузивом (Багырсахский, Каранлыкский, Султангейдарский, Далидагский участки), содержание олова также не превышает кларка концентрации этого элемента для кислых пород.

На северо-восточных склонах Малого Кавказа, в частности в Кедабекском районе, в 12 км к северу от районного центра, близ с. Славянка, г. Айридаг или Косагор-бугор имеются благоприятные геолого-геохимические условия для возможного нахождения оловянных руд. Здесь широко развиты турмалиновые, кварцево-турмалиновые и слюдяные грейзены.

По данным М.-А. Кашкая и В. И. Алиева в геологическом строении района г. Косагор-бугор принимают участие вулканогенные породы средней юры (рис. 1). Последние собраны в антиклинальную складку северо-западного, близширотного направления. Разрывные нарушения в районе представлены сбросами и взбросами северо-западного, меридионального и несколько реже широтного направления. Вдоль зон тектонических нарушений породы сильно обохрены, брекчированы, окварцованы, а местами в различной степени (от спорадического до густого вкрапления) пиритизированы.

Существенную роль в геологическом строении рассматриваемого участка играют интрузивные породы. Последние слагают г. Косагор-бугор и выступают в виде мелких неправильных форм выходов среди пород нижней вулканогенной толщи и кварцевых порфиров. Интрузивные породы относятся к крупному Атабек-Славянскому плагногранитовому массиву [225], принадлежащему, по данным М.-А. Кашкая, Р. Н. Абдуллаева, Г. И. Керимова, М. Д. Гаврилова, к единой магме с кварцевыми порфирами верхнебайосского возраста. С этими плагногранитами пространственно и генетически связаны грейзены и процессы грейзенизации пород в Кедабекском районе.

Плагнограниты Славянки характеризуются резким преобладанием плагиоклаза над ортоклазом, незначительным содержанием биотита, наличием апатита, рутила и единичных зерен циркона. Из малых и рассеянных элементов спектральным методом установлены: Ba, Sr, Bi, Zr, Ga, Pb, Cu, Zn, As, V, Mn, Sn, Mo, Co, P, Ni, из которых Sr, Ba, Zn, Cu, Pb, Zr, P, отчасти Co, V являются ведущими малыми элементами. Широко развиты порфировидные, пегматоидно-гранофировые структуры, при подчиненном развитии типичной гранитной структуры. Отчет-



Геологические профили по линиям I-I и II-II

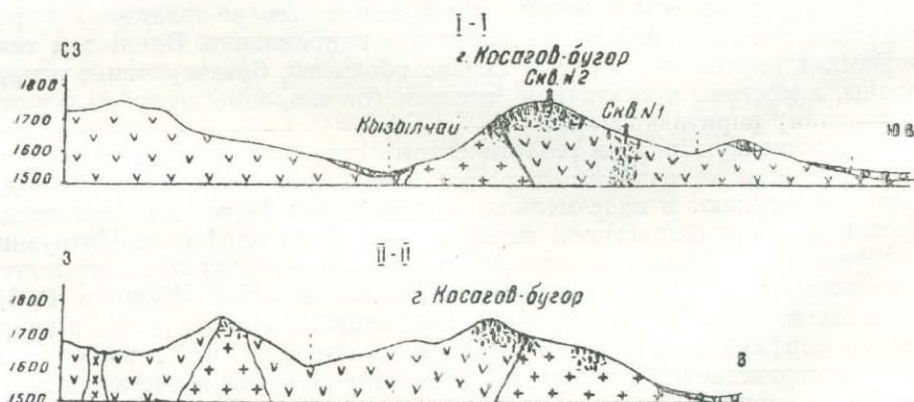


Рис. 1. Геологическая карта района с. Славянка в Кедабекском районе.

Составили М. А. Кашкай и В. И. Алиев.

1—наносы, посевы и луга; 2—эффузивные кварцевые порфиры (верхний байос); 3—интрузивные кварцевые порфиры (верхний байос); 4—мелко- и среднезернистые, гранофировые, порфиroidные, аплитовидные плагнограниты (верхний байос); 5—мелкозернистые гранофиры (верхний байос); 6—крупнозернистые плагногранит порфиры; 7—мелкозернистые плагнограниты, перешедшие в андалузит-мусковит-кварцевые грейзены; 8—порфиры и подчиненные им туфобрекчии (нижне-средний байос); 9—турмалиновые грейзены; 10—кварцево-турмалиновые грейзены; 11—кварцево-слюдистые и слюдистые грейзены; 12—окварцевание; 13—пиритизация; 14—дайки порфиров; 15—тектонические нарушения; 16—турмалинизированные участки.

ливо выражен кварцевый и калиевый, несколько слабее магниевый метасоматозы (полевые шпаты замещаются кварцем, серицитом, биотитом, хлоритом). К петрохимическим особенностям плагиогранитов [209] можно отнести их пересыщенность кремнеземом, кальцием, железом, при малом содержании глинозема и магния, а также пониженное содержание щелочей, при резком преобладании натрия над калием.

Сама г. Касагор-бугор сложена в северной и северо-восточной частях мелко- и среднезернистыми плагиогранитами с небольшими участками гранофигов, а в восточной — плагиогранит-порфирами серого цвета с розоватым оттенком, с многочисленными вкрапленниками кварца и плагиоклаза розовато-серого цвета; она представляет собой небольшой куполовидный выступ плагиогранитов.

Плагиограниты г. Косагов-бугор и породы кровли подвержены интенсивной грейзенизации. Грейзенизация пород носит площадной характер и отличается неравномерным развитием в различных участках.

Грейзены г. Косагов-бугор характеризуются значительным развитием турмалина, кварца, биотита, участками мусковита, серицита, хлорита, пирита. Местами в небольшом количестве встречаются андалузит, топаз, флюорит, альбит, микроклин, циркон, гематит, магнетит, халькопирит, касситерит. Почти повсюду, но в небольших количествах, отмечаются апатит и рутил.

Из названных минералов особо следует выделить турмалин, который совместно с кварцем образует мощные зоны турмалиновых и кварцево-турмалиновых грейзенов.

На основании количественного соотношения главных минералов среди грейзенов г. Косагов-бугор можно выделить мономинерально-кварцевые и турмалиновые, кварцево-турмалиновые, кварцево-слюдисто-турмалиновые, кварцево-слюдисто-андалузитовые, кварцево-слюдистые и слюдистые грейзены (рис. 2, 3, 4).

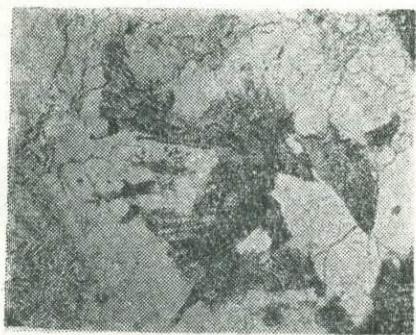


Рис. 2. Радиально-лучистое выделение турмалина среди кварц-мусковитового агрегата. Николи Ув. 48.

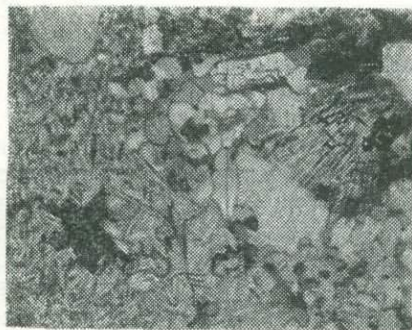


Рис. 3. Кварц-мусковит-турмалиновый грейзен. Николи + Ув. 65.

Касситерит был обнаружен под микроскопом во многих из выше-названных разновидностей грейзенов в тесной ассоциации с рудными минералами (пирит, магнетит), апатит и рутил. Он образует небольшие кристаллики размером 0,01—0,002 мм идиоморфного короткопризматического облика светло-бурого, буровато-серого цветов. Нередко образует характерные коленчатые и сердцевидные двойники. Совместное нахождение рутила и касситерита намного облегчает диагностику последнего. Касситерит обладает менее высоким, чем рутил, рельефом, окрашен в

более светлые тона бурого цвета; поверхность кристалликов относительно чистая, по сравнению с кристалликами рутила; по двупреломлению он близок к циркону и, наконец, имеет намного меньшее развитие, чем рутил. Последний образует небольшие скопления из многих зерен, а касситерит встречается отдельными или двумя-тремя зернами. Измерение коэффициентов преломления зерен касситерита, выделенных из грейзенов, показало следующее: $N_g=2,102$; $N_m=1,998$; $N_g-N_m=0,104$.



Рис. 4. Слюдистый грейзен. Узкопластинчатые кристаллы мусковита и небольшие сферолитовые выделения серицита.
Николи $\times$. Ув. 48.

Небольшие зерна касситерита были обнаружены также в шлифах турмалиновых грейзенов, где мелкие зерна касситерита включены в крупные кристаллы турмалина. Иногда в одном таком большом кристалле насчитываются до 3—4 мелких зерен касситерита. Принадлежность этих зерен к касситериту подтверждается и количественно-спектральными анализами (аналитик И. Р. Селимханов) турмалина и грейзенов. Так, в крупнокристаллическом лучистом и мелкокристаллическом турмалинах черного цвета установлено олово. Почти такое же содержание олова обнаруживается в образцах кварцево-слюдистых и слюдистых грейзенов, в которых под микроскопом устанавливается присутствие зерен касситерита.

Тесная ассоциация его с пиритом, магнетитом, рутилом и апатитом в грейзенах указывает на совместное образование этих минералов в процессе грейзенизации. Олово выносилось растворами из магматического очага, по-видимому, в виде SnF_4 , что подтверждается присутствием в грейзенах фторсодержащих минералов — топаза и флюорита.

Не исключена возможность встречи здесь на глубоких горизонтах концентрации оловянного оруденения и поэтому этот участок заслуживает постановки поисково-разведочных работ и в первую очередь бурения до глубины 250—300 м.

Кроме Кедабекского, касситерит обнаружен еще и в других районах. Так, в Ордубадском районе Нахичеванской АССР единичные зерна касситерита отмечены были в 1939—1940 гг. М. А. Мустафабейли в шлихах по рр. Нюснюсчай, Пазмарачай, Алинджачай. Позже, в 1953 г., в грейзенах Парагачая спектрально установлено олово в 6 единицах силовых линий. Ш. А. Азизбеков [17] в единичных зернах отметил касситерит в андалузито-рутилоносных вторичных кварцитах Парагачая. Ф. В. Мустафабейли (1953) отмечает в полиметаллах Агдара наличие олова в сотых долях процента, связанного с касситеритом.

С. М. Сулейманов (1945) наличие олова в сотых долях процента отмечает среди кварцево-медно-молибденовых жил Далидага вместе с вольфрамом. Редкие зерна касситерита отмечены в шлихах по р. Тертер и Акерачай. Наличие олова установлено И. Н. Ситковским [313] в турмалино-слюдяных грейзенах района с. Славянка.

М. Д. Заири [89] отмечал редкие зерна касситерита в шлихах с правого притока р. Кошгарчай.

Сильная зараженность (по спектральным и химическим анализам) оловом установлена Г. И. Керимовым (1958) в аплитовых, пегматитовых и гранит-аплитовых дайках Кедабекского интрузива. Об общей зараженности последнего этим металлом говорит также почти постоянное присутствие олова в медных рудах Кедабского месторождения, содержание которого колеблется в пределах от сотых до десятых долей процента.

МЫШЬЯК

ВВЕДЕНИЕ

Мышьяковистых соединений в земной коре довольно много, но основным сырьем для извлечения мышьяка является реальгар и аурипигмент. Попутно он может быть получен из комплексных медно-мышьяковых (энаргит и др.) и сульфоарсенидных (арсенопирит, кобальтин, глаукоdot и др.) руд и минералов. Мышьяк содержится также в леллингите, арсенолите (мышьяковистый цвет) и других, а также встречается в самородном виде совместно с сурьмой, серой и другими элементами.

Мышьяк и его соединения наибольшее применение получили в сельском хозяйстве — в борьбе с вредителями; в значительных масштабах он используется в силикатной (стекольной) промышленности. Особое значение препараты мышьяка получили, начиная с первой мировой войны, в военно-химическом деле.

Еще с древних времен известно, что мышьяк как легирующий элемент придает металлическим предметам высокие качества и способствует более плотной отливке. Древние металлурги (до III в. до н. э.) в Азербайджане применяли мышьяк из Джульфинских месторождений для получения медно-мышьяковых бронз, взамен дорогостоящего привозного олова. В мышьяковых предметах из Кюльтепе в Нахичеванской АССР содержание мышьяка в фрагментах ножа, булавы и других находках около 1—4,6%, а меди 65,90—94,42%, в то время как олова всего около 0,003% [178, 211].

В сплавах производства современной металлургии примесь мышьяка и меди составляет от 0,5 до 5%, а к свинцу (для получения дроби) — до 1%.

В борьбе с вредителями сельскохозяйственных культур широко применяются мышьяковистые препараты, которые из инсектицидов кишечного действия имеют самую высокую токсичность.

Указанные ядохимикаты приготавливаются в виде следующих препаратов: мышьяковистокислого натрия (арсенит натрия), мышьяковистокислого кальция (арсенит кальция), мышьяковокислого кальция (арсенат кальция), парижской зелени и др.

В СССР известны мышьяковые руды в Нерчинском (Забайкалье) полиметаллическом месторождении, в Кочкарском (Урал), золото-мышьяковом месторождении на Дальнем Востоке (Зуби); на Кавказе известны Рачинское месторождение в Грузии и Джульфинское (Дарры-

дагское) в Азербайджане, служившее объектом эксплуатации с 1936 по 1947 г.

Кроме Джульфинского, в Азербайджане известны проявления мышьяковых руд (реальгара и аурипигмента) в Нахичеванской АССР — Сальвартинское и Парадашское, в Лачинском районе — Деве-бойну. Из руд комплексных соединений мышьяка заслуживают внимания сульфидно-арсенидные месторождения — кобальтовых руд Дашкесана и медно-мышьяковых (энаргита) Биттибулаха в Кедабекском районе.

ДЖУЛЬФИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ МЫШЬЯКА

Джульфинское месторождение мышьяка расположено в 8—9 км к северо-востоку от г. Джульфы, в горной полосе Даррыдага-Кесендага. В юго-восточном направлении горная гряда нарушается долиной Шорсу, раскрывающейся в сторону р. Аракс. Месторождение связано шоссейной дорогой с гор. Джульфа, соединенным с Баку железной дорогой, проложенной по левому берегу р. Аракс.

Джульфинские месторождения как в пределах Северного, так и Южного (Иран) Азербайджана известны издавна. В течение многих столетий реальгар и аурипигмент добывались для изготовления таро («зырных») — для вытравливания волос, о котором сведения имеются еще с XVI в. н. э.

В литературе о Джульфинском месторождении и мышьяковистых источниках даются сведения Г. Воскобойниковым. Г. Н. Абих [9] описал геологию и геоморфологию района Даррыдага: им искусно нарисована г. Даррыдаг, упоминается также о проявлениях мышьяковистых руд в центральной зоне смятия Даррыдага. Далее о них некоторые сведения приводятся в работе горных инженеров Г. Г. Цулукидзе, В. И. Архипова и Г. В. Халатова [357, 358]. Позднее об этих месторождениях мышьяка и мышьяковистых минеральных водах в литературе не упоминается. Только А. А. Флоренский [349, 350] дает о них краткие сведения. В советский же период начинается интенсивное изучение месторождений как мышьяка, так и минеральных вод. Н. Н. Яковлев [391] посвящает статью мышьяковистым водам. Гидрогеологические работы с ручным бурением проводил в 1930—1931 гг. Я. В. Лангваген [249]. В 1931 г. здесь работал К. Н. Паффенгольц [285] и П. С. Бернштейн [60], далее эти работы продолжались П. Тюшевым, и В. Тучанским, затем здесь вели исследования А. Демчук и Нечаев [281].

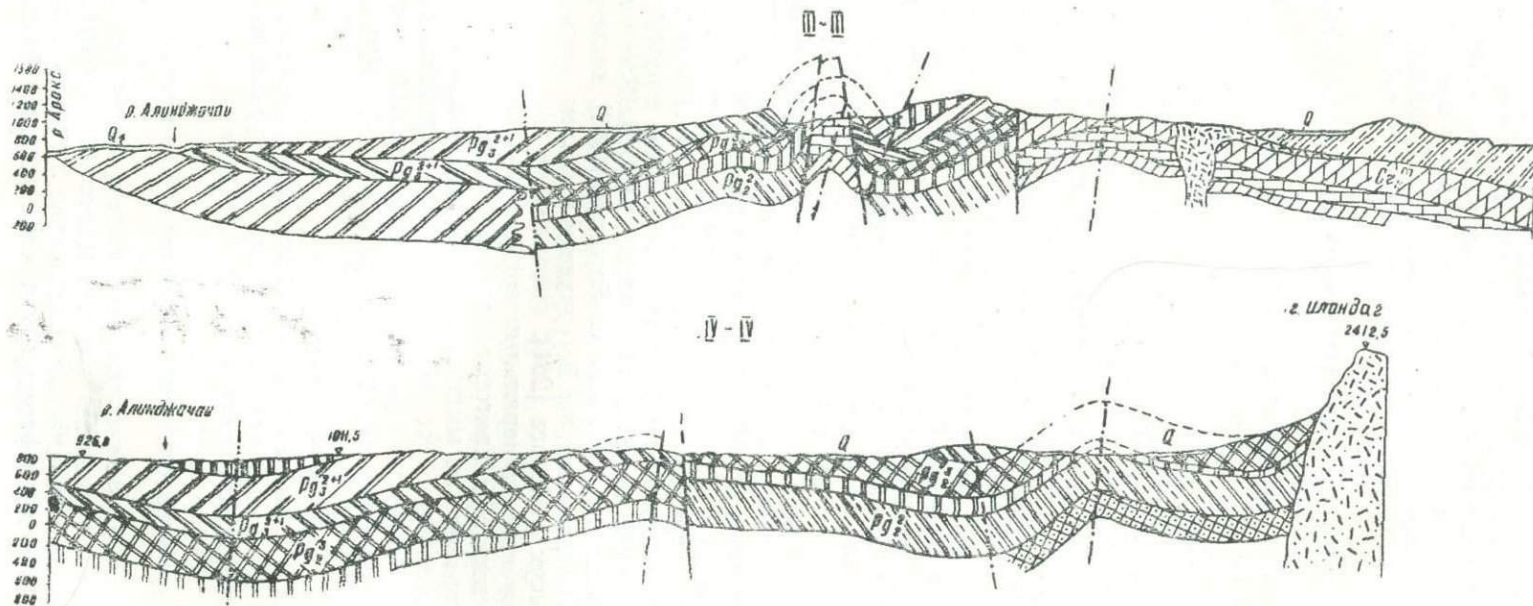
О мышьяковистых минеральных водах Джульфы сведения приводятся А. Чернцовым и Н. Григорьевым [359], а также в многочисленной справочной литературе по мышьяковистым источникам СССР. Некоторые экспериментальные исследования на месторождении проводил Н. И. Хитаров. Исследовал район рассматриваемых месторождений мышьяка и минеральных вод М.-А. Кашкай [138, 139, 140].

В 1950 г. Азербайджанское геологическое управление вело здесь геологопоисковые работы на сурьму.

В 1954 г. Ш. А. Азизбековым была заснята геологической съемкой вся территория Даррыдагского месторождения и прилегающих районов юго-восточной части Нахичеванской АССР.

Структурно-геологическая характеристика рудного поля

В геологическом строении Даррыдагского рудного поля (см. рис.) принимают участие отложения кампана (известняки и мергели), датского яруса и палеоцена (циклическое чередование песчаников и глин), среднего и верхнего эоцена (туфогенно-осадочные породы с базальными кон-



Геологические профили Даррыдага. Составил *Ш. А. Азизбеков*

гломератами в основании) и нижнего и среднего олигоцена (вулканогенно-обломочные породы). Эти отложения в районе месторождения составляют Даррыдагскую антиклинальную складку СЗ простирания. Она осложнена продольными северо-западными (надвигом и взбросом) и более поздними поперечными северо-восточными (сбросами и сбросо-сдвигами) разломами. Северо-западная периклиналь складки (район г. Кутандаг) складывается верхнеолигоценовыми, нижнеолигоценовыми, тархан-чокракскими, караганскими отложениями. Указанный продольный разлом протягивается вдоль северного борта Нахичеванской впадины, где он смещает сарматские мактровые слои. Этим определяется возраст его — как послесарматский нижнеплиоценовый (меотис—понт).

К северу-восточному крылу этой складки, близ с. Керимкулудиза приурочены пластовые интрузии контаминированных роговообманковых диоритов. Они представлены двумя параллельными инъекциями, одна из которых залегает среди отложений маастрихта, другая — в нижней части датского яруса и палеоцена. Возраст интрузивов, как после-складчатой и, по аналогии с такими же интрузивами Аразина и Асадкяфа, определяется нижнеплиоценовым.

Наряду с Даррыдагской антиклиналью, в районе месторождения фиксируется мелкая (вторичная) складчатость со следами волочения и серий разрывов. Указанный главный (продольный) разлом сечет свод Даррыдагской антиклинали и сопровождается параллельными сбросами и сбросо-сдвигами, образуя зону разломов, шириною 50—80 м на севере и до 200—250 м — на юге и в средней части месторождения. Зона эта перемята, брекчирована и сечется серией поперечных крутопадающих сбросов почти широтного простирания. На северном участке месторождения имеют развитие и мелкоамплитудные смещения до нескольких метров. Трещины в породах представлены системой: 1) меридионального и ССЗ простирания с углами падения 30—50° на восток и запад; 2) широтного направления с падением 60—90° на юг и север и 3) близ-меридионального простирания с крутым падением 80—90°.

Рудная минерализация тяготеет к трещинам близмеридионального (ССЗ) простирания. Оруденение на месторождении отмечено на всех указанных участках. Причем на северном участке оно представлено реальгаро-аурипигментовыми рудами штокверкового типа, на центральном участке (в 700 м к юго-востоку от северного) — антимонитовыми рудами гнездового типа и на южном участке (у выходов мышьяковых источников) — реальгаром вкрапленного типа.

Морфология и вещественный состав мышьяковых руд

Основным участком месторождения является северный, расположенный в юго-восточной части Даррыдагского горного массива в полосе развития кампан-маастрихтских и эоценовых мергелей и песчаников и приурочено к зоне разлома, проходящего в осевой части антиклинальной складки. Главный разлом сопровождается еще сбросом, контролирующим в некоторой мере форму рудного тела и явившимся основным рудоподводящим каналом месторождения.

Проведенными в разное время и разными исследователями горными работами установлено, что общая форма рудного тела представляет собой шток, с падением, близким к вертикальному, и несколько расширяющийся книзу. Северо-западный конец штока уходит под вершину г. Даррыдаг, юго-восточный конец имеет довольно ясно выраженную границу, также почти вертикально падающую, но с небольшим отклонением к северо-востоку. Боковые ограничения штока имеют весьма неправильные очертания. По данным А. Демчука, морфология рудного тела

представляется в виде удлиненного, вертикально поставленного геометрического тела, с кривой боковой поверхностью и грушевидным горизонтальным сечением, вытянутым вдоль трещины разлома в СЗ направлении.

На глубину он разведан (штольнями № 1, 2 и 5 и буровыми скважинами) до 180 м. Причем указанные штольни расположены по вертикали друг от друга на расстоянии от 15 до 60 м, лишь отдельные буровые скважины задавались на глубину до 241 м (скв. 3) и с горизонта штольни № 2 — на глубину до 100 м.

Различаются четыре основных типа оруденения.

Первый тип представляет собой рыхлую легко рассыпающуюся массу глинистой консистенции, с удельным весом 2,5—2,75. Минералогический состав ее представлен, в основном, реальгаром и аурипигментом, с незначительной примесью антимонита. Из нерудных минералов характерны гипс и эпсомит.

Реальгар и аурипигмент встречаются здесь преимущественно в дисперсной разности или в виде равномерной вкрапленности различной концентрации. Преобладает в количественном отношении реальгар, придавая руде характерную, оранжевую «реальгаровую» окраску (табл. 1).

Антимонит встречается в форме гнездовидных скоплений с ярко выраженным лучистым строением агрегатов.

Второй тип руды в качественном отношении является наилучшим, но встречается значительно реже, чем руды первого типа. Руда второго типа представляет собой плотную, часто пузырчатую массу красновато-желтого, иногда зеленоватого цвета с удельным весом свыше трех. Встречается большей частью по периферии рудного тела образуя желваки, гнезда и прожилки.

В минералогическом составе этой руды преобладает аурипигмент, в меньшей количестве содержится реальгар. Кроме того, стенки пор и пустот часто покрыты тонкими пленками мельниковита. В составе плотной массы микроскопически наблюдается кирозит в виде неправильных зерен. Иногда он нацело замещает весь аурипигмент и реальгар, образуя чисто кирозитовые желваки или целые массы с редкой примесью аурипигмента. В некоторых пустотах найдены друзы кристаллов серы.

Вмещающей породой здесь тоже является глинистая масса, в составе которой на горизонте штольни № 1 имеется чистый кварц и некоторое количество карбонатов кальция и магния. В этом типе руд выделяются разновидности, представляющие собой либо тонкую смесь вполне раскристаллизованных, мельчайших кристаллов аурипигмента и реальгара, либо совершенно чистый раскристаллизованный аурипигментовый коллоид. Руды, где аурипигмент и реальгар замещены кирозитом (мышьяковистый марказит), отличаются от описанных своим желтовато-темным цветом и качественно намного уступают этим типам руд.

Третий тип руд является также высокосортным, но встречается в незначительных количествах.

Минералогически представлен чистым пылевидным аурипигментом желтовато-зеленоватого цвета с налетами черного землистого мельниковита и реже — корочками кирозита. Удельный вес руды около 3. Обычно образует сетчатые прожилочки, небольшие гнездовидные скопления и линзы; редко дает рассеянную вкрапленность. Встречается преимущественно с рудами первого типа. С глубиной количество этой руды постепенно увеличивается. Обычно в руде присутствует примесь кварца и карбонатов.

Четвертый тип — это все низкопроцентные, непромышленные руды Даррыдагского месторождения, которые по существу являются вмещающей породой вышеописанных богатых руд. Это глинистая масса темно-серого цвета, несколько известково-песчанистого характера, что отличает ее от типичных глин. Оруденение представлено рассеянным и обычно невидимым на глаз мышьяковистым мельниковитом и отчасти арсенолитом. Вблизи богатых типов руд наблюдается постепенное обога-

Таблица 1

Компо ненты	1 тип: реалгар-аурипигментовая масса	2 тип: аурипигмент-реалгаровая масса	3 тип: аурипигментовая масса	4 тип: вмещающие породы с малым содержанием мышьяковых минералов	Вмещающие породы						
S O ₂	1,05	4,07	0,74	8,90	1,52	42,54	31,29	43,39	47,69	23,84	49,23
Al ₂ O ₃	—	0,19	—	0,94	—	16,57	11,47	15,63	12,87	12,44	10,25
Fe ₂ O ₃	сл.	—	—	—	—	1,91	1,82	2,19	2,12	4,83	3,36
FeO	0,33	—	—	—	0,60	3,86	3,10	—	4,56	—	—
FeO	—	—	—	—	—	—	—	4,15	—	—	—
Fe ₂ O ₃ +FeO	—	0,30	—	3,98	—	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	—	—	—	—	сл.	—	1,03	сл.	0,18	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	0,01	0,04	0,09	—	—
MgO	0,21	0,43	0,24	1,19	0,41	4,09	3,71	5,08	3,53	3,23	5,15
CaO	0,20	1,78	0,20	2,13	0,31	11,47	26,65	11,58	7,78	21,40	10,13
Na ₂ O	—	—	—	—	—	0,58	0,38	1,21	0,29	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	0,46	0,42	0,32	0,41	—	—
As	61,15	38,03	59,42	50,89	62,03	0,75	0,14	1,57	2,69	0,23	1,15
Mo	—	—	—	—	—	—	0,01	0,02	0,02	—	—
Sb	—	—	—	—	—	—	сл.	0,03	0,03	—	—
SO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,62	3,05
S	35,53	35,17	38,0	30,42	32,61	0,21	0,72	3,68	2,88	—	—
CO ₂	0,33	—	0,48	—	1,03	10,30	21,71	11,25	8,39	26,88	15,24
H ₂ O ₊₁₁₀	0,69	0,43	0,38	0,23	0,98	0,58	0,38	0,21	0,29	0,28	0,73
H ₂ O ₋₁₁₀	—	—	—	1,00	—	—	—	—	—	1,15	1,0
Сумма	99,46	80,40	99,56	99,78	99,59	93,22	102,47	99,35	103,82	99,90	99,94

шение их сначала мельниковитом в виде черных, сажистых налетов, затем корочками и скорлупками киозита, и, наконец, аурипигментом и реальгаром.

Таким образом, определенных и четких границ между участками с богатым и бедным оруденением здесь не наблюдается и определение «рудное тело» для Даррыдагского месторождения является условным.

Интерес представляет присутствие в этом типе руд незначительных количеств молибдена, в виде повеллита. Из нерудных минералов здесь повсеместно распространены гипс, кальцит и эпсомит, встречающиеся, главным образом, в верхних горизонтах месторождения.

Пространственное распределение описанных выше типов руд, в пределах рудной зоны подчинено тектоническим особенностям месторождения. Первые три типа богатого оруденения приурочены к основной трещине разлома, проходящей в центре рудной зоны, и образуют собственно «рудное тело». Все остальное пространство рудной зоны выполняют бедные руды четвертого типа. Кроме описанного рудного тела в пределах месторождения намечаются еще две рудные зоны, параллельные главной зоне разлома и приуроченные также к сбросовым трещинам.

Описанное главное мышьяковое месторождение представляет собой северный участок всего Даррыдагского месторождения. В 1,5 км к юго-востоку от главного месторождения в широкой циркообразной котловине бассейна р. Шорчай расположен южный участок. До 1932 г. этот участок месторождения был известен, в основном, как месторождение мышьяковых источников. Рудные проявления здесь известны были только в форме небольших прожилков и примазок реальгара и аурипигмента, встречающихся вблизи минеральных источников. Впоследствии здесь были выявлены руды, приуроченные, в основном, к отложениям древних травертинов, но отдельные прожилки встречаются и среди метаморфизованных мергелей эоценовой толщи, вблизи действующих источников.

Оба описанных участка Даррыдагского месторождения сопровождаются обильным выделением газов. Наиболее интенсивная циркуляция газов, в особенности на южном участке, происходит в боковых, неизмененных породах, оруденелые же глинистые массы рудных штоков являются плохо проницаемыми и здесь присутствие газа проявляется только после проходки выработок. Обычно газы образуют отдельные струи, приуроченные к тем или иным трещинам в породах. В основном это углекислый газ с небольшой примесью мышьяковистого водорода и сероводорода в районе источников. Иногда присутствует небольшое количество азота. В составе вод преобладает поваренная соль, сода, двууглекислый кальций, двууглекислый магний и сернокислый натрий, т. е. по характеру воды исключительно щелочные. Высокая степень мышьяковистости в сочетании со щелочами, смягчающими резкие качества мышьяковых соединений, придает большую ценность водам этих минеральных источников.

Минералогический состав руд

Минералы и их парагенезис изучались П. С. Бернштейном, А. Демчуком, М.-А. Кашкаем, по данным которых приводится описание.

Ассоциация минералов Джульфинского месторождения характеризуется определенным комплексом, представленным из главных — реальгаром, аурипигментом, отчасти антимонитом и из второстепенных — арсенопиритом, киروزитом (мышьяковистый марказит), мышьяковистым мельниковитом (землистая разность марказита), питтитом: они сопровождаются также рядом нерудных минералов—мелантеритом, эпсомитом, кальцитом, арагонитом, гипсом, самородной серой; кроме них на участках древних травертинов и функционирующих минеральных источников встречаются, как продукт отложения из последних, арагонит, кальцит, сода (и карлсбадская соль), галит и др. Присутствуют также органические примеси, содержание которых в наиболее обогащенных и небольших участках достигает 15%.

Реальгар — наиболее распространенный минерал, встречается часто в ассоциации с аурипигментом, как кристаллический, пылевидный землистый и колломорфный.

1. *Кристаллическая* разность реальгара приурочена к местам наибольшего раздробления, т. е. больше к верхним горизонтам, заполняя пустоты и трещинки. Не исключена возможность больших скоплений его и в более глубоких горизонтах, где, несомненно, имелись благоприятные условия для их кристаллизации. Кристаллы реальгара обычно мелкие—до 1—2 мм в длинном измерении по (001), реже больше. Имеет несколько генераций, причем более поздняя представлена самыми мелкими кристаллическими формами, преобладающими в виде мелких щеток или друз на стенках пустот в «сухих гелях». Наиболее развитыми гранями кристаллов являются простые формы (010), (110) и др. Отдель-

ные хорошо сохранившиеся кристаллы имеют шестоватый габитус, вытянуты по третьей оси с ясной продольной штриховкой.

2. *Пылевидный землистый* реальгар является наиболее распространенным на месторождении. Образует неравномерную и разной интенсивности вкрапленность и небольшие прожилки на фоне вкрапленных руд. В чистом виде представляет тонкокристаллическую, вытянутую по (001) почти мономинеральную массу желтовато-оранжевого цвета, жирно пачкающую трудно смываемым окрашиванием, характеризующуюся высокой пористостью и почти полным отсутствием смачиваемости; часто к ней примешивается в разных количествах такого же типа аурипигментовая масса.

3. *Коллоидный* реальгар встречается в форме «сухих гелей» и содержит наибольшее количество мышьяка и серы. Рентгенометрические исследования «сухих гелей» показали кристаллическое их строение, не улавливающееся под микроскопом, из-за ничтожно малой величины отдельных кристаллов. Но внешний вид этих образований (пористость, ноздреватость и т. п.) типичен для коллоидного состояния вещества.

А. Демчук считает, что «сухие гели» представляют, по всей вероятности, коллоидно-дисперсную застывшую эвтектику из аурипигмента и реальгара, причем «первоначальное состояние коллоидной системы или раствора имело характер обычно концентрированного золя, который впоследствии подвергся обезвоживанию (высыхал), перешел в гель и затем раскристаллизовался».

Химические анализы чисто отобранного дисперсного реальгара всех трех разновидностей приведены в табл. 2 и 3.

Таблица 2

Химические анализы мышьяковых минералов Джульфинского месторождения

Окислы	Порошкообразный реальгар, вес. %	Порошкообразный аурипигмент, вес. %	Плотный розоватый аурипигмент с мельниковитом и реальгаром, вес. %	Аурипигмент с мельниковитом—разность желто-зеленого цвета, вес. %
SiO ₂	—	—	0,14	—
Al ₂ O ₃	0,99	1,16	0,59	0,96
Fe ₂ O ₃	0,75	3,70	—	—
MgO	0,11	0,26	0,24	0,29
CaO	0,83	0,83	0,32	0,40
Sb	—	—	—	—
As	59,98	48,19	58,56	49,32
S(сульф.)	27,61	32,94	37,77	37,00
S(своб.)	—	1,87	—	0,20
SO ₃	0,14	2,26	0,14	—
Нераств. остаток	6,85	3,04	—	2,64
		(включ. 2,66)		(включ.)
Органическое вещество	Трудно установить вследствие извлечения самого реальгара сероуглеродом.	присутствует		4,00

Аурипигмент, находясь в тесной парагенетической ассоциации с реальгаром, также распространенный минерал, но в сравнительно меньшей степени. Он легко выделяется желтой окраской. Кристаллических разновидностей аурипигмента мало. Обычно встречается также как

реальгар в тонкодисперсном агрегатном состоянии в форме землистой и коллоидно-дисперсной («сухие гели»). Такие разновидности имеют канареечно-желтую и желто-зеленую окраску. Под микроскопом ярко выраженных кристаллов аурипигмента не наблюдается, однако удается установить более позднее образование его, чем реальгара.

Таблица 3

Результаты спектрально-химических анализов мышьяковистых минералов из Даррыдага (в %)

Наименование минералов	Cu	Sn	Pb	Zn	As	Sb	Ag	Au	Bi	Ni	Co	Mo	Fe
Джультфа													
Реальгар оранжевый	следы	нет	0,001	—	очень много	0,70	нет	нет	нет	нет	нет	нет	0,005
Аурипигмент желтый	очень мало	нет	до 0,001	—	очень много	0,03	нет	нет	нет	нет	нет	нет	0,01

Рентгенометрическое исследование этих масс показало результаты, характерные для кристаллического аурипигмента. По-видимому, частицы аурипигмента близки по величине к дисперсным, присутствовали же в первоначальном коллоидном растворе в качестве дисперсной среды. От описанных обычных сухих гелей отличаются большей пористостью и, соответственно, меньшим удельным весом и присутствием в качестве примеси дисперсной фазы арсенолита, придающего им желто-зеленоватый цвет. Присутствие последнего значительно повышает содержание в сухих гелях мышьяка. Другие примеси содержатся в ничтожных количествах и поэтому сухие гели являются почти чистыми аурипигментовыми образованиями.

Тонкокристаллическая землистая разновидность аурипигмента встречается на месторождении (на северном и южном участках) только совместно с аналогичной разновидностью реальгара. Аурипигмент в виде мелких неправильной формы кристалликов встречается только в районе минеральных источников в небольших прожилочках совместно с реальгаром. Химические анализы аурипигмента приведены в табл. 2 и 3.

Антимонит в незначительном количестве распространен на главном (северном) месторождении в пределах наиболее богатой, расширенной части рудного тела. За пределами рудного тела видимых проявлений антимонита не наблюдается, но незначительные содержания сурьмы имеются во всех пробах. Замечена тенденция к увеличению содержания сурьмы с глубиной.

Антимонит обычно образует здесь небольшие редкие шаровидные агрегаты пластинчатого, радиально-лучистого строения. В районе минеральных источников антимонит встречается в тонких прожилках реальгара и аурипигмента, образуя спутанные волоски из очень тонких, удлиненных кристаллов. Эта генерация антимонита является более молодой по сравнению с описанной, относящейся к самым ранним образованиям Даррыдага.

Арсенолит присутствует в тонко распыленном виде в аурипигментовом веществе. Наличие его по всему разведанному пространству рудной зоны доказывается путем минералогических пересчетов химических анализов. А. Демчуку удалось с помощью иммерсии и при самых больших увеличениях обнаружить его в аурипигменте.

Кирозит (мышьяковистый марказит) встречается на всех разведанных горизонтах главного месторождения, концентрируясь по периферии рудного тела. Образует цветные колломорфные образования в виде корочек, гнезд и др., свидетельствующие о коллоидном его происхождении. Сопровождается черными массами мельниквита. Присутствие его устанавливается под микроскопом в отраженном свете и подтверждается минералогически пересчетом химанализов. В образце кирозита содержится около 35% породы. Кирозит местами имеет тонкие включения аурипигмента.

Мышьяковистый мельниквит пользуется значительным распространением на месторождении. Проявление его наблюдаются по всему рудному телу в виде черных, сажистых налетов, сопровождая прожилки чистого аурипигмента, гнезда и прожилки сухих гелей и скопления кирозита. Содержит большое количество мышьяка.

Пересчет химического анализа на минералогический состав дает 42,47% мельниквита и 27,28% связанного с ним аурипигмента; остальные — карбонаты кальция и магния, нерастворимый остаток и вода. В районе минеральных источников мельниквит не обнаружен.

Питтицит встречается в виде небольших натечных образований. Имеются белая и бурая разновидности питтицита. Обе разновидности аморфны, имеют твердость 2, хрупкие и нацело растворяются в HCl.

Кроме перечисленных рудных элементов, в рудах месторождения в небольшом количестве содержатся титан и молибден.

Есть предположение, что титан попал сюда из разложившихся на месте под влиянием гидротерм пироксенов. Молибден, очевидно, привнесенный гидротермальными растворами, сосредоточен преимущественно за пределами рудного тела, в бедных рудах четвертого типа и находится в форме ильземанита и повеллита (судя по физико-химическим условиям формирования месторождения).

Большинство распространенных здесь нерудных минералов является вторичными.

Кальцит встречается в двух генерациях: обычный жильный кальцит и травертины (кальцит и арагонит). Кальцит первой генерации образует большие прожилки и конкреции в глинистых массах и в трещинах боковых пород.

Кальцит второй генерации является исключительно поверхностным образованием минеральных источников, распространен в виде крупных, перистых скоплений — травертинов и вместе с арагонитом отлагается вблизи действующих в настоящее время минеральных источников.

Гипс встречается на обоих участках месторождения, распространяясь в виде тонких прожилков, гнезд и жезд на значительную глубину в оруденелых глинистых штоках. Кристаллы его неопределенного габитуса образуют агрегатные скопления.

Самородная сера встречена в пустотах сухих гелей аурипигментового состава в виде небольших отдельных кристаллов или друзо-подобных скоплений. Кристаллы серы имеют неправильную форму, светло-желтого цвета, прозрачны, иногда встречаются в друзах гипса.

Арагонит подобно кальциту второй генерации отлагается исключительно минеральными источниками, образуя вокруг них громадные накопления арагонитовых и известково-арагонитовых травертинов. Арагонитовые травертины представляют собой конгломератные образования где галька различных пород сцементирована плотным тонко-слоистым арагонитовым веществом самой разнообразной окраски. В кальцито-арагонитовых травертинах прослойки арагонита чередуются с прослойками кальцита или же в массе кальцитового травертина арагонит образует оолитовые скопления, ветвистые агрегаты и т. п. Вбли-

зи главного месторождения известны выходы древних травертинов с арагонитом, но на самом месторождении арагонит нигде не встречен.

Химические анализы травертинов вблизи источника № 5 представлены в табл. 4.

Таблица 4

Компоненты	Древние травертины (светлые)	Молодые железистые травертины
Нерастворим. остаток	0,11	0,09
R_2O_3	0,93	1,83
MgO	0,87	0,79
CaO	53,85	54,33
SO_4	нет	следы
As	0,06	нет
Потери	43,95	43,27
Сумма	99,77	100,31

Состав травертинов вполне соответствуют арагониту; повышенное содержание R_2O_3 в молодом травертине следует отнести за счет железа (окиси железа), которое из древних обычно мигрирует.

Парагенетическая таблица минералов Даррыдагского месторождения мышьяково-сурьмяных руд

Минералы	Пневматолитовая 700°			Гидротермальная 400-100°			Супергенные
	E	F	G	H	J	K	L
Реалгар							
Аурипигмент							
Антимонит							
Пирит							
Арсенопирит							
Мелникобит мышьяковистый							
Кермезит							
Арсенолит							
Питтицит							
Стибиконит							
Ильземанит $MoO_3 \cdot SO_3 \cdot 5H_2O$							
Повеллит							
Гипс							
Арагонит							
Сера самородная							
Кальцит							
Залит							
Сода поваренная							
Эпсомит							
Лимонит							

Содержание мышьяка в травертинах ничтожное, что указывает на неподходящие физико-химические условия при осаждении.

Наряду с этим отложениями встречаются и выцветы соли.

Эпсомит — сравнительно редкий минерал зоны окисления месторождения. Встречается как на главном месторождении, так и в районе минеральных источников в форме белых и грязно-серых налетов у самой поверхности либо в виде почвенных выцветов. Обнаружены натечные формы эпсомита на стенке в одной из старых выработок.

Почвенные выцветы эпсомита являются, по-видимому, сезонными образованиями, появляясь в сухое летнее время и исчезая в дождливые периоды осени.

Сода встречается в форме тонких, почти аморфных белых порошковатых налетов на поверхности почвы в районе минеральных источников.

Галит — так же, как и сода, встречается в виде белых порошковатых почвенных выцветов, являясь, подобно эпсомиту, сезонным образованием.

Характер и последовательность минераллообразования приведены в парагенетической таблице.

Генезис

Генезис месторождения по данным П. С. Бернштейна и К. Н. Паффенгольца [294], относится к гидротермальному типу, связан с предполагаемой на глубине под Даррыдагом кислой интрузией (тогда не была известна интрузия контаминированных роговообманковых диоритов, выступающая в районе с. Керимкулидиза). По заключению А. Демчука, месторождение относится к эпитермальному типу, связано с постмагматической деятельностью предполагаемого на глубине магматического очага.

По составу выделяющихся газов и минеральных источников эта фаза напоминает стадию углекислых фумаролл или моффет затухающих вулканов. При этом наличие мышьяковых и сернистых соединений как газовых выделений, так и минеральных вод источников, по мнению А. Демчука, указывает на то, что ближайшей предшествующей фазой процесса формирования этого месторождения была мышьяково-сернистая рудная фаза, при которой и произошло основное рудоотложение. Температура этой фазы не превышала 100—150°, судя по тому что наиболее ранними рудными минералами разведанной части месторождения являются антимонит, реальгар и соединения молибдена.

Поскольку признаков наличия здесь каких-либо других более ранних фаз минералообразования не наблюдается, история образования этого месторождения в целом складывается из двух фаз: первой — мышьяково-сернистой, рудной, и второй — известково-щелочной, нерудной.

По данным А. Демчука, начало рудоотложений в температурном отношении относится к 150°С. Исходной формой рудных растворов были, очевидно, коллоиды. Первым рудным минералом был стибнит; в этот же период произошло отложение в коллоидной форме и молибденита. Затем началось интенсивное отложение хлопьевидных, тонкокристаллических масс реальгара (реальгаровая стадия). Совместно с ним и в той же форме в большинстве случаев происходило выпадение и аурипигмента.

Образование их непосредственно происходило из газообразных эманаций рудных элементов, так как имеющиеся на месторождении типичные коллоидные образования — сухие гели, состоящие из такой

же минералогической смеси, внешне имеют совершенно иной характер. Состав газовых эманаций характеризовался в это время, главным образом, сероводородом, углекислым газом, мышьяковистым газом и водяными парами. Проникая в боковые породы, водяные пары конденсировались в углекислые растворы, разрушавшие мергелистые породы, превращая их в глинистые массы с выносом почти нацело CO_2 и частично кальция и магния. Вместо выносимых элементов происходил привнос кремнезема и рудных элементов — сначала молибдена, а затем мышьяка; в результате этих процессов вся эта глинистая масса может быть отнесена к четвертому типу руд.

К концу рудной фазы, вследствие увеличения выноса серы, отложение реальгара постепенно сменилось отложением аурипигмента, выпадавшего преимущественно в коллоидной форме (сухие гели); в составе их вначале содержалось еще некоторое количество реальгара, но затем начал отлагаться чистый аурипигмент с примесью вместо реальгара арсенолита. Таким образом, последняя стадия рудной фазы была аурипигментовой.

В процессе образования аурипигмента значительное участие принимали газы; все коллоидные образования аурипигмента сильно пористы, ноздреваты. Образованию коллоидной формы способствовало соответствующее понижение температуры рудного процесса и замедленная циркуляция вод. Отложения реальгара и аурипигмента происходили в условиях щелочных или углекислых реакций. Аурипигментовой стадией закончилась, в основном, рудная фаза месторождения, с которой связан вынос мышьяка непосредственно из магматического очага.

Температура ко времени окончания этого процесса, по-видимому, была уже ниже 100° и водяные пары могли свободно конденсироваться и образовывать коллоидные растворы. Все последующие процессы на месторождении, по заключению А. Демчука, связаны уже с переработкой ранее отложившихся руд.

Следующими после аурипигмента, в коллоидной же форме, но уже в кислой среде, образовались кирозит и затем мельниковит. Это вторичные минералы, причем железо здесь является продуктом выщелачивания боковых пород, сера — выделяющихся сернистых газов (сероводорода); мышьяк, очевидно, содержится в виде реальгара и аурипигмента в качестве дисперсной примеси. Возможно присутствие в этих соединениях мышьяка, в небольших количествах, в форме арсенолита.

Образование мельниковита могло происходить и при участии кислых нисходящих растворов, судя по тому, что этот минерал встречается, в основном, по трещинам вмещающих глинистых масс.

Арсенолит и самородная сера, встречающиеся на месторождении являются продуктами разложения аурипигмента и реальгара путем их окисления, но встречается и первичный арсенолит, который отлагался одновременно с аурипигментом.

Эпсомит и питтицит на участке главного месторождения являются наиболее поздними минеральными образованиями, причем питтицит — типичный коллоид и образование его могло происходить только в условиях медленной циркуляции водных растворов. В районе минеральных источников образования питтицита нигде не наблюдается, очевидно из-за щелочного характера растворов.

Таким образом, условия локализации реальгаро-аурипигментовых рудных тел Даррыдагского месторождения, располагающихся в зоне разломов ССЗ простираения, позволили установить два этапа минерализации, каждый из которых характеризуется определенным процессом изменения вмещающих пород и специфическим комплексом металлов, слагаю-

щих руды. Смена этапов минерализации обусловлена не только тектоническими подвижками, но и изменением состава рудоносных растворов. Причем все этапы минерализации происходили после образования послеолигоценовой-домиоценовой линейной складчатости (в том числе Даррыдагской антиклинали) и сопровождающих ее разломов (симметрично расположенных вдоль осевых плоскостей линейных складок), а также послесарматских-досреднеплиоценовых (меотис—понт) поднятий и прогибов, разрывов северо-западного (надвиги и взбросы) и северо-восточного (сбросы и сбросо-сдвиги) простираций и магматической деятельности, выразившейся во внедрении силловых и сфенолитовых интрузивов андезито-дацитов, дацитов, долеритов и диоритов (в том числе интрузивов контаминированных роговообманковых диоритов Даррыдага — Керимкулидиза). За внедрением диоритов последовала циркуляция гидротермальных растворов, вызвавших рассматриваемое позднеальпийское (меотис—понт) этапное мышьяково-сурьмяное оруденение.

Описанные процессы минерализации характеризуют участки (северный и южный главного мышьякового месторождения как месторождение вкрапленных руд самой верхней эпитермальной зоны, формировавшееся горячими коллоидными растворами при вероятном участии и прямых возгонов.

Перспективы месторождения

Джульфинское месторождение представляет собой зону протяженностью в несколько километров, а подсчеты запасов касаются только территории рудника. В 1—1,5 км от него располагаются известные мышьяковистые минеральные источники, с водами которых поднимаются мышьяковые минералы и где выявлены контуры мышьяковых рудных участков. Несомненно эти воды вымывают мышьяковые руды.

Эта часть месторождения еще не разведана, тем более в Джульфинском месторождении имеются еще проявления сурьмы. В связи с этим рекомендуется проведение геологоразведочных работ как в северо-западном, так и в юго-восточном направлении от рудника, включая и территорию мышьяковистых минеральных источников. Здесь следует разведать более глубокие горизонты, чем это было сделано для территории рудника. Также необходимо произвести металлометрическую съемку на всей территории на мышьяк и сурьму.

Кроме Даррыдагского, основного месторождения из проявлений мышьяковых руд в Нахичеванской АССР известны: Сальвартинское, Ортакендское и Башкендское. Они изучены Ш. А. Азизбековым [26] и И. Н. Ситковским [315].

Сальвартинское проявление мышьяка располагается в районе г. Сальварты на границе Армянской и Азербайджанской ССР.

Проявление располагается среди андезитов и их пирокластолитов нижнеплиоценового возраста. В соседних районах Сальвартинского рудного поля среди пород нижнего плиоцена обнаружены выходы «малых» интрузивов (Гелинкая, Ардиш и др.) и экстррузивов (Джиндаг) андезито-дацитового и долеритового состава. В соседних районах Армении среди этих же пород наблюдаются мелкие штокообразные выходы «малых» интрузивов в виде габбро-диоритов и диоритов. Рудная минерализация приурочена к разлому простираения СЗ 330—340°. Породы вдоль этого разлома превращены во вторичные кварциты и кварц-каолиновые образования. Местами они опаллизированы, алунитизированы и пиритизированы. Мощность рудной зоны достигает 12 м. Она прослежена на 70 м, скрываясь далее в наносах.

На глубину руда установлена до 25 м, скрываясь ниже уреза ручья. Главными минералами месторождения являются реальгар, аурипигмент, пирит, антимонит, иногда сфалерит. Из вторичных отмечены валентинит (белые таблички), лимонит, мелантерит, иногда землистая сера, копияпит. Из нерудных кварц, каолинит, опал. В итоге геологи пришли к выводу о бесперспективности этого проявления. Однако такой вывод пока мало обоснован, так как на глубину оно осталось не изученным и в особенности на территории Azerbaijan, так как это проявление совместно с выходами реальгар-антимонитовых рудопроявлений в районе с. Башкенд, Ортакенд и у г. Даррыдаг рисует целый рудный пояс эпitherмального характера, генетически связанный с внедрением «малых» интрузивов. Пояс этот протягивается в меридиональном направлении. Наличие по соседству с Сальвартинским проявлением мышьяка Гемюрских серно-пиритовых (гидротермальных) низкотемпературных проявлений с опалом и халцедоном, а также медно-мышьяковых энаргитовых и теннантитовых рудопроявлений в Армении говорит о том, что район требует к себе внимания.

Парадашское проявление реальгара имеет аналогичный характер оруденения и приурочено к зоне разлома северо-западного простиранья.

Ортакендское или Каранлыхское проявление мышьяковых руд располагается по р. Ортакендчай (она же Каранлых или Гыткинчай), выше на 2—3 км от ее впадения в р. Алинджа и к югу от с. Ортакенд. Оно приурочено к зоне разлома СЗ 320° простиранья и находится среди каолинизированных и окварцованных андезито-дацитов Ортакенда. Породы вдоль зоны превращены во вторичные кварциты. Оруденение штокверкового типа. Падение ее на СВ под углом 50°.

Главные рудные минералы зоны—реальгар, аурипигмент, реже галенит, пирит, иногда антимонит. Нерудные минералы представлены кварцем, кальцитом, каолинитом, хлоритом, серицитом и измененным плагиоклазом. Вторичные минералы — мелантерит, копияпит, лимонит. По простиранью рудная зона прослежена на 100 м, далее скрывается, под четвертичными отложениями. Перспектив проявление пока не имеет.

Башкендское проявление мышьяка находится в верховье р. Башкендчай по оврагу к юго-западу в 200 м от с. Башкенд. Реальгар-аурипигментовые примазкового характера рудопроявления sporadически приурочиваются к трещинам отдельности мергелисто-песчанистых и аргиллитовых пород верхнего эоцена в зоне их каолинизации по разлому СЗ простиранья.

Проявление мышьяковых руд в центральной и северо-восточной частях Малого Кавказа

Проявления мышьяка здесь пока в должной мере не разведаны, поэтому о них даются лишь общие сведения. В центральной части Малого Кавказа известны проявления Девебойну в Лачинском районе, а на северо-восточном склоне Малого Кавказа мышьяк находится в составе арсенопирита в Дашкесанском железорудно-кобальтовом месторождении, энаргита в Биттибулахском месторождении (Кедабекский район). Близ с. Чанахчи на правом берегу р. Гянджачай отмечены проявления реальгара и аурипигмента в виде примазок среди окварцованных и каолинизированных пород. Они имеют лишь минералогический интерес.

Девебойнунское проявление мышьяковых руд находится в 1,5 км к СВ от с. Неруддин у родника Яглы-булах в Лачинском районе. Оно расположено на одном из западных отрогов Кырх-гыз Восточно-

Карабахского хребта. Проявление связано с Лачином через с. Кюрд-Гаджи и Алякчи проселочной дорогой.

Проявление мышьяковых руд Девебойну в 1930 г. разведывалось Н. С. Бернштейном [60] в небольших масштабах, поэтому перспективы его остались не выясненными. При геологической съемке Лачинского района Э. Ш. Шихалибейли охватил также район месторождения Девебойну. Некоторые исследования здесь проводились М.-А. Кашкаем.

В геологическом строении района месторождения принимают участие вулканогенные, осадочные и интрузивные породы кислого, основного и ультраосновного состава.

Геологический разрез района начинается чередующимися рассланцованными глинами и песчаниками келловеев, в верхней части которых располагаются туфы и туфоконгломераты. Они покрываются силицированными известняками титона, выше на них налегают трансгрессивно отложения альба-сеномана. Этот разрез завершается мощной толщей вулканогенных пород сантона, к которым и приурочены проявления мышьяковых руд. Толщу сантона слагают порфириды, туфобрекчии, туфоконгломераты и туфопесчаники. Широкое развитие в районе получил Шальва-Лачинский интрузив гранодиоритов и кварцевых диоритов послезоценового возраста. Вблизи мышьякового проявления располагаются малые интрузивы, приуроченные к Нуреддинской антиклинали. Среди этих пород, в особенности вулканогенных, встречаются дайки диабазов, андезитов, дацитов, липарито-дацитов.

Мышьяковые руды проявляются на небольшом обнаженном поле гидротермально-измененных пород. Зона оруденения прослежена лишь на 30 м и в направлении СВ 65°. Вследствие воздействия газо-водных растворов, порфириды и их брекчии каолинизированы, силицированы и серицитизированы. Измененная порода несколько жирная на ощупь. Переход от этих измененных пород к материнским постепенный.

В ассоциацию рудных минералов входят реальгар, аурипигмент, антимонит, пирит. Из гипергенных минералов отмечены стибнит и лимонит. По взаимоотношению можно установить более позднее образование мышьяковых минералов, чем пирита.

Мышьяковые минералы скопляются в небольших гнездах и тонких прожилках, а также встречаются во вкрапленном виде. В пробах было обнаружено содержание элементов. Спектрально было установлено присутствие висмута, свинца и железа.

Судя по этим данным, месторождение эпитермального типа. Можно полагать о генетической связи этого проявления с более молодыми (плиоцен) липарито-дацитовыми экструзивами и дайками, которые здесь имеют широкое развитие.

Реальгар отмечен в шлихах бассейна р. Тертер, частично по р. Тутхунчай и Левчай.

СУРЬМА

ВВЕДЕНИЕ

В земной коре минералов сурьмы довольно много, но промышленной разработке подвергается антимонит (Sb_2S_3).

Сернистая сурьма—антимонит или сурьмяный блеск издавна применяется (особенно на востоке) для косметических целей.

О легирующих качествах сурьмы было известно еще в бронзовом веке, когда дорогостоящее и привозное олово заменялось в сплавах меди мышьяком или сурьмой. Так, в браслете, найденном в древнем Мингечауре (I в. н. э.) содержание сурьмы оказалось 14,04%, а меди 83,90%, мышьяка 0,31%, цинка 0,23%, висмута, никеля 0,10%, олова и свинца 0,01% [160, 161].

Большое применение сплавы меди с сурьмой получили при изготовлении самых различных химических и физических препаратов, частей насосов, кранов, изделий в военном деле. Сплав свинца с сурьмой и оловом значительно понижает эвтектическую точку плавления смеси, поэтому он применяется в типографском деле. Фтористые соединения сурьмы нашли применение в текстильной, хлопчатобумажной и других отраслях промышленности.

Месторождение сурьмы разрабатывается в крупных масштабах в Китае (провинция Хунань), Мексике, Боливии, Алжире, Австралии и Бирме; из европейских стран — в Центральной Франции, Италии, Югославии и Венгрии.

В СССР месторождения сурьмы известны в Средней Азии—Карамджайское (эксплуатируется) и Тургайское, Хайдарканское (эксплуатируется) и Шахимарданское; в Забайкалье—Дарасунское; на Урале — Армашевское (эксплуатируется).

Кроме названных, проявления сурьмяные руды известны в ряде мест, но промышленная перспективность их пока еще окончательно не выяснена. К таковым относятся: в Грузии—Запихитское (Верхняя Рача), в Дагестане — Хуламдайское, на Дальнем Востоке — Зубийское.

На Северном Кавказе разрабатывалось Тырнаусское месторождение, но оно ныне считается выработанным.

В Азербайджане проявления сурьмы известны в ряде мест, большинство из них представляет минералогический интерес, но известны некоторые скопления, промышленные перспективы которых пока еще не выяснены.

В Азербайджане в отношении сурьмы заслуживает внимания меридионально-простирающаяся полоса Даррыдаг — Ортакент — Еашкент — Сальварты. Здесь минералы сурьмы находятся в парагенетической ассоциации с реальгаром и аурипигментом и сопровождающими их минералами.

Подобные же оруденения эпитермального типа сурьмы и мышьяка установлены в Центральной части Малого Кавказа близ с. Нуреддин в местности Девебойну. Сурьма встречена и в других минеральных ассоциациях мышьяка в незначительных количествах, как например, в Биттибулахском месторождении энаргита в виде фаматинита (Кедабекский район), затем в дашкесанских кобальтовых рудах, но здесь соединения сурьмы представляют лишь геохимический интерес. Что касается указаний о наличии антимонита в Белоканском месторождении на горе Губах среди юрских глинистых сланцев, то о них пока еще достоверных данных не имеется. В медно-пирротиновых рудах Белоканского месторождения также установлено содержание сурьмы.

В Кельбаджарском районе проявление сурьмяных минералов известно на Зодском перевале, где антимонит сопровождает золото, теллуриды, теллуру-висмутин, пирит, халькопирит, иногда сфалерит и галенит, реже другие медные и полиметаллические сульфидные минералы и их гидрокислы. Они приурочены к золотоносным кварцевым жилам габброидов и лиственитов среди гипербазитов.

Антимонит также известен в кварцевых жилах на правом берегу р. Казахларчай (приток р. Тутхунчай).

ДЖУЛЬФИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ СУРЬМЫ

Джультинское сурьяно-мышьяковое месторождение расположено в 8—9 км к северо-востоку от г. Джульты.

Антимонит в Джультинском месторождении находится в парагенезисе с мышьяковыми и другими сопутствующими минералами. Взаимоотношение этих минералов (пространственное расположение, геологические условия нахождения, а также формирование месторождения) в целом одинаково с реальгар-аурипигментовой ассоциацией в зоне смятия центральной части Даррыдагской антиклинальной складки.

Близко к оси антиклинали проходит основная линия тектонического разрыва, а на крыльях наблюдается довольно много нарушений сбросо-сдвигового характера и трещин, которые и явились путями проникновения рудоносных газо-водных растворов.

Проявления антимонита приурочены к трем участкам: Северо-западному, Юго-восточному и Центральному.

Северо-западный участок — основное месторождение мышьяковых руд, где антимонит имеет весьма подчиненное значение и встречается в виде малых примесей среди землистых и тонкодисперсных типов мышьяковых руд. В большинстве их проб установлена сурьма от сотых до десятых долей процента. С глубиной содержание сурьмы в руде увеличивается.

Встречаются руды вкрапленного и гнездового типа, но они неравномерно распределены в месторождении. Интересно то, что в последнем типе мышьяковые минералы отсутствуют. Антимонит здесь имеет четковидную форму, располагается в коротких прожилках или в пересечениях трещин. Размеры кристаллов антимонита от микроскопических до 1—2 см.

Юго-восточный — участок мышьяковых минеральных источников, где антимонит также в малых количествах сопровождает реальгар и аурипигмент. В мышьяковых минеральных водах Даррыдага содержа-

ние сурьмяного водорода (SbH_3) около 0,005%, а в некоторых пробах достигает 0,001%. В оруденелых породах содержание сурьмы определено в десятых долях процента.

Центральный антимонитовый участок находится в промежутке первых двух участков на расстоянии 1 км к юго-востоку от Джульфинского рудника и является основным объектом будущих исследований.

Во избежание повторения основных данных по геологии, тектонике, морфологии, генезису и т. п. Джульфинского месторождения, в данном разделе на этих вопросах не останавливаемся, так как это изложено в разделе «Мышьяк».

О наличии антимонита в Джульфинском месторождении указывал П. С. Бернштейн, А. И. Демчук, М.-А. Кашкай, М. Бондаренко и др.

В 1950 г. Э. М. Джафаров проводил разведку на антимонитовом участке этого месторождения.

Минералы сурьмы и мышьяка приурочены к зоне смятия в своде брахиантиклинальной складки Даррыдага ССЗ—ЮЮВ простирания $325\text{—}330^\circ$, с асимметричным падением крыльев — пологим ($15\text{—}20^\circ$) северо-восточным и более крутым ($30\text{—}60^\circ$) юго-западным.

В геологическом строении района принимают участие отложения верхнего мела, нижнего, среднего и верхнего отделов эоцена, которые покрываются местами четвертичными отложениями и травертинами. По литологическому составу породы представлены мергелистыми известняками, мергелями, глинами, песчаниками, песчанистыми и известковистыми глинами.

Оруденение сурьмы здесь приурочено к зоне смятия в сводовой части брахиантиклинальной складки, где обнажаются мергелистые известняки и мергели верхнемелового возраста, которым подчинены известковые песчаники. Все эти породы разбиты многочисленными трещинами во всевозможных направлениях, в которых располагаются арагонит и кальцит.

Сурьмяное рудопроявление имеет столбовой и штокверковый характер и, по-видимому, несколько расширяется на глубину, что характеризует морфологические особенности месторождения.

По Э. М. Джафарову, Центральный участок характеризуется следующим образом.

Гнездообразный тип антимонитовой руды наиболее обычный и представляет основное скопление месторождения.

Гнездовидные скопления сурьмяных руд обычно располагаются близко друг от друга, на расстоянии 20—30 см, и в большинстве случаев совместно с короткими сурьмяными прожилками образуют небольшого размера обособления концентрированной руды в остальной части бедно-оруденелого объема.

Прожилковый тип руд пользуется значительно меньшим развитием, чем гнездовидный. Макроскопически прожилки состоят или из сплошной массы спутанно-волокнистых агрегатов антимонита, или последний образует плотную массивного облика руду, несущую на своей поверхности четко выраженные борозды.

Направление падения прожилков на ЮЗ и соответственно на ЮВ под углом $55\text{—}80^\circ$. В целом прожилки крайне редко фиксируются в пределах описываемой площади, залегая в подавляющем большинстве случаев среди безрудных вмещающих мергелей.

Вкрапленный тип руд представлен отдельными радиально-лучистыми агрегатами кристаллов антимонита, включенными в массу гидротермально измененных пород.

Горнопроходческими работами установлено, что руды разведываемой площади имеют весьма неравномерное распространение, преоблада-

ющим является гнездообразный тип, приурочиваются к незначительным по размеру участкам, редко выделяющимися на общем фоне наблюдаемого убогого вкрапленного оруденения.

Оруденение на разведваемом участке выражено настолько неравномерно, что невозможно выделить здесь определенные рудные тела, подразумевая под ними известные в литературе морфологические разновидности рудных скоплений.

Практический интерес представляют лишь главные гнездовидного типа рудные обособления, которые на данной стадии его разведанности, видимо, еще далеко не полностью выявлены на глубину.

Минералогия Центрального участка характеризуется наибольшим развитием антимонита, а реальгар и антимонит имеют подчиненное положение.

Из вторичных встречаются типичные для зоны окисления сурьмяных месторождений безводные и сложные окислы сурьмы, представленные валентинитом, сервантитом и стибнитом. Эти три минерала в большинстве случаев находятся совместно, образуя порошокватую массу пепельно-серого, желтого и снежно-белого цветов.

Антимонит встречается двух разновидностей — кристаллический и вкрапленный. Размеры игольчатых кристаллов его достигают 5—6 см, часто образуют сноповидную или лучистую формы. Вкрапленный антимонит во вмещающих породах характеризуется мелкими агрегатами или единичными вытянутыми кристаллами, пластинками и шаровидными скоплениями.

В одном чистом кристалле антимонита спектрально-химическим методом анализа обнаружены мышьяк, свинец и железо, очень мало содержится меди; отсутствует олово, цинк, серебро, золото, висмут, никель, кобальт и молибден.

Реальгара и аурипигмента в рудах мало, что видно из данных 36 анализов, в которых среднее содержание мышьяка около 0,15%. Иногда можно наблюдать эти минералы в виде мелких вкраплений на гранях или среди агрегатных скоплений антимонита.

Валентинит, сервантит и стибнит в землистой форме встречаются в виде псевдоморфозы по антимониту или в буровой глинистой массе.

В пределах рудной зоны нерудные минералы представлены кальцитом, гипсом и арагонитом. Кальцит встречается в тонко- и среднезернистом виде в пустотах и прожилках.

Арагонит образует слоистые натёки, корки на породах или нитевидные прожилки.

Э. М. Джафаровым проведено опробование Даррыдагского месторождения, в особенности на центральном участке. Распределение сурьмяных минералов на месторождении неравномерное, поэтому опробование бороздовым способом проводилось через 1 м. При количественном увеличении антимонита пункты опробования сгущались. Всего было собрано и анализировано 300 проб на содержание сурьмы, мышьяка и ртути.

Содержание сурьмы самое различное: в 159 пробах этот элемент отсутствует или показывает следы.

Ртуть во всех пробах отсутствует.

Из этих данных и полевых наблюдений на всех участках Даррыдагского месторождения устанавливается определенная закономерность, выраженная в антагонизме между сурьмяными и мышьяковыми минералами. Так, на северо-восточном и юго-восточном участках основные рудные минералы — это реальгар и аурипигмент, а на центральном участке — антимонит.

Такая закономерность зависит от температурных условий кристаллизации мышьяковых и сурьмяных минералов. С этой точки зрения Даррыдагское месторождение не изучено.

Геологоразведочные работы на Даррыдагском месторождении проведены не достаточно и выполненные работы можно считать лишь предварительными, поэтому перспективы месторождения как в отношении сурьмяных, так и мышьяковых руд не выяснены.

КАДМИЙ

Кадмий относится к числу редких элементов. На тонну вещества земной коры приходится 0,5 г кадмия. Известные его минералы гринокит (CdS), отавит (CdCO_3) и монтепонит (CdO), встречаются обычно в небольших количествах и не имеют сырьевого значения. Промышленность кадмия основана на попутном получении его из полупродуктов и отходов производства цинка, свинца и меди из полиметаллических руд, в основном, сфалеритовых.

Сфалериты, в зависимости от типов их месторождения, и, особенно, температуры образования, содержат кадмий (в качестве изоморфной примеси) от сотых долей до первых целых процентов.

Кадмий широко применяется в виде различных сплавов и соединений. Сплав кадмия с медью, обладающий высокой прочностью на разрыв и стойкостью против истирания, идет на производство проводов контактной сети электротранспорта. Сплавы кадмия, меди и свинца стойки как подшипниковые материалы; металлический кадмий применяется для изготовления щелочных аккумуляторов и для покрытия поверхности стальных изделий с целью защиты их от коррозии.

Кадмий содержится в рудах всех полиметаллических и свинцово-цинковых месторождений Азербайджана.

В сфалеритах как свинцово-цинковых и полиметаллических, так и некоторых колчеданных месторождений, содержится кадмий. Наибольшее содержание кадмия установлено в светлоокрашенном сфалерите-клеиффана из Мехманинского месторождения. В темноокрашенных разновидностях сфалеритов как Мехманинского [110], так и других свинцово-цинковых (Гюмушлукское месторождения и ряд рудопроявлений), полиметаллических (Белоканское, Агдаринское, Бадакендское и др.) и колчеданных (Кедабекское, Новогореловское и др.) содержание кадмия колеблется. Наряду со сфалеритами, кадмий в небольших количествах—сотых и тысячных долях процента—устанавливается в кобальтовых рудах и в флотоконcentратах [388].

Систематическое изучение цинковых, свинцово-цинковых, свинцово-цинково-медных и кобальтовых руд месторождений Азербайджана на кадмий, является составной частью задачи комплексного использования этих типов руд.

НИКЕЛЬ

Никель как легирующий металл находит широкое применение в металлургической промышленности для изготовления качественной стали. Из никеля получают художественные краски, которые используются также в фарфоровой и других отраслях промышленности.

Никелевых минералов в природе довольно много. Практическое значение как руды никеля, имеют, в основном, петландит $(\text{Fe}, \text{Ni})\text{S}$ и силикаты — гренокит, шухардит, непуит, гарниерит и др.

В Азербайджане никель впервые в лиственитах был установлен М.-А. Кашкаем [116], а в ультраосновных породах детально изучен Г. Х. Эфендиевым [383]. В рассеянном виде он спектральным методом обнаружен во многих медно- и серноколчеданных и полиметаллических рудах республики. В сульфидной и сульфоарсенидной ассоциации Дашкесана М.-А. Кашкаем [116] обнаружен никелистый сульфид—бравойит $(\text{Ni}, \text{Fe})\text{S}_2$, имеющий лишь минералогический интерес.

Г. Х. Эфендиев [383] приводит следующие данные о содержании никеля в породах офиолитовой формации Азербайджана (в %):

дуниты 0,26—1,17;	пироксениты 0,08;
перидотиты 0,16—0,39;	габбро 0,08;
серпентиниты Шахдага 0,17—0,32;	бронзититы 0,04;
серпентиниты у с. Ипяк 0,09—0,28;	диаллагиты 0,03.

Как видно из этих данных, никель, в основном, находится в ультраосновных породах, причем наибольшее содержание его характерно для дунитов и дунитовых серпентинитов.

Серпентиниты Шахдага являются дунитовыми, поэтому в них содержится NiO больше, чем в аналогичных породах у с. Ипяк, относящихся к серпентинизированным перидотитам.

Несколько повышенное содержание Ni установлено в лиственитах Азербайджана в пробе с Шахдагского хребта и в пробе из Гейдере. Установлено также, что никелистый силикат в лиственитах приурочен к зеленой карбонатно-хлоритово-кварцевой массе в виде микроскопически мелких листочков [116]. Под микроскопом в проходящем свете никелистый силикат зеленого цвета, иногда с голубоватым оттенком. В редких листочках его удавалось определить чешуйчатое строение и интерференционную окраску от серого до серовато-желтого. Показатель преломления никелистого силиката из Гейдере находится в пределах $1,556 < N_m < 1,595$, что подходит ближе к гарниериту.

Никель, содержащий хлорит, был установлен (383) в лиственитах Чурмана и Лалябагырлы. Коэффициент преломления его $N_m = 1,594$. Анализ выделенных из этих лиственитов зеленых хлоритовых листочков,

показал 0,94% NiO. Таким образом, определенно устанавливается присутствие никеля в хлорите, относимом к никелистому клинохлору. Типичные никелистые клинохлоры, называемые шухардитом, содержат свыше 5% NiO.

В коре выветривания серпентинитов, в районе с. Ипяк и в бассейне р. Алякчи содержание NiO колеблется в пределах от 0,29 до 0,71%. Среднее же содержание NiO (по 21 анализам) равно 0,46% [383].

Приведенный материал не позволяет говорить о промышленном значении исследованных объектов как источников никелевого сырья; однако при комплексном использовании серпентинитов, с целью получения из них соединений магния активного кремнезема и других ценных продуктов, в том числе и никеля, серпентиниты Азербайджанской ССР, в особенности дунитовые серпентиниты, могут представлять несомненно практический интерес.

Как известно, гипергенные концентрации никеля, в виде никелевых силикатов, связаны с корой выветривания ультраосновных пород вообще и серпентинитов — в частности.

В районах распространения ультраосновных пород в Азербайджане кора выветривания не имеет сколько-нибудь мощного развития, за исключением отдельных участков (как например, близ с. Орта Ипяк в Лачинском районе, далее в бассейне р. Тертер и др.), где наблюдаются некоторые скопления продуктов выветривания серпентинитов. Отсутствие или слабое развитие коры выветривания в указанных районах объясняется, в основном, сильной пересеченностью рельефа, способствующей интенсивной эрозии.

Возможность наличия коры выветривания в пониженных участках древнего рельефа не исключается; в этом отношении определенный интерес представляют пологие возвышенности и равнинные участки.

В качестве примера таких участков можно привести правый берег р. Алякчи у с. Лалабагырлы и котловину Базардюзю, район с. Ипяк и др. Здесь под почвенным покровом обнаружены охристые образования, т. е. типичные признаки коры выветривания серпентинитов. Поиски при помощи глубокой шурфовки коры выветривания, с целью выявления концентрации никеля в этих районах, весьма желательны.

ВАНАДИЙ

Ванадий относится к числу распространенных и, в то же время, рассеянных элементов. Он применяется, главным образом, в металлургии, где ванадий и феррованадий идут на получение ванадиевой стали. Последняя употребляется для изготовления ответственных деталей самолетов, автомобильных и тракторных моторов, осей, рессор и других частей различных машин. Некоторые соединения ванадия применяются в химической промышленности (в качестве катализатора), в стекольной промышленности, медицине, фотографии, анилино-красочной промышленности и т. д.

Исходным сырьем для получения этого элемента являются не только ванадиевые руды (патронит, деклуазит, ванадинит, роскоэлит и другие ванадийсодержащие минералы), но также и шлаки, получаемые при переработке руд других элементов (бурых железняков, титаномagne-тита), золы некоторых углей, нефтей и пр.

В Азербайджане, по произведенным (безусловно недостаточным) работам, намечаются отдельные ванадиеносные участки.

Так, в Горном Талыше повышенное содержание ванадия установлено в габбро-тешенитовых и базальтовых породах. Породы, содержащие V_2O_5 имеют большое распространение в западной части. К северо-западу от этого района породы значительно беднее ванадием. В 10 анализированных образцах габбро-порфиров, снитит-порфиров, авгитового порфирита и базальтов содержание V_2O_5 варьирует в пределах от 0,035 до 0,2%. Максимальное содержание его (0,2%) отмечено в меланократовом габбро-тешените. Рудные минералы в указанных породах представлены ильменитом и магнетитом. Эти же минералы являются основными составными частями магнетито-ильменито-авгитовых песков прибрежной полосы Каспийского моря. Эти пески узкой полосой (до 500 м) тянутся от Порты Ильича до гор. Астара. Анализы 20 образцов из различных мест показали от 0,068 до 0,39% V_2O_5 . Ванадий здесь связан, в основном, с ильменитом и магнетитом.

Г. Х. Эфендиевым и Р. Г. Гаджиевой [389] установлено, что главным носителем как титана, так и ванадия в этих песках является магнетит. Распространенность указанных песков на значительной территории, благоприятные условия добычи и обогащения, а также только что отмеченная сосредоточенность титана и ванадия в магнетите, позволяют ставить вопрос о необходимости детального изучения данного месторождения песков как возможный комплексный сырьевой объект железа, титана и ванадия, а также всей территории Талыша.

По данным Г. Х. Эфендиева [388] ванадий в повышенных количествах содержится в гематитовых рудах Алабашлинского месторождения. По данным того же автора ванадий содержится в титано-магнетитовых песчаниках, залежи которых известны в ряде пунктов северо-восточной части Малого Кавказа. В этих песчаниках ванадий сочетается с титаном и связан с магнетитом и ильменитом.

Некоторые работы по выяснению содержания ванадия в нефтеносных породах Апшеронского полуострова произведены в Геологическом отделе АзНИИ В. Э. Левенсоном, который изучал их с точки зрения корреляции. Им получены следующие данные о распределении ванадия (в %) в продуктивной толще:

продуктивная толща:	верхней отдел	0,086
	средний отдел	0,024
	нижний отдел	0,018
ильхидагская свита		0,015
юнусадагская свита		0,009

Многочисленные месторождения асфальтов и прочих битумов в Азербайджане, являющиеся интересными объектами в смысле концентрации в них ванадия, остаются недостаточно изученными. По данным Р. Бергмана в золе кокса определено 0,2% ванадия, в асфальтите из Шемахинского района следы V_2O_5 , а в сураханских нефтях ванадий отсутствует. Данные по сураханским нефтям согласуются с определением Е. В. Копченовой, получившей также отрицательный результат.

По данным Г. Х. Эфендиева и П. Ф. Рза-заде [390] в 21 пробе битумов и асфальтов из различных месторождений Азербайджана содержание ванадия низкое и не превышает 0,02% на породу и 0,15% на органическое вещество пород.

Г. Х. Эфендиев [387] и Д. И. Зульфугарлы [92] максимальное содержание ванадия в нефтях месторождений Азербайджана оценивает цифрами от 0,01 до 0,150% на золу, при чем ванадий относится к числу постоянно присутствующих в нефтях элементов.

Для установления промышленных концентраций ванадия в указанных районах его проявлений следует провести специальные исследования. Необходимо также систематическое исследование всех важнейших месторождений асфальтов и прочих битумов и битуминозных пород и горючих сланцев на содержание в них ванадия с целью возможного выявления больших концентраций его для практического использования.

III

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО

ВВЕДЕНИЕ

Сведения о золоте на Кавказе вообще, а в Азербайджане, в частности, имеются с очень давних времен. Древние греческие и римские писатели рассказывают о «золотом руне» в Колхиде, при этом сведения о походе аргонавтов за «золотым руном» имеются еще у Гомера и Пиндара (522—422 гг. до н. э.). В арабских источниках (у географов) по материальной культуре народов Кавказа имеются указания о добыче золота на Аллавердском и Ахтальском медных и Дамблудском полиметаллических месторождениях и из россыпей с рек территории Малого* Кавказа (Актафачай, Тертер). В конце XVII и в начале XVIII в. россыпное золото (по географу Бен ибн-Сауд) при иранском царе Шах-Аббасе добывалось в бассейнах двух указанных рек, о чем свидетельствуют старые разработки с находкой монет того периода. При грузинском царе Ираклии в XVIII в. на Малом Кавказе на базе Дамблудского полиметаллического и других соседних медных и полиметаллических, а также россыпных (Сванетия, Кахетия) месторождениях впервые было организовано горное производство по добыче золота и серебра (более ранняя добыча золота носила случайный характер). С конца XIX столетия некоторые иностранные предприниматели попутное извлечение золота и серебра производят уже из эксплуатируемых ими медных и частью полиметаллических руд Закавказья. К таковым относятся Аллаверды-Шамлуг-Ахтальская группа месторождений и Зангезурская, эксплуатировавшиеся французами и бельгийцами, и Кедабекское медное месторождение (в Азербайджанской ССР), эксплуатировавшееся немецким предпринимателем Симменсом. В последнем месторождении, по архивным данным, лишь в 1899 г. при электрорафинировании меди было добыто 1,3 т золото-серебряного порошка с примерным соотношением золота к серебру 1:20. На Кедабекском месторождении за годы эксплуатации медных руд (с 1864 по 1914 г.) добыто до 3 т золота и 57 т серебра.

Все это указывало на наличие в Закавказье, в том числе и в Азербайджане, промышленно ценных концентраций золота и серебра в коренном и в россыпном залеганиях. В связи с этим за последние годы в Закавказье были организованы более широкие и более детальные поисковые работы на золото. В 1950 г. шлиховой съемкой Кавзолоторазведка в Кельбаджарском районе, в бассейнах рек Сеютлучай и Тутхунчай, были выявлены на отдельных участках значительные концентрации россыпного золота, а также следы древних разведок и разработок в ко-

ренном его залегании. Это было отмечено в бассейне р. Тутхунчай в местности Кызыл-Итен (в переводе «потерянное золото») и в бассейне р. Сеютлучай (она же Сеидлярчай) близ Зодского перевала. В 1951 г. О. С. Степаняном на этом перевале было установлено наличие золота в коренном его залегании. В 1951—1953 гг. при разведочных работах здесь выявлены были древние выработки, в которых обнаружен был скелет погибшего при обвале рудокопа (с псевдоморфозой лимонита по кости), а рядом с ним лежала бронзовая кайла, монеты и черепки посуды, датируемые III—IV в. до н. э. Из этого становится вполне очевидным, что золото в коренном его залегании на территории Азербайджана и смежной Армении добывалось еще более 2000 лет тому назад. Поисковые работы на золото в республике пока еще достаточно не развернуты, но тем не менее имеются уже некоторые материалы, позволяющие в той или иной степени осветить золотоносность Азербайджана. Обзор золотоносности республики рассматривается по двум разделам 1) золото в россыпях и 2) золото в коренном залегании. Первый раздел составлен совместно с А. Д. Султановым, второй И. Н. Ситковским.

ЗОЛОТО В РОССЫПЯХ

Исследования россыпного золота на территории Азербайджана производились еще задолго до революции в 2 периода: 1) с 1808 по 1828 г. и 2) с 1860 по 1880 г.

Проспекторские исследования речных систем Закавказья за указанные два периода в разное время производились горными инженерами О. М. Мусин-Пушкиным, А. Клейменовым, Г. Воскобойниковым, П. Карпинским, А. Иваницким, а позже Г. Цулукидзе, Г. В. Халатовым, В. И. Архиповым, С. Е. Симоновичем и др. В итоге их работ на территории Азербайджана россыпи золота установлены были для следующих речных систем.

- 1) в Нахичеванской АССР — по р. Алинджачай;
- 2) в северо-восточной части Малого Кавказа — по р. Тертер, Шамхорчай, Кашкарчай, Акстафачай;
- 3) в зоне южного склона Главного Кавказского хребта — по р. Золлибанчай.

Примитивно установленная в прошлом веке бедность россыпей не только речных систем Азербайджана, но и всего Закавказья не позволила, в силу экономических конъюктур, развить золотодобывающую горную промышленность, между тем как детальные исследования Груззолоторазведкой в 1930 гг. в бассейне р. Акстафачай, на примере Делижанского россыпного месторождения золота, показали, что некоторые золотые россыпи с успехом могут быть использованы. Как более ранние (XVII и XVIII вв.), так и послереволюционные данные послужили основанием с 1934 г. организовать в Азербайджане более систематизированные шлиховые исследования речных его систем.

Ниже приводятся основные данные по изученности и перспективности россыпного золота по отдельным регионам и речным системам Азербайджана.

Россыпное золото в Нахичеванской АССР освещается по данным шлихового опробования, произведенного в 1939—1940 гг. М. А. Мустафабейли следующих речных систем: Килитчая, Кетамчая, Ордубадчая (выше с. Нюснюса), Ганзачая, Пазмарачая, Урумысчая, Мазрачая, Парагачая, Тивичая, Гилянчая (выше с. Аляги), Алинджачая, Парадаштчая, Герданычая, Негедечая и Нахичеванчая.

Большинство их, за исключением Нахичеванчая, Алинджачая и Гилянчая, незначительны по своему протяжению и имеют узкие каньоно-

образные ущелья (от 10—40 до 100 м) с малым количеством аллювиальных накоплений. Лишь по рр. Нахичеванчай, Алинжачай и Гилянчай в редких местах имеются широкие долины (до 400 м шириной) протяженностью от 100 м до 0,5 км. Уже это обстоятельство говорит за неблагоприятность золотоносных речных террасовых накоплений. Пространственно они слабо развиты — пойменная терраса возвышается над урезом уровня рек на 1,5—2,5 м; вторая терраса — на 5—7 м и третья — на 20—25 м. Золото в них проявляется лишь в редких и мелких единичных пылевидных знаках (0,01—0,02 мм), отмечаемых на ковш емкостью 8 кг породы. По системам рек Нахичеванской АССР, берущим начало с Конгуро-Алангезского хребта в области развития Мегри-Ордубадского гранитоидного батолита, золото в единичных знаках отмечается всегда, но практического значения оно не приобретает. У речных систем, лишенных близости влияния внедренных металлоносных гранитоидов, золота в шлихах не отмечается.

Результаты минералогического анализа шлихов отобранных проб по речным системам Нахичеванской АССР, по данным М. А. Мустафабейли, приводятся в табл. 1.

Россыпное золото в Центральной и юго-восточной частях Малого Кавказа. В эту часть Малого Кавказа входят следующие речные системы в разной степени изученные шлиховыми съемками: Тертер, Хачинчай, Акера (вверху разветвляющаяся на целую систему рек—Шальва, Гочас, Ильдрым, Пчанис и другие более мелкие) и мелкие реки Зангеланского района и смежных с ним. Из них относительно лучше изучен бассейн р. Тертер и почти совершенно не изучены шлиховой съемкой мелкие речки Зангеланского, Гадрутского, Кубатлинского и Карягинского районов. Последнее связано с весьма слабым развитием здесь магматических комплексов пород и рудных проявлений.

Шлиховые съемки производились в центральной части Малого Кавказа М.-А. Кашкаем (1949 г.), А. Н. Соловкиным (1940 г.), М. Р. Мамедъяровым (1948 г.), С. М. Сулеймановым (1947 г.), А. В. Потеряхиной (1949 г.), О. А. Мусаевым и И. Н. Ситковским (1957 г.), И. А. Вайнером (1950 г.) Н. М. Селимхановым (1956 г.) и др.

В результате произведенных О. А. Мусаевым и И. Н. Ситковским за последние два года поисково-шлиховых работ в этом регионе удалось выявить золотопроявления и в коренном залегании.

Золото россыпного типа особенно хорошо проявляется по р. Тертер, начиная от ее верховьев на склонах г. Далидаг и до выхода реки в область Куринской низменности близ поселка Тертер-ГЭС (Мирбаширский район). Река Тертер, имея протяженность до 150 км, протекает, в основном, в меридиональном направлении. Ширина долины различная, в широких местах она достигает 150—200 и даже 300 м, но нередко такие расширенные участки поймы вытянуты по долине не более 0,5—1 км. Часто река протекает в узких каньонообразных ущельях шириной 30—50 м. Уклоны реки большие, о чем говорят и скорости течения воды до 1 м/сек. В связи с этим, естественно, массового накопления кос и современных пойменных террас здесь обычно не происходит. По р. Тертер, по данным М.-А. Кашкая, Б. А. Антонова, М. Р. Мамедъярова и И. Н. Ситковского имеется четыре террасы: 1) пойменная терраса на высоте 1,5—2 м; 2) терраса на высоте 5—7 м от уреза реки; 3) терраса на высоте 50—60 м и 4) терраса на высоте 120—150 м от нынешнего уреза реки.

Материал террас состоит из мелких и крупных (до глыб) окатанных и не окатанных обломков различных вулканогенных, осадочных и интрузивных гранитоидных, габброидных и ультраосновных пород. Песчаный материал террас сцементирован глинисто-известково-железис-

Наименование рек	Шеслит	Антимонит	Галенит	Молибденит	Золото	Касситерит	Сфалерит
Килитчай	ед. зн.	5	10	5	—	—	—
Кетамчай	5	—	—	—	5	—	—
Ганзачай	—	—	—	ед. зн.	—	—	—
Нюснюсчай	33	—	ед. зн.	—	—	ед. зн.	ед. зн.
Пазмарачай (у с. Пазмара)	ед. зн.	—	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.
То же у с. Дырныс	—	—	ед. зн.	—	—	—	—
То же у с. Данаперт	—	—	—	—	—	—	—
То же у с. Унус	ед. зн.	—	—	ед. зн.	—	—	—
То же у контакта вулканогенов с интрузивом	2—5	—	—	много	ед. зн.	—	—
Урумьсчай у с. Чананаб	—	—	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	—	ед. зн.
То же у с. Устунпи	ед. зн.	—	—	ед. зн.	ед. зн.	—	—
Мазрачай близ контакта с интрузией	5	—	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	—	ед. зн.
Урумьсчай в верховьях	ед. зн.	—	—	ед. зн.	ед. зн.	—	—
Парагачай	ед. зн.	—	ед. зн.	—	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.
Тивичай	—	—	—	—	ед. зн.	—	ед. зн.
Гильянчай у с. Аляги	—	—	—	—	ед. зн.	—	—
То же у с. Нургут	—	—	—	—	—	—	—
Алинджачай	—	—	—	—	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.
Парадаштчай	—	—	ед. зн.	—	—	—	—
Нахичеванчай	—	—	ед. зн.	—	—	—	—
Герданычай	—	—	—	ед. зн.	—	—	—
Негедечай	—	—	—	—	—	—	—

Примечание: 1) о. мн.—свыше 30—50 зерен;

2) много—больше 20 зерен;

3) мало—от 10 до 20 зерен.

тым, а в древних террасах иногда и железисто-хлоритовым цементом. Мощность молодых террас 2—5 м, реже более, а древних — до 20—40 м. Содержание золота в террасах в нижнем течении р. Тертер небольшое, в третьей и в особенности в четвертой террасах в низовьях р. Тертер, как правило, золота нет.

В среднем течении р. Тертер, близ впадения в нее слева р. Тоурога-чай, русловое золото отмечается более крупное, менее окатанное, в виде удлинённых пластинок или крючковатое. Вторая и третья террасы здесь часто отсутствуют, а в сохранившихся их останках содержание золота несколько выше, чем в террасах низовья реки. Золотоносность р. Тоурогачай (левый приток р. Тертер) весьма слабая, здесь отмечают-ся лишь редкие и мелкие единичные знаки золота на ковш емкостью 8 кг породы. Отсюда становится очевидным, что русловое и террасовое золото р. Тертер, в основном, приносится из ее верховьев.

Минералогическое изучение шлихов в нижнем течении р. Тертер (у с. Тонашен) дает следующий комплекс минералов в немагнитной тяжелой фракции: золото (чаще единичные знаки, но иногда и не во всех пробах), хромит (редко), гранат-уваровит, циркон (иногда много), барит (много), гематит, оливин, рутил, пирит, пироксены; лимонит; кальцит, халькопирит (редко), платина, редко самородное серебро.

В расширенной долине р. Тертер (у Вагузского моста) золотонос-ность детально изучалась М.-А. Кашкаем. По его данным здесь близ с. Чаректар в русле р. Тертер содержание золота фиксируется в ви-де единичных, редко до 20—40 мелких (0,01—0,1 мм) знаков почти во всех ковшевых (емкостью 8 кг породы) пробах. При небольших «кус-

Халько- пирит	Малахит	Пирит	Гематит	Рутил	Лимонит	Циркон	Барит	Киноварь	Реальгар	Марказит	Магнетит	Гранат
—	—	—	—	—	—	—	ед. зн.	—	—	—	много	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	много	—
—	—	—	—	—	ед. зн.	—	—	—	—	—	много	—
ед. зн.	—	много	много	—	много	ед. зн.	—	—	—	—	много	—
ед. зн.	—	ед. зн.	—	—	ед. зн.	—	—	—	—	—	много	—
—	—	—	5	—	—	—	—	—	—	—	много	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	мало	—
—	—	ед. зн.	ед. зн.	—	ед. зн.	ед. зн.	—	—	—	—	оч. мн.	—
ед. зн.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	много	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	мало	—
ед. зн.	—	ед. зн.	—	—	ед. зн.	—	—	—	—	—	мало	—
ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	—	ед. зн.	—	—	—	—	—	много	—
ед. зн.	—	ед. зн.	—	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	—	—	—	—	много	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	мало	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	мало	—
—	—	ед. зн.	—	—	—	—	—	—	—	—	мало	—
ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	—	—	ед. зн.	ед. зн.	—	ед. зн.	ед. зн.	—	много	—
—	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	—	ед. зн.	ед. зн.	—	ед. зн.	—	ед. зн.	мало	—
—	ед. зн.	ед. зн.	много	—	ед. зн.	ед. зн.	—	—	—	—	мало	5

4) ед. зн.—от двух до пяти знаков в преобладании 1—3;

5) цифры указывают количество установленных знаков

тах» и малом развитии золотоносных пород на пойменных террасах практического значения эти проявления не имеют. Количество магнитной фракции здесь (по С. Бекташи) в шлихе достигает 40%, а местами (по Левчай и Тутхунчаю) до 60—70%. Количество легкой фракции в шлихах, часто в низовьях р. Тертер достигает 50—60%, а в верховьях и по ее притокам снижается до 30—25%. Тяжелая немагнитная фракция в шлихах не превышает 39%. Минеральный комплекс по шлиховым пробам на рассматриваемом участке следующий:

Минералы широкого развития тяжелой немагнитной фракции — хромит, пироксены, амфиболы, гранаты (андрадит, уваровит и демантоид), циркон, гематит, кальцит; минералы, представленные единичными зернами—барит, оливин, рутил, турмалин (у Чаректара), пирит, лимонит, топаз, платина, самородное серебро. К этим минералам иногда (близ с. Чаректар) присоединяются ильменит, сфалерит, анатаз.

Следующим наиболее интересным участком бассейна р. Тертер является область его левого притока — р. Левчай. Уже в устье р. Левчай русловое золото проявляется в шлихах в виде крупных знаков. Однако на всем своем протяжении она лишь местами расширяется до 150—250 м и поэтому площади накопления современных золотоносных пойменных террас здесь в общем небольшие. Древние же речные террасы здесь слабо выражены и представлены небольшими площадями. Содержание золота на ковш породы в приплотиковой части поймы р. Левчай здесь, по данным С. М. Сулейманова, иногда достигает 16 и редко больше знаков. Он был неокатан, тонкопластинчатый, длиной 5—6 см с крючковатым изломом. Это в значительной мере указывало на близость

коренного месторождения золота, которое в следующем году и выявлено было у Зодского перевала. Интересно, то, что по р. Левчай в некоторых местах в шлихах отмечались единичные зерна киновари.

Золотоносность аллювия прекрасно устанавливается по правому притоку р. Левчай — по р. Секютлучай. Здесь на всем ее протяжении отмечаются единичные знаки золота и электрума размером до 1—1,5 мм. Преобладают обычно пылевидные знаки золота. Соотношения магнитной, немагнитной—тяжелой и легкой фракции примерно те же, какие нами указывались выше. Состав шлихов аллювия по речным системам бассейна р. Левчай приведены в табл. 2.

Таблица 2

Минералы и породы	
часто встречающиеся	редко встречающиеся
Мелкие обломки гипербазитовых и габброидных пород	Гематит
Пироксены	Апатит
Амфиболы	Золото
Гранаты, но в единичных зернах	Слюда
Лимонит	Медная зелень
Хромит	Галенит
	Киноварь
	Циркон, очень редко
	Турмалин
	Пирит
	Рутил
	Топаз

Следующим, наиболее интересным, с точки зрения золотоносности аллювия, пунктом является правый приток р. Тертер — р. Тутхунчай. Впадает она в р. Тертер примерно в 20 км ниже г. Кельбаджар; протяженность ее до 35 км. Долина р. Тутхунчай местами расширяется до 250—400 м, при протяженности до 0,5—1 и редко до 2 км.

В бассейне р. Тутхунчай известны следующие террасы: 1) пойменная 1,5—2 м, 2) терраса на 5—6 м от современного уреза реки и 3) древняя терраса на высоте 60 м от уреза реки.

С точки зрения золотоносности геологом А. В. Потеряхиной изучена первая терраса. Остальные террасы, имея малое развитие, вряд ли представляют интерес. Золото при шлиховом опробовании Кавзолоторазведкой в 1953—1954 гг., а также позже (О. А. Мусаев, И. Н. Ситковский, С. Бекташи и др.) установлено в аллювии на всем 25 км протяжении р. Тутхунчай, начиная от устья и до с. Караханчалы, при этом наиболее обогащенной является средняя ее часть. Иногда в них отмечались и единичные зерна киновари и реалгара. Выше с. Джомарт на 3 км пробная добыча аллювия пойменной террасы показала содержание золота. Золото соломенно-желтого цвета, пластинчато-листоватое и крючковатое, обычно мелкое (реже более крупное) до пылевидного. По левобережному притоку р. Тутхунчай — Наджафалинскому (близ устья р. Тутхунчай) в шлихах отмечены были пылевидные знаки золота.

По 7 левому притоку р. Тутхунчай, не доходя до Котурлинского источника, (начиная снизу) кроме золота были отмечены единичные знаки киновари и в одном шлихе (ближе к выходам гранитоидов у с. Асрик) зерно шеелита. По правобережным притокам р. Тутхунчай в его низовьях золото в шлиховых пробах отмечается не всегда, но особенно обильно оно проявляется в шлихах 7 притока — р. Казыханлычай, начиная от его устья и распространяясь далее в верховьях притока на

2,5—3 км. Золотопроявления аллювия р. Казыханлычай тесно связаны с расположенными здесь же их выходами в коренном залегании. Золото в коренном залегании располагается по зонам и кварцево-сульфидным жилам в экзо-и эндоконтактных зонах металлоносных гранитоидов третичного возраста. Поэтому-то выше по р. Казыханлычай за пределами выходов указанного интрузива в аллювии золотоносность не отмечается (у с. Казыханлы). В шлихах аллювия р. Казыханлычай отмечаются знаки золота, халькопирита, галенита, пирита, киновари. Золото полуокругленное, пластинчатое и дендритовидное, неокатанное, соломенно-желтого цвета. По правому притоку р. Казыханлычай значки золота совместно с пиритом и лимонитом отмечаются в деловии склона на протяжении 350 м. Окатанность их слабая. По р. Казыханлычай россыпное золото аллювия у устья распространено лишь на 3 км (не доходя с. Казыханлы), заканчиваясь после последних выходов Казыханлычайского металлоносного гранитоидного интрузива. В этом отношении пойма реки могла бы представлять некоторый интерес. В шлихе из материала аллювия р. Казыханлычай легкая фракция составляет 15—30%, магнитная фракция 40—60% и тяжелая немагнитная фракция — 25—30%. Минералогический состав немагнитной фракции представлен золотом, галенитом, киноварью, ильменитом, баритом, гематитом, анатазом, гранатом, пироксенами, кальцитом, кварцем, цирконом, хромитом, лимонитом, пиритом, малахитом. Минералогический состав шлихов речного аллювия р. Тутхунчай близок к этому, но там дополнительно отмечаются реальгар, церуссит, лейкоксен, эпидот, рутил, турмалин и актинолит. По притоку Тутхунчая р. Заргулучай отмечается аналогичный комплекс минералов; золото здесь встречается в шлихах.

Участок р. Тертер выше впадения в нее притоков р. Тутхунчай и Левчай представляет, видимо, меньший интерес, так как золотоносность речного аллювия здесь выражена слабее. В ковше емкостью 6—8 кг не всегда отмечаются мелкие знаки золота. Минералогический состав шлихов здесь изменяется: исчезает хромит (у Кельбаджара и выше), меньше встречается ильменита, чаще появляются халькопирит, пирит, отмечается сфалерит, галенит, шеелит, иногда касситерит. Это связано с тем, что выше с. Чайкенд гипербазитовый пояс прекращается, а выше курорта Истису появляются выходы Далидагского гранитоидного интрузива с проявлениями полиметаллических и молибденовых руд.

По р. Тертер М.-А. Кашкай у с. Мадагиз, помимо ранее упомянутых минералов, отмечает наличие пирротина, киновари, анатаза, шеелита, титано-магнетита. Среди гранатов им отмечены демантоид, андрадит, гроссуляр и альмандин. Выше с. Хознашен в шлихах содержание хромита, пирита, золота и циркона увеличивается и появляются платина, осмистый иридий, а также зерна киновари, шпинель, везувиан, эпидот, барит. Выше с. Чайкенд, где кончаются последние выходы (южные) гипербазитов, по данным этого же автора, хромиты в шлихах исчезают, но магнетит, циркон, пирит, золото и галенит приобретают значительное развитие. В верховьях бассейна р. Акера и по ее притокам — рр. Гочас, Шальва, Пичанис и другим в шлихах аллювия приобретают развитие минералы кислой и основной магм, массивы интрузивных пород которых используются здесь широким развитием.

М.-А. Кашкай в верховьях указанных речных систем отмечает в шлихах следующий комплекс минералов: пирит, халькопирит, апатит, циркон, сфен, кальцит, шпинель, роговая обманка, галенит, кобальтин, арсенопирит, марказит, гематит, ильменит, аурипигмент, реальгар, сфалерит, аргентит, флюорит, вольфрамит, монацит, шеелит, тетраэдрит, гранаты, рутил, андалузит, анатаз, мусковит, лепидолит, берилл, турма-

лин. В среднем течении р. Акера тот же исследователь отмечает в шлихах вольфрамит, шеелит, кобальтин, монацит, сфен.

Как видно из данных М.-А. Кашкая, в верховьях р. Акера и ее многочисленных притоках комплекс минеральных ассоциаций в аллювии вполне тождественен аллювию бассейна р. Тертер. Перспективно-поисковый интерес в обоих бассейнах приобретают следующие минералы: берилл, шеелит, вольфрамит, монацит, циркон, кобальтин, золото, лепидолит. Первосточники этих минералов в коренном залегании пока еще неизвестны, что и является задачей будущих исследований.

В Северо-Восточной части Малого Кавказа россыпное золото изучалось в два периода: 1) в 1802—1808 и 1828 гг. и 2) в 1934 г. В первом периоде исследования производились, главным образом, в районе Казаха (по р. Акстафачай) О. М. Мусин-Пушкиным, И. Эйхвальдом (1802—1808 г.), Логиновым (1806—1807 г.), П. Карпинским (1820 г.) и др.

В 1934 г. шлиховой съемкой М. М. Алиева охвачены были следующие речные системы региона рек: Шамхорчай, Джагирчай, Кошкарчай, низовья Акстафачай.

Река Кошкарчай исследована до В. Дашкесана с охватом в поперечном направлении всего гранитоидного интрузива. Ширина долины ее от 150 до 300 м, но нередко она суживается до 10—20 м и с большим уклоном (0,04 и более) протекает по коренным породам. Таким образом, рыхлого аллювиального материала по реке не так много. Отмечается наличие трех террас: на высоте 1,5—2,5 м; на высоте 10—12 м и на высоте 25 м. Распространение их обычно небольшое. Золото в шлихах отмечается часто на отдельных участках реки и обычно в виде мелких, нередко пылевидных знаков (особенно ближе к устью); наличие золота устанавливается и в террасах. Однако опробованием установлено, что проявления золота отмечаются в более древних террасах в меньшем количестве, чем в современных.

Шлиховой съемкой М. М. Алиева (1934 г.) также установлено в нижней части р. Кошкарчай содержание россыпного золота. Оно слабо окатанное и очевидно связано с близлежащими барито-полиметаллическими жильными проявлениями. Золото малоокатанное, листоватое, размером до 1 мм. Вблизи обоих пунктов имеются проявления медных и полиметаллических руд, из которых и происходило локальное обогащение аллювия золотом, ограниченное площадями до 1—3 тыс. м². Золото в интервале Баян—Н. Дашкесан в аллювии р. Кошкарчай почти исчезает и содержание его повышается у с. В. Дашкесан, где в гранитоидах неокома у с. Молла-Гасанлы имеется кварц-полиметаллическая жила, содержащая этот благородный металл. В этой жиле в аллювии р. Кошкарчай и появляются знаки золота.

Минералогический состав шлихов р. Кошкарчай представлен пиритом, роговой обманкой, пироксенами, гранатами, цирконом, рутилом, лимонитом, апатитом, золотом, самородной медью, халькозином, халькопиритом. Близ с. Кызыл-Кишлаг в шлихах иногда отмечается самородное серебро (вблизи выходов полиметаллических руд).

Как видно, локализованные проявления золота и самородного серебра приурочиваются: 1) к зонам развития медных и полиметаллических руд и 2) экзо-и эндоконтактной зонам интрузивов Дашкесана. Низкое содержание золота в речном аллювии при малых их площадях говорит о непромышленном значении россыпных золотопоявлений р. Кошкарчай.

По р. Шамхорчай шлиховое опробование проведено от выхода реки на плоскость Куринской равнины до впадения в нее р. Калакендчай. Ширина долины в низовьях достигает от 135 до 250 м, выше она не пре-

вышает 15—70 м. Косовые участки в низовьях имеют длину не более 250 м. По реке отмечается три ступенчатых террасы мощностью каждая не более 2,5—4 м. Магнитная фракция в шлихах в 5—6 раз менее, чем по р. Кошкарчай. Содержание золота в аллювии по р. Шамхорчай резко изменяется в разных пунктах. Так, в низовьях реки (Леникенд) оно чаще пылевидное, а ближе к с. Сейфали, где имеются выхода кварцевых диоритов неокома и в районе развития серно-медноколчеданных руд во вторичных кварцитах верхнего байоса содержание золота больше. Такое локальное увеличение золота очевидно происходит за счет влияния золотоносных серно-медноколчеданных руд участка. Далее по р. Шамхорчай, вплоть до впадающего слева в нее притока — р. Кедабекчай, золотоносность аллювия постепенно увеличивается. Выше этого пункта до впадающего слева притока р. Калакендчай в аллювии р. Шамхорчай золото исчезает.

Исследования шлихов р. Шамхорчай показали, что с увеличением медистых минералов происходит и увеличение содержания знаков золота. Это подтверждается наблюдениями над участком впадения р. Кедабекчай, несущей из Кедабекского месторождения значительно количество медьсодержащих минералов, и на участке Сейфали (Кушидзор), где в серноколчеданных вкрапленных рудах отмечаются халькопирит, борнит и халькозин (И. Н. Ситковский, 1935 г.).

Минералогический состав шлихов р. Шамхорчай следующий: золото (единичные зерна), халькопирит, самородная медь, пирит, халькозин (до 4 зерен на ковш), циркон, апатит, амфиболы, лимонит, рутил, ильменит (редко), свинец (самородный), аргентит (единичные знаки).

Практически в речном аллювии р. Шамхорчай (при малых площадях его развития и низком содержании золота) промышленных его концентраций не имеется, но генезис золотопоявлений, как видно, тесно связан с медистыми минералами, что и надо иметь ввиду при поисках коренных золотопоявлений бассейна.

В бассейне р. Джагирчай, по данным шлиховой съемки М. М. Алиева (1934 г.), золото неравномерно устанавливается на всем протяжении реки. Наиболее богатыми золотопоявлениями являются верховья и среднее течение р. Джагирчай. Это связано с близостью выходов металлогенных гранитоидных интрузивов неокома. В нижней части реки (у с. Морул) также имеются выходы гранитоидов, но проявлений золота здесь не наблюдается. Река Джагирчай на всем своем небольшом протяжении (до 25 км), как правило, имеет узкие каньоны с шириной долины от 10 до 70 м. В самых расширенных пунктах долина имеет ширину не более 150 м на расстоянии до 200—300 м. В соответствии с этим становится очевидным, что благоприятных условий концентрации россыпного золота здесь нет.

По данным шлиховой съемки установлено, что в нижней части реки золото пылевидного типа отмечается в количестве единичных знаков на лоток. В среднем и верхнем течениях реки золото на локализованных участках (видимо, в связи с близостью коренных золотосодержащих медных или полиметаллических оруденений) в аллювии реки мелкое, тонкопластинчатое, иногда угловатое, размерами 0,04—0,1 и реже 0,3 мм. В лотке емкостью 8 кг отмечается 2—3, реже 5 знаков. Вблизи пересечения дорог из с. Чардахлы в с. Джагир проба № 118 на лоток дала 4 знака золота весом 3,78 мг. В целом же по р. Джагирчай промышленных концентраций россыпного золота нет. Соотношения фракций шлихов (в % следующие: 1) магнитной и электромагнитной 85—90 % и 2) немагнитной и бромформной 10—15 %. Главными минералами тяжелой фракции являются: магнетит, пирит, пироксены, рутил (иногда), турмалин, роговая обманка, гематит, халькопирит и малахит (редко).

По р. Акстафачай шлиховое исследование проведено от широты г. Казах, вверх по р. Акстафачай на 4—5 км. Долина этой реки имеет ширину до 180—200 м. Отмечаются две террасы: пойменная—на высоте 1,5—2,5 м и верхняя — на высоте 7—10 м. Последняя не всегда хорошо развита. Золото большей частью пылевидное, видимо, принесенное издалека. Минералогическое изучение шлихов показало наличие пироксена, амфибола, анатаза, апатита, рутила, пирита, золота (единичные знаки).

Россыпные проявления золота в низовьях р. Акстафачай бесперспективны.

Проведенная по ручью Шиштапа шлиховая съемка показала наличие в аллювии на лоток 2 знаков золота и 1 знака самородного свинца. Это россыпное проявление золота практического значения не имеет, но учитывая наличие кварц-халькопирит-пиритовых жил, можно полагать, что россыпное золото здесь связано с разрушением этих жил.

На южном склоне Главного Кавказского хребта золото отмечено было в дореволюционные годы по р. Залибанчай, однако никаких шлиховых работ здесь после революции не производилось. Шлиховые съемки в бассейне р. Белоканчай практических результатов не дали (в шлихах золото не обнаружено).

Золото в старых отвалах Кедабекских руд. На Кедабекском медном месторождении в дореволюционный период (с 1864 по 1915 г.) предприниматель Симменс добывал также золото и серебро. За время эксплуатации (51 год) на месторождении им добыто было до 60 тыс. т. меди, около 3 т золота и 57 т серебра. Добыча благородных металлов производилась путем электрорафинирования меди. В процессе эксплуатации и проходки подготовительных, нарезных и разведочных выработок бедные меденосные руды складировались на специальной площадке в целях последующего извлечения из них меди гидрометаллургическим путем. К бедным рудам относились руды с содержанием меди менее 2%. Судя по имеющимся данным из этих отвалов гидрометаллургическим путем Симменс извлекал ежегодно свыше 300—400 т медного концентрата (самородная медь, куприт). Золото, содержащееся в отвалах, в тесной связи его с сульфидами меди и пиритом, естественно, оставалось в отвалах. Цементационная медь из этих отвалов (частью обожженных) им извлекалась с 70-х гг. прошлого столетия до 1914 г. После революции из этих отвалов медь гидрометаллургическим путем извлекалась с 1921 по 1945 г.

В целях изучения меденосности этих отвалов, а в особенности их золотоносности, еще в 1934 г. позже — в 1939 г. под руководством И. Н. Ситковского было произведено систематизированное опробование отвалов с помощью проходки шурфов и минералогическое их изучение. Материал отвалов состоит из обломков вторичных кварцитов в разной степени сульфидизированных, рыхлой охристой массы с различными окисными и гидроокисными минералами, обломками пород (диориты, микродиориты, роговики и кварцевые порфиры, диабазовые порфириты, аплиты), минералов (кварца, барита, кальцита) и кусков шлаков с медной зеленью и хризоколлой. Цвет отвалов—от бурого до желтого с различными оттенками (желто-бурые, рыже-бурые, красно-бурые и темно-бурые).

Минералогический состав отвалов кедабекских руд приведен в табл. 3.

Соотношения указанных минералов следующие: 1) халькопирит, ковеллин и халькозин ~ 1,1—5%; 2) пирит и сфалерит до 20%; 3) окислы

и гидроокислы железа — 30—40%; 4) куприты и гидрокуприты — 0,5—1%; 5) различные железистые охры — 30—35%; 6) сульфаты бария, цинка, железа, кальция и самородные металлы — 6—10%; 7) карбонаты — 1%.

Таблица 3

Минералы по группам					
Сульфиды, сульфосоли и сернистые соединения	Окислы и гидроокислы	Сульфаты	Силикаты	Карбонаты и гидрокарбонаты	Самородные элементы
Пирит	Лимонит	Барит	Хризоколла	Кальцит	Медь
Халькопирит	Гематит	Гипс	—	Малахит	Золото
Сфалерит	Магнетит	Мелантерит	—	Азурит	Сера
Пирротин	Гидрогематит	Халькантит	—	—	—
Марказит	Мелаконит	—	—	—	—
Галенит	Куприт	—	—	—	—
Халькозин	Гидрокуприт	—	—	—	—
Борнит	—	—	—	—	—
Ковеллин	—	—	—	—	—

Обломки пород в рыхлой массе отвалов имеют значительное развитие. По крупности материала здесь различаются разновидности: 1) рыхлого глинисто-рудного материала 70%; 2) обломки размером до 10 см — 20%, 3) обломки размером свыше 10 см — 10%. Значительная часть отвалов была подвергнута обжигу.

По данным химических анализов 1934 г., содержание меди в отвалах (по 240 пробам) в среднем достигало 1,01% и золота 3,1 г/т. Анализы 1939 г. меди уже показали до 0,95% и золота в среднем 3 г/т. Золото в отвалах отмечается в виде эмульсионных зерен в халькопирите, что установлено было минераграфически в отобранном обломке вторичного кварцита с халькопиритом и пиритом. Возможно, оно связано и с блеклыми рудами, установить наличие которых в рыхлом заохренном (интенсивно лимонитизированном) материале минераграфически не удалось. Кроме того здесь есть, конечно, и серебро, анализ на которое по техническим причинам произведено не было. Отношение золота к серебру на месторождении, как известно, было 1:20. Возможно в этих пределах (1:20 или 1:25) оно сохранилось и для отвалов. Наличие в отвалах меди, золота и серебра говорит о безусловной необходимости технологических исследований их материалов для селективного извлечения из них этих компонентов.

ЗОЛОТО В КОРЕННОМ ЗАЛЕГАНИИ

В коренном залегании золото ныне известно в ряде регионов Азербайджанской ССР:

- 1) в Нахичеванской АССР;
- 2) в центральной части Малого Кавказа (Кельбаджарский и Лачинский районы);
- 3) в ЮЮВ части Малого Кавказа (Зангеланский, Кубатлинский и смежные районы);
- 4) в Нагорно-Карабахской Автономной области;
- 5) в СВ части Малого Кавказа и
- 6) на южном склоне Главного Кавказского хребта.

В Нахичеванской АССР третичные гранитоидные интрузии вызвали наличие не только молибденовых, медно-молибденовых и полиметаллических руд, но и руд золота и серебра. Золото здесь изучено М. А. Мустафабейли, Ф. В. Мустафабейли (1953 г.) среди полиметаллических руд Агдара, где оно проявляется самостоятельно, а частично, видимо, входит в состав блеклых руд. Золото минераграфически И. С. Вольнским отмечено было среди молибденовых руд р. Парагачай в виде его теллурида — петцита $(\text{Ag}, \text{Au})_2 \text{Te}$; совместно с эвкайритом, алтаитом и умангитом (селениды свинца, серебра и меди). В медно-серно-колчеданных рудах Урумыса также отмечено золото. Медно-серноколчеданные руды вкрапленного типа Айридага и жильного и вкрапленного Шакарбека, видимо, также содержат золото, но наличие его здесь неизвестно. Спектрально золото здесь есть.

Центральная часть Малого Кавказа с точки зрения перспективной золотоносности представляет значительный интерес, за что говорят факты широкого развития в ней золотопроявлений россыпного типа, иногда приобретающих практический интерес (рр. Сеютлужай, Левчай, в особенности Тутхунчай, частью р. Тертер). Золото в коренном его залегании здесь в весьма отдаленном прошлом не только разведывалось, но даже и эксплуатировалось; о последнем свидетельствуют древние (III—IV в. до н. э.) выработки. Золотоносность в этом регионе связана с поясом выходов «малых» интрузий, прорывающих гипербазиты нижнесенонского и частью эоценового возраста. «Малые» интрузии представлены нередко разрозненными друг от друга мелкими массивами гранодиорит-порфиров, граносиенит-порфиров, сиенито-диоритов, кварцевых диоритов, микродиоритов (Башлыбель, бассейн р. Казыханлычай), габбро-диоритов, габбро и микрогаббро (бассейн р. Сеютлужай). Главнейшими пунктами золотопроявлений по работам 1949—1958 гг. (М.-А. Кашкай, А. В. Потеряхиной, О. С. Степаняна, О. А. Мусаева, И. Н. Ситковского и др.) являются бассейн р. Тутхунчай с ее притоками и р. Левчай с притоком р. Сеютлужай.

Бассейн р. Тутхунчай и истоки р. Тертер. Золото в коренном залегании здесь установлено А. В. Потеряхиной еще в 1954 г. По ее данным, на г. Далидаг, в истоках р. Тертер, среди третичных гранитоидов в области развития медно-молибденовых жил, опробование кварц-полиметаллической жилы, протяженностью 25 м, показало наличие золота. Опробование окварцованных заохренных зон здесь же дает содержание золота. В районе полиметаллических проявлений Багырсаха золота нет.

Наибольший интерес представляют участки притоков р. Тутхун—Казыханлы и Заркулу, а также участок самой р. Тутхун, в пределах развития массива гранитоидов, прорывающих турон и сенон (площадью до 12—15 км²). В контактах здесь иногда развиваются везувиан-волластонит—гранат-скаполитовые скарны, роговики и вторичные кварциты.

Золото находится в ассоциации с пиритом халькопиритом и галенитом. Мощность рудоносной зоны 1,25 м, протяженность 2 км, падение $140^\circ \angle 75-8^\circ$. В осветленных зонах с лимонитом отмечено наличие в кварце турмалина.

По третьему правому притоку р. Казыханлычай в глинисто-песчаных породах отмечено наличие кварц-антимонитовых и кварц-халькопиритовых прожилков, мощностью до 4—6 см.

По галенитовому прожилку в 9 пробах отмечается золото. Эти сланцы при мощности от 2 до 5 м выдерживаются на значительном протяжении.

В делювии склона второго правого притока р. Казыханлычай золото пластинчатое, дендритовидное, не окатанное.

По работам 1957—1958 гг. (О. А. Мусаева и И. Н. Ситковского), золото в коренном залегании в бассейне р. Тутхунчай (рис. 1) может быть: 1) в сульфидизированных дайках диоритовых порфиров, 2) в листовниках, 3) среди вторичных кварцитов, 4) по зонам минерализованных разломов и в кварцево-сульфидных жилах, 5) в березитовидных микродиоритах и диоритах и 6) в туфогравелитах и в туфоконгломератах сандона.

Первые пять типов золотопроявлений генетически связаны с внедрениями гранитоидных «малых» интрузивов третичного возраста, а шестой тип представляет, видимо, продукты перемыва золотоносных жил неокотской металлогенетической эпохи. В бассейне р. Тутхунчай-Казыханлычай ныне известны следующие золотоносные зоны: 1) Агзыбир, 2) Кызылитен, 3) Карьерная 4) Тутхунская, 5) Заркулу II, 6) Ширинсу и 7) Заркулу I (рис. 1).

Золотоносность в районе первых двух зон, в основном, может быть охарактеризована данными химических анализов геолога А. В. Потеряхиной (1949 г.), так как новых данных по химическим анализам проб в 1958 г. пока нет. В районе Агзыбир среди измененных гранитоидов, в краевой их зоне выходит серия сульфидизированных кварцевых прожилков широтного простирания, мощностью 1—10 см. По простиранию они прослежены лишь на 200 м, скрываясь под наносами. В местности Кызылитен зоны осветления и сматия в гранитоидах широтного простирания и мощностью до 40 м в искусственных шлихах дают знаки золота. По простиранию зона прослеживается на 400 м.

Здесь же по соседству к востоку в верховьях второго правого притока р. Казыханлы в искусственных шлихах туфоконгломератов сеномана, прорываемых гранитоидами, отмечены единичные знаки золота (до 3). Карьерная зона выходит в 500 м от р. Тутхун (близ впадения в нее р. Казыханлычай). Зона ее гидротермально измененных «березитовидных» диоритов имеет широтное простирание. По простиранию она прослеживается на 1,5 км. В искусственных шлихах отмечаются единичные знаки неокатанного золота размерами до 0,04 мм. Тутхунская зона является наиболее интересной. Связана она с гидротермально измененными микродиоритами в краевой зоне гранитоидного интрузива, где «березитовидные» породы разбиты мелкими кварцево-карбонатными прожилками субширотного простирания (270—280°). В контакте их наблюдаются скарированные известняки (гранато-везувитовые скарны, мощностью 1—3 м). Мощность зоны достигает 45 м, по простиранию она прослеживается на 800 м. По трещинам отдельности измененных микродиоритов наблюдаются пленки вторичного гипса.

Напротив Тутхунской зоны, на правом берегу р. Тутхунчай в кварцевых диоритах отмечаются четыре дайки диоритового порфирита широтного простирания, мощностью 1,5—2 м, прослеживающиеся на 200 м. В одной из них в приальбандовой пиритизированной части при протоочках выявлены единичные знаки золота. Результаты бороздовых проб не имеются. На участке зоны Ширинсу в гравелитах вблизи к выходам гранитоидов отмечаются 1—2 знака золота.

Заргулинская зона золотоносности связана с дайкой микродиоритов широтного простирания, мощностью до 2,5 м. Приальбандовая часть дайки, залегающей в туфогравелитах, окварцована, слабо пиритизирована, иногда проявляются и примазки малахита. Протоочки материала окварцованной части дайки с тонкими кварцевыми прожилками (менее 1 см, мощностью) дают от 1 до 3—7 знаков золота.

Заргулинская зона II располагается на левом склоне среднего течения р. Заркулучай. Здесь кварцевые диориты на сопряжении двух разломов (широтного и северо-восточного простирания) превращены в

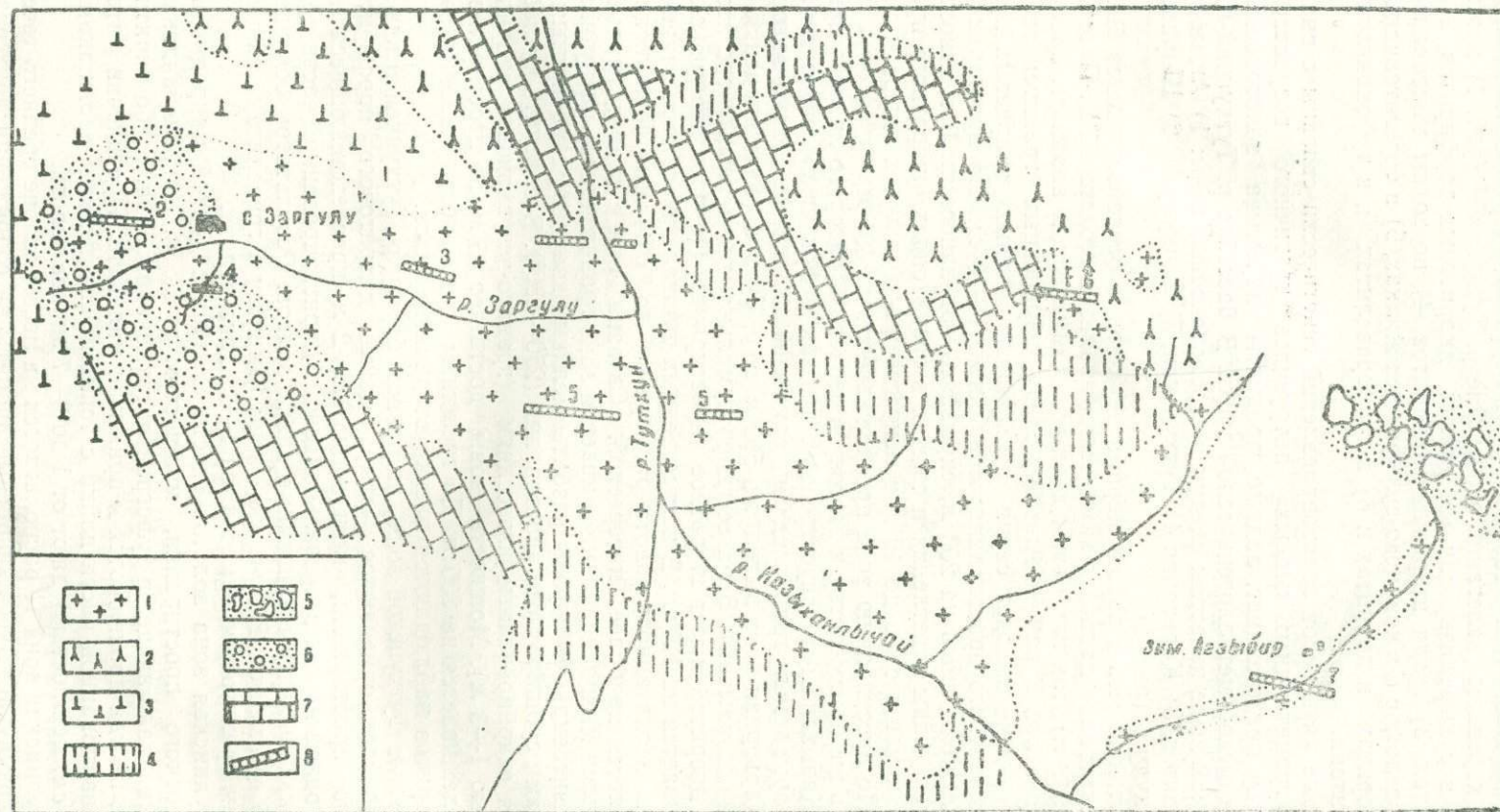


Рис. 1. Тутхунский участок. Схема расположения золотонесных зон.

I—гранитоиды; II—андезитовидные порфиры и туфы; III—диабазовые порфиры; IV—роговики; V—выходы золотонесных туфоконгломератов сеномана; VI—туфогравелиты; VII—известняки сеномана; VIII—золотонесные зоны.
Зоны: 1—Тутхунская; 2—Заркулу I; 3—Заркулу II; 4—Ширинсу; 5—Карьерная; 6—Кызылден; 7—Агазбирская.

кварц-каолиновые породы. В них вдоль разлома СВ простирания по штольням № 8 и 5 отмечаются вкрапленность пирита и редкие примазки молибденита (только в верхней штольне № 8). В протолочках искусственных шлихов отмечаются единичные знаки золота. Данных химических анализов проб пока нет. И, наконец, знаки золота проявляются в листовенитах (мощностью 3—5 м) близ с. Халафалы и Кала-Бойну. Листвениты здесь прослеживаются на расстоянии 1—2 км; в одной из листовенитовых жил (в гипербазитах) искусственный шлик (на лотках емкостью 8 кг) показал наличие золота и киновари, первого в единичных знаках, а второго в количестве 254 знаков. Из вышеизложенного становится очевидным безусловная перспективность золотопроявлений бассейна р. Тутхунчай, где, несомненно, имеются промышленно ценные участки, пока еще не выявленные из-за недостаточности поисково-разведочных работ.

Участок р. Сеютлучай располагается в бассейне р. Сеютлучай (она же р. Сеидлярчай), являющейся правым притоком р. Тертер (рис. 2). Границами участка на западе является Зодский перевал с его ныне общеизвестным Зодским золоторудным месторождением, разведанным Армгеолуправлением в 1952—1958 гг. На севере границей участка является р. Конурчай, на юге местность Гелляр и на востоке с. Сеидляр.

В геологическом строении участка принимают участие вулканогенно-осадочные породы сантона, прорываемые гипербазитами, интрузивами, представленными перидотитами, дунитами, пироксенитами кампанского возраста, а также более молодыми гранитоидными и габброидными интрузиями олигоцен-миоценового возраста. Те и другие интрузивные комплексы, в основном, приурочиваются к осям антиклинальных структур и сопутствующим им разломам.

Вулканогенные породы сантона представлены диабазами и их брекчиевидными и порфирировыми разностями, а также их туфами, туфобрекчиями и туфокогломератами; осадочные породы выражены туфопесчаниками, аргиллитами и известняками. На фоне основной складчатости СЗ простирания развита складчатость и СВ простирания, с разрывами СЗ и СВ простирания, и интенсивной золоторудной минерализацией (например Зодское золоторудное месторождение).

Третичные «малые» интрузивы представлены габбро, габбро-диоритами, диоритами и гранодиорит-порфирами. Основные породы прорезываются кварцевыми прожилками мощностью 1—2,5 см и более, широтного и СЗ простирания, которые, по сути дела, и являются золотоносными.

Вулканогенные породы сантона в их контактах образуют роговики и вторичные кварциты, а иногда гранатовые скарны (штольня № 9) на стыке габбро-диоритов с туфобрекчиями диабазовых порфиритов. На базе указанных сульфидных кварцевых прожилков, по сути дела, и образовано Зодское месторождение золота, где имеются не только золотоносные кварцево-карбонатные жилы и зоны, но и габброиды с кварцевыми прожилками, имеющими золото промышленного значения. Судя по данным Армгеолуправления, золотоносными являются не только кварцевые прожилки в габброидах, но и вмещающие их диабазовые порфириды, их туфы и туфобрекчии. Помимо того, в гипербазитовом поясе имеются также золотоносные листовениты. На Зодском месторождении отмечено три основных золоторудных зоны. Содержание в них золота изменяется. Минералогический состав рудных зон Зодского месторождения приведен на рис. 3.

Морфология золота изображена на рис. 4.

Концентрация дайковых образований и выходов золотоносных «малых» интрузивов на Зодском перевале приурочена к купольного типа

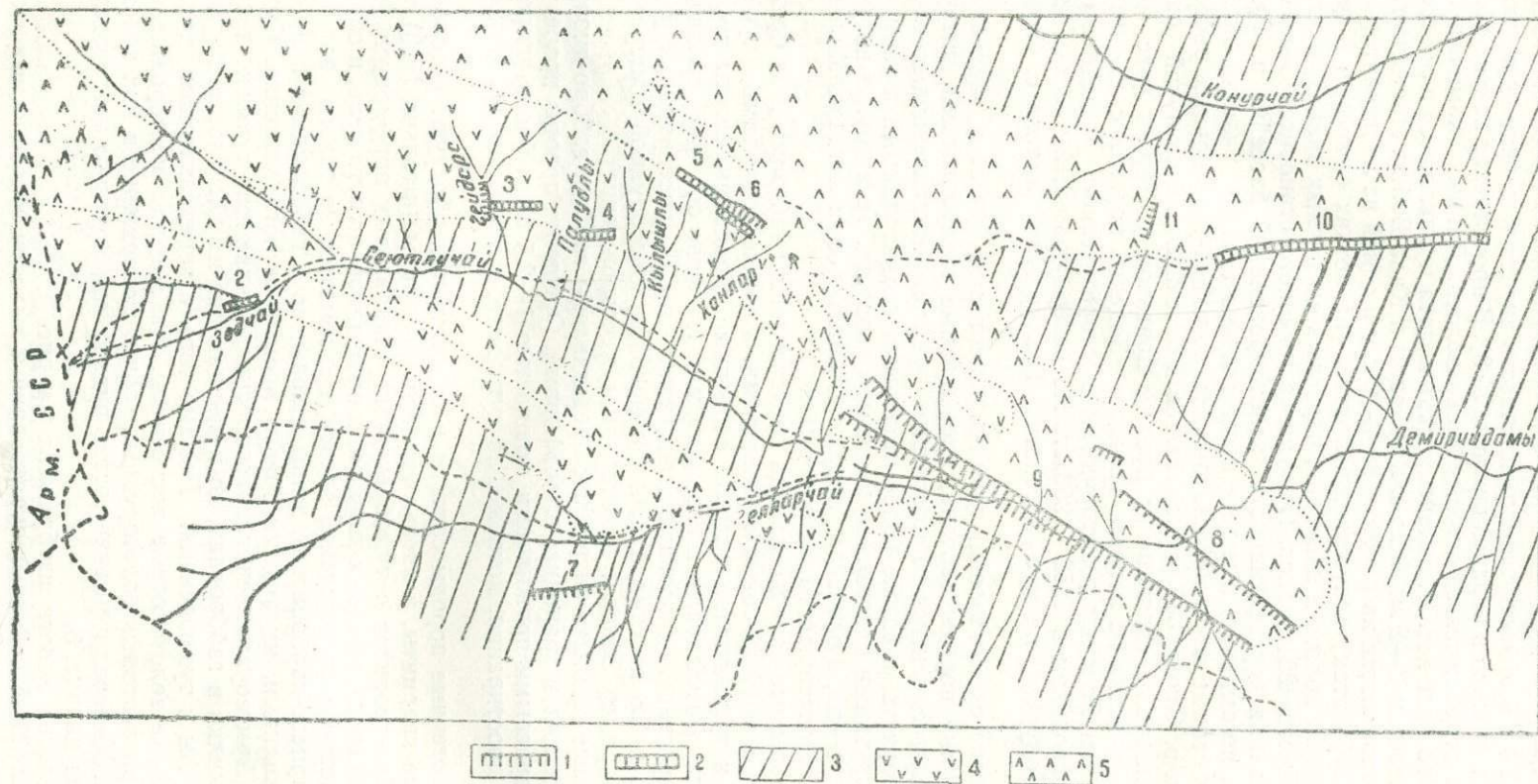


Рис. 2. Сеютлинский участок. Схема расположения золотоносных зон.

1—кварцево-карбонатные зоны; 2—кварцевые прожилки и зоны окварцевания; 3—вулканогенно-осадочные породы сантона; 4—габброиды третичного возраста (олигоцен-миоцен); 5—гипербазиты (докампан и эоцен).

Золотоносные зоны: 1—Зодская; 2—Наримановская; 3—Гайдаринская; 4—Палудлы; 5—Кылышлы; 6—Ханларская; 7—Геллярская; 8—Сеютлинская I; 9—Сеютлинская II; 10—Конурская I; 11—Конурская II.

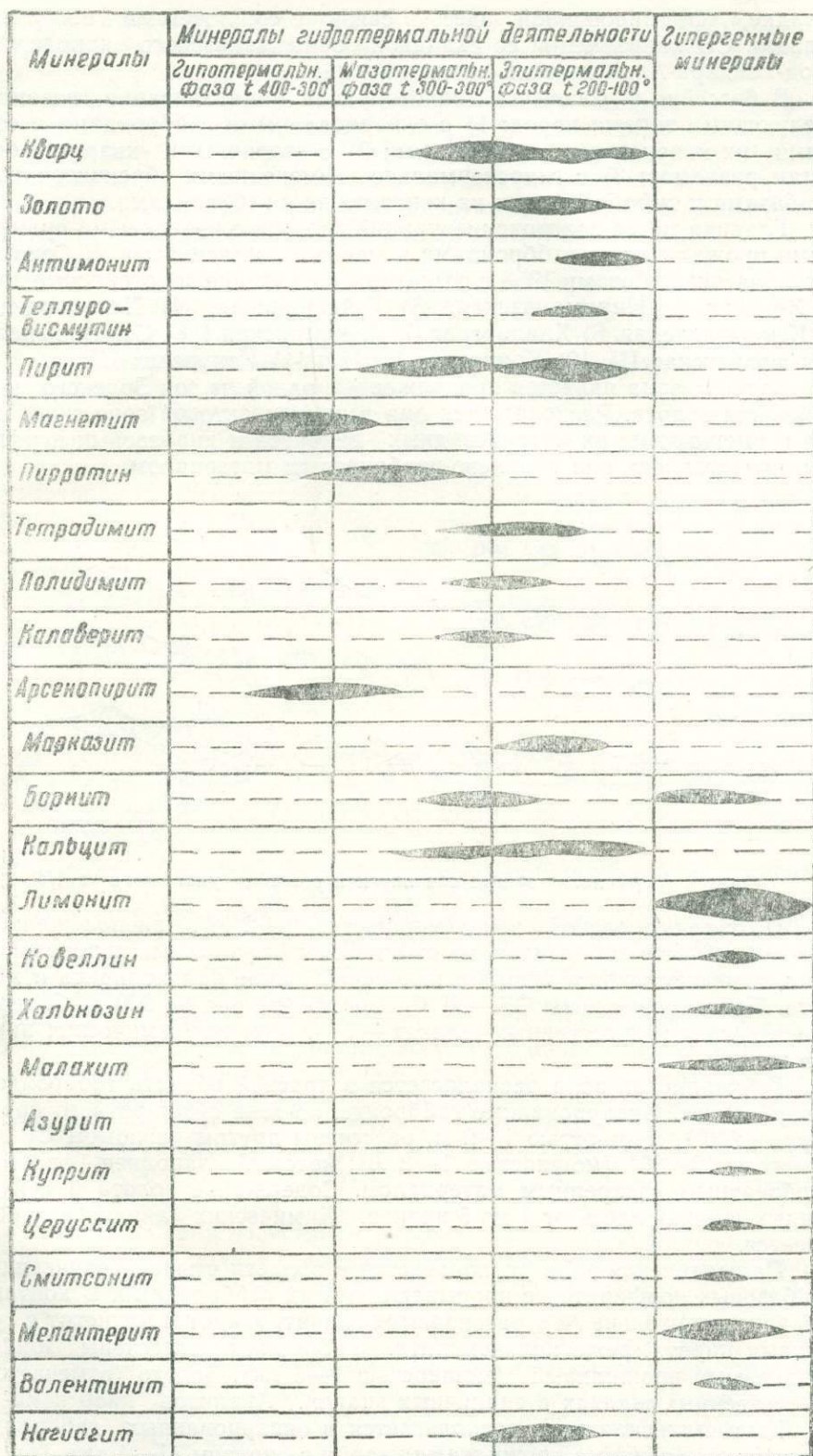


Рис. 3. Минерало-генетический состав Зодского месторождения золота.

складке, сформированной здесь в связи с сопряжением поперечной складки СВ направления со складкой общекавказского направления (Зод-Гейдара-Алмалыкский антиклинорий).

В бассейне р. Сеютлучай золоторудная минерализация связана со следующими типами пород: 1) с окварцованными габброидами и секущими их кварцевыми прожилками; 2) с вторичными кварцитами по зонам разломов; 3) с гидротермально измененными брекчиевидными диабазами и туфобрекчиями на контакте их с габброидами.

Главная масса золотоконцентраций связана с кварцевыми сульфидными прожилками, с габброидами и менее с лиственитами. В Сеютлинском участке работами 1958 г. выявлены следующие золотоносные зоны: 1) Зодская, 2) Наримановская, 3) Гейдаринская, 4) Палыдлинская, 5) Кылышлинская, 6) Ханларская, 7) Сеютлинская I, 8) Сеютлинская II, 9) Сеютлинская III, 10) Конурская I и II и 11) Конурская III.

Зодская зона является продолжением одной из зон Зодского месторождения золота. Располагается она в приконтактной зоне гипербазитов и вмещающих их брекчиевидных диабазов и диабазовых порфириров, представлена она кварцево-карбонатным материалом.

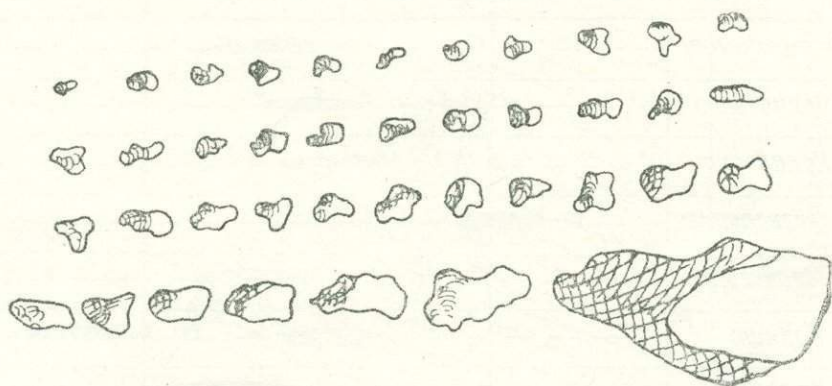


Рис. 4. Морфология золота сеидлярской россыпи (уменьшено на 1/3).

По Наримановской зоне (мощностью 1—2 м), расположенной в краевой области габброидов, на стыке их с эффузивными породами сантона, отмечаются проявления в кварцевой жиле халькопирита и малахита. Простираение зоны СЗ — 290°, прослежена она на 200 м. Содержание золота в искусственных шлихах — 5—7 знаков. Химических анализов нет.

Гейдаринская зона располагается в краевой области габброидов и гипербазитов. Окварцованные габброиды по зоне субширотного простираения (280°), мощностью 1—2 м, рассечены другим разломом СВ простираения 10—30° (мощностью 1—3 м), который заполнен кварцево-карбонатным заохренным материалом. Содержание золота в искусственных шлихах здесь от 1 до 5 знаков. Химических анализов проб не имеется.

Палыдлинская зона располагается в области стыка брекчиевидных диабазовых порфириров с прорывающими их габброидами. В контактовой зоне по штольне № 9 развиваются гранат, эпидот и магнетит с сульфидами пирита, реже халькопирита. Габброиды рассечены тонкими кварцевыми прожилками (мощностью 1—5 см). Золото отмечается в искусственных шлихах в единичных знаках. Анализов проб пока нет.

Кылышлинская зона располагается в окварцованных габброидах, пронизанных тонкими прожилками кварца с пиритом (1—4 см). По сути

дела, здесь отмечаются две зоны: одна в южной части габброидных выходов, близ контакта с эффузивами сантона (по штольне № 5), а вторая, северная,—на стыке габброидов с гипербазитами.

Ханларская зона также имеет два различных выхода. Одна зона располагается вблизи к контакту габброидов с гипербазитами, а вторая — лиственитовая, располагающаяся в теле гипербазитов. Простирание обоих зон СЗ—280°. Кварцевые прожилки в первой зоне и кварц-карбонатные породы во второй изредка насыщены пиритом. Химических анализов нет. Зоны по простиранию прослежены не более чем на 150—200 м.

Сеютлинские зоны № 1, 2 и 3 располагаются, в основном, в гипербазитах, имея СЗ простирание (280—290°) и мощность от 1 до 5 м. Представлены они заохренными кварц-карбонатными породами (лиственитами), прослеживающимися по простиранию на расстоянии от 200 до 800 м. Золото в них отмечается единичными знаками.

Наибольший интерес имеет Конурская зона, расположенная в приконтактной полосе гипербазитов и вмещающих их брекчиевидных диабазовых порфиров сантона. Здесь приобретает развитие кварцевая и лиственитовая жилы мощностью до 5—6 м. Простирание зоны ЗСЗ 280°, падение вертикальное. Зона по простиранию прослеживается на 0,8 км. В западной части она рассекается разломом СВ простирания 10—20°, выполненным заохренным лиственитом.

Многие другие кварцевые жилы и зоны вторичных кварцитов рассматриваемого района с точки зрения их золотоносности пока еще не изучены (нет химических анализов).

В 1959 г. И. Н. Ситковским среди лиственитов зоны Сеютлу № 2 (близ Зодского перевала), мощностью свыше 6 м, в кварцевых прожилках, имеющих мощность от 5 до 20 см, были отмечены гнездовидные и жильные образования шеелита (CaWO_4). Отдельные его скопления достигают величины до 5×10 —12 см. Присутствие шеелита доказано спектроскопическими, рентгенометрическими, химическими анализами и минералогически.

На основании вышеизложенных данных становится вполне очевидна тесная связь золота с «малыми» интрузивами.

В юго—юго-восточной части Малого Кавказа (Зангеланский и смежные районы) в пиритизированных вторичных кварцитах — в зоне выходов неокомских гранитоидов за последнее время выявлены кварцевые жилы с содержанием золота.

Нагорный Карабах. Золотоносность в Нагорном Карабахе связана с проявлениями и месторождениями медных и медно-серноколчеданных руд, в меньшей степени полиметаллических, описание которых дается в соответствующих разделах, поэтому здесь вопросы орогидрографии и геологии золотоносных участков нами не рассматриваются.

Золотопроявления отмечаются в следующих рудоминеральных образованиях: 1) в кварцево-медных жилах и 2) среди серно-медноколчеданных вкрапленных руд.

Золотопроявления известны в регионе в следующих рудных месторождениях: 1) на Гюльятаском месторождении меди, 2) на Мехманинском полиметаллическом месторождении и 3) на Тромбонском проявлении меди.

В медно-серноколчеданных вкрапленных рудах, связанных с вторичными кварцитами в экзоконтактной зоне с Мехманинским гранитоидным интрузивом содержание золота изменяется. Однако специального опробования этих руд на золото до сих пор не проведено, между тем площадь развития вкрапленных медно-серноколчеданных руд Гюльятаса достигает 80 га; кроме того, аналогичные же руды отмечаются

Другие рудные проявления Нагорного Карабаха на золото не исследованы, а в свинцово-цинковых проявлениях Мехманы золота нет.

Северо-восточная часть Малого Кавказа. Золото в коренном его залегании здесь известно было еще в XIX в., когда медепромышленник Симменс золото и серебро извлекал электролитическим путем из медных руд Кедабека (рис.5). Здесь, как известно, на 60 тыс. т меди добыто было до 3 т золота, что при среднем 4% содержании меди (оно было, видимо, все же около 3%) дает содержание золота в рудной массе до 2 г/т. Золото здесь, судя по пробам из рудных целиков штольни В. Вернер (И. Н. Ситковский, 1934 г.), содержалось не только в чистом виде включения его в халькопирит, но и в блеклых рудах. Для Кедабекского региона И. Н. Ситковский золото отмечает еще в следующих типах минерализации; 1) в кварц-турмалиновых жилах; 2) с арсенидами и пиритом, 3) в заохренных зонах (железные шляпы) и 4) в кварцевых и кварц-хлоритовых жилах.

Золото первого типа отмечено на г. Косагов Бугор, близ с. Славянка (Кедабекский район). Они субширотного (СЗ 280—290°) простирания, прослеживаются на 100—200 м. В кварцевых жилах, наряду с турмалином, отмечаются пирит, реже халькопирит.

Интерес вызывают проявления золота в северо-восточной части М. Кавказа в связи с кварцевыми жилами и иногда развивающимся в них хлоритом. Такие золотоносные жилы отмечаются на западном и восточных склонах г. Масхит. Золотоносность кварцевых жил северо-восточной части М. Кавказа отмечена была еще в 90-х гг. прошлого столетия в низовьях р. Акстафачай в районе с. Порахлы [262]. В 9 км от с. Порахлы (ныне Узунтала) в кварцевых жилах, содержащих малахит и пирит, присутствует золото. Никаких новых данных по кварцево-золотоносным жилам низовья р. Акстафачай не имеется.

Южный склон Главного Кавказского хребта. Здесь золотопоявления практического значения в коренном залегании не выявлено. В Белоканском медно-пиротинном месторождении содержание золота варьирует. Это говорит о бесперспективности района, но, с другой стороны, многочисленные и разные по своему виду кварцевые жилы на золото здесь не исследованы.

На основании вышеизложенных данных по золотоносности россыпных проявлений золота, а также и проявлений в коренном его залегании, можно сделать следующие выводы.

1. Золото металлогенически проявляется в Азербайджане, в основном, в генетической его связи с двумя эпохами гранитоидного магматизма: с гранитоидами неокома (северо-восточная часть Малого Кавказа) и гранитоидами олигоценно-миоценового возраста (Нахичеванской АССР, Далидага и Шальва—Лачин).

2. В той и другой эпохах золото фиксируется в разных этапах гидротермальной деятельности интрузий, проявляясь как в гипо- и мезотермальных (в арсенопирит-турмалиновой ассоциации и в полиметаллах с энаргитом Агдара), так и в эпитеермальных условиях действия гидротерм.

3. Изучение минералогии золотоносных зон показало, что основными спутниками золота являются халькопирит и пирит, в соответствии с этим в дальнейшем все поисковые работы на золото рекомендуется направить на изучение всех сульфидных кварцевых жил и тектонических зон, содержащих халькопирит и пирит. В полиметаллических жилах золото отмечается обычно в низких концентрациях, поэтому вряд ли оно приобретает какое-либо практическое значение.

ПЛАТИНА

ПРОЯВЛЕНИЕ ПЛАТИНЫ В ПОРОДАХ ОФИОЛИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Платина и элементы ее группы имеют широкое применение при изготовлении платиновой посуды для химических анализов, ответственных частей точных приборов, в зубной технике и во многих других отраслях промышленности.

Платина является одним из характерных элементов ультраосновных пород. Такие породы развиты в офиолитовой формации Севано-Акеринского синклиория. Однако концентраций этих элементов среди ультраосновных пород Азербайджана, так же, как и на продолжении гипербазитов в Армении, пока не найдено, но химические анализы этих пород показывают, примерно, такое же содержание элементов платиновой группы в рассеянном виде, как и в штучных и бороздовых пробах подобных же пород Урала.

Факт нахождения самородка платины около с. Надеждино, а также платины и осмистого иридия в бассейне р. Тертер позволяет поставить вопрос о платиноносности ультраосновных пород Закавказья, в том числе и Азербайджана.

СЕРЕБРО

ПРОЯВЛЕНИЕ СЕРЕБРА В ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУДАХ И РОССЫПЯХ

В Азербайджане серебро встречается, в основном, в полиметаллических (в виде аргентита), медных, медно-серноколчеданных и медно-пирротиновых рудах. В последних оно, в отличие от первых, проявляется в блеклых рудах в виде изоморфной примеси.

Рудопроявления серебра известны в Нахичеванской АССР, в Кельбаджарском, Мирбаширском и Мардакертском районах, в северо-восточной части Малого Кавказа и на южном склоне Главного Кавказского хребта.

В Нахичеванской АССР серебро известно в Гюмушлугском и в Агдаринском полиметаллических месторождениях. В первом серебро связано с аргентитом, проявляющимся в мелкозернистой разности галенитовых скоплений.

На втором (Агдаринском) месторождении серебро отмечается М. А. Мустафабейли (1953) в галените и электруме, а также в редко присутствующих аргентите и в тетраэдрите.

Кроме этих двух месторождений серебро в Нахичеванской АССР минеграфически установлено в виде петцита ($\text{Ag, Au}_2\text{Te}$) и эвкайрита ($\text{Cu}_2\text{Se, Ag}_2\text{Se}$) в молибденовых рудах Парагачайского месторождения и в виде аргентита в проявлениях полиметаллических руд Коурмадере.

В Кельбаджарском и Мирбаширском районах серебро отмечено [50, 109] в самородном виде в аллювии р. Тертер. Встречаются самородки спорадически вдоль русла реки от с. Тонашен до с. Надырханлы. Очевидно это серебро сносится по золотоносным рекам Левчай и Тутхунчай. Как известно, в районе Зодского месторождения золота в коренном его залегании [265], наряду с золототеллуридами и самородным золотом, иногда встречаются электрум и гессит (Ag_2Te). Вопросы сереброносности бассейнов рек Левчай и Тутхунчай подлежат более детальному изучению.

Серебро в Кельбаджарском районе отмечено также и в полиметаллических рудах Багырсахского проявления, где оно представлено отдельными зернами аргентита.

Проявления серебра в Мардакертском районе также связано с полиметаллическими рудами Мехманинской группы месторождений.

Серебро здесь связано с серебристым мелкозернистым галенитом и отмечается в виде отдельных зерен аргентита. Главными сереброносными жилами являются Кургушун-Цакер, Достю-Гюней и жила «Б».

Содержание серебра Н. В. Зайцева и Р. Х. Рафибейли (1956—1959 гг.) указывают для разных участков жил Мехманинской группы месторождений.

Серебро в Мардакертском районе отмечено также и в медных рудах Тромбонского месторождения, где оно связано с блеклыми рудами.

Серебро в северо-восточной части Малого Кавказа известно [86] по находкам самородков в делювии Чайкенда близ Чирагидзорского серноколчеданного рудника еще в 1931 г.

Находка серебра в литературе была описана В. К. Егоровой [86] и Г. П. Барсановым [52]. Глыбы кальцито-халцедоновой массы, размерами в поперечнике, пронизаны ветвистыми скоплениями серебра, образующими локальные гнезда. Содержание серебра составляет 88,2% и ртути 0,52%, золото отсутствует. В коренном залегании они при поисках не выявлены.

К. Н. Паффенгольц [287], по данным анализов лаборатории Геологического Комитета, в 1926 г. на Чирагидзорском серноколчеданном руднике отмечал в штабелях руд наличие серебра, где оно связано, видимо, с тетраэдритом. А. М. Ракитин в 1931 г. отмечает наличие серебра в медных и полиметаллических линзах серноколчеданного штока Чирагидзора на горизонтах нулевой и штольни № 8.

Серебро еще с 1864 по 1915 г. добывалось фирмой Симменс электролизом из медных руд Кедабека, где оно, очевидно, связано было с блеклыми рудами, а частью, и с электрумом. Здесь до революции при добыче 60 000 т меди было добыто 3 т золота и 56 т серебра. При среднем содержании меди в рудной массе в 4% содержание серебра достигало 38 г/т.

Серебро минераграфически в виде аргентита отмечается в Новогореловском медно-цинковом и в Бадакендском полиметаллическом месторождениях (см. их описание).

Проявления серебра на южном склоне Главного Кавказского хребта отмечаются (15) по данным химанализов Белоканских медно-пирротиновых руд.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абамелик-Лазарев С. Отчет о командировке в Закавказье. «Горный журнал», т. 1, 1897.
2. Абдулкасумзаде М. Р. Фауна и стратиграфия верхнеюрских отложений северо-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан). Рукопись, фонды Ин-та геологии АН Азерб. ССР, 1955.
3. Абдуллаев Р. Н. Открытие верхнемеловых отложений в Кедабекском районе. «ДАН Азерб. ССР», № 12, 1947.
4. Абдуллаев Р. Н. Основные черты геологического строения верховья Дзегамчая (Малый Кавказ). Труды АЗИИ, вып. 1, 1949.
5. Абдуллаев Р. Н. Интрузии верховьев Дзегамчая. «Изв. АН Азерб. ССР», № 6, 1950.
6. Абдуллаев Р. Н. Новые интрузии в междуречье Шамхорчая и Гянджачая. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 2, 1951.
7. Абдуллаев Р. Н. О среднеюрском вулканизме кислой магмы на Малом Кавказе. «Изв. АН Азерб. ССР», № 3, 1955.
8. Абдуллаев Р. Н. Об абсолютном возрасте некоторых интрузивных образований Малого Кавказа. «ДАН Азерб. ССР», № 3, 1958.
9. Абиx Г. Н. Геология Армянского нагорья, 1860.
10. Абиx Г. Н. Геологические наблюдения в Нагорной стране между Курой и Араксом. Перевод А. Маркова. «Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва», кн. VII—VIII, 1873.
11. Абиx Г. Н. Геология Армянского Нагорья (восточная часть). Орографическое и геологическое описание. Перевод Б. З. Коленко. «Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва», кн. XXIII, 1902.
12. Аваков В. И. Ткварчели—Чиатура—Дашкесан. «Экономист Грузии», 1927.
13. Авашиани Г. А. Обзор марганцевых месторождений Грузии. Тбилиси, 1948.
14. Азизбеков Ш. А. О Дашкесанском кобальтовом месторождении. «Изв. АзФАН СССР», № 5, 1939.
15. Азизбеков Ш. А. и Кашкай М.-А. Листвениты Закавказья. Изд. АзФАН СССР, 1939.
16. Азизбеков Ш. А. и Абдуллаев Р. Н. Малые интрузии в Курдистане. Труды АЗИИ, 1940.
17. Азизбеков Ш. А. и Алиев М. М. Лагодехи—Ахалсепели. Изд. АзФАН СССР, 1940.
18. Азизбеков Ш. А. и Керимов Д. И. Гидротермально-метаморфические туфы Алабашлинского месторождения. Труды АЗИИ, 1940.
19. Азизбеков Ш. А. Основные результаты поисковоразведочных работ на кобальт в 1940 г. Труды Азгеолуправления, т. II, 1941.
20. Азизбеков Ш. А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, 1947.
21. Азизбеков Ш. А. и Абдуллаев Р. Н. Основные черты геологии и петрографии Ордубадского плутона и вмещающих его пород. «Изв. АН СССР», № 6, 1947.
22. Азизбеков Ш. А. и Абдуллаев Р. Н. Меловые отложения Ордубадского района. «Изв. АН Азерб. ССР», № 6, 1947.
23. Азизбеков Ш. А. и Абдуллаев Р. Н. Эоценовые отложения юго-западной части Конгуро-Алангезского хребта. «Изв. АН Азерб. ССР», № 9, 1947.
24. Азизбеков Ш. А. Верхнемеловые отложения Ордубадского района. «Изв. АН Азерб. ССР», № 6, 1947.
25. Азизбеков Ш. А. Основные черты петрохимии юго-западной части Конгуро-Алангезского плутона. «ДАН Азерб. ССР», № 12, 1948.

26. Азизбеков Ш. А. Основные черты геологического строения Нахичеванской АССР. «Изв. АН Азерб. ССР», № 5, 1950.
27. Азизбеков Ш. А. и Абдуллаев Р. Н. Геолого-петрографический очерк Конгуро-Алангезской интрузии и вмещающих ее пород (Азербайджанская ССР). Труды Ин-та геологии АН Азерб. ССР, т. XIV, 1951.
28. Азизбеков Ш. А. Палеогеновые отложения Нахичеванской АССР (стратиграфия). В. кн.: «Геология Азербайджана», т. I. Изд. АН Азерб. ССР, 1952.
29. Азизбеков Ш. А. Кислые интрузии северо-восточной части Малого Кавказа. В кн.: «Геология Азербайджана», т. III. Изд. АН Азерб. ССР, 1952.
30. Азизбеков Ш. А., Кашкай М.-А. и Эфендиев Г. Х. К геологии серноколчеданных месторождений Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР, 1955.
31. Азизбеков Ш. А. и Корнев Г. П. Основные черты тектоники Нахичеванской АССР. Труды Ин-та геологии АН Азерб. ССР, 1956.
32. Азизбеков Ш. А., Мустафабейли М. А., Малютин Р. С. О структуре и генезисе Гюмүшлугского полиметаллического месторождения. «ДАН Азерб. ССР», т. XIII, № 5, 1957.
33. Азизбеков Ш. А., Рустамов М. И. О нижнеплиоценовом эффузивном вулканизме Нахичеванской складчатой области. «ДАН Азерб. ССР», № 4, 1958.
34. Алиев М. М., Кашкай М.-А. Из истории геологии и горнорудного дела в древне- и средневековом Азербайджане. Труды Ин-та истории, естествознания и техники АН СССР, т. 9, 1956.
35. Алиев В. И. О формировании колчеданных руд Чирагидзор—Тогагинского рудного поля. «Изв. АН Азерб. ССР», № 1, 1959.
36. Алиев В. И. Околорудные изменения рудовмещающих пород в колчеданных месторождениях Малого Кавказа (азербайджанская часть). Труды Первой Закавказской конференции молодых научных сотрудников. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
37. Аллахвердиев Ш. И. Характеристика продуктов выветривания ультраосновных пород азербайджанской части Малого Кавказа. Труды Первой Закавказской конференции молодых научных сотрудников. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
38. Аллахвердиев Ш. И. Керолиты в продуктах выветривания серпентинитов Малого Кавказа. «ДАН Азерб. ССР», № 8, 1959.
39. Андрущенко П. Ф., Халилова Т. А. Минеральный состав руд Эльворского марганцевого месторождения. «Изв. АН Азерб. ССР», № 3, 1957.
40. Аполлонов А. Горная промышленность Ганджинского района. «Нар. х-во Закавказья», № 11, 1930.
41. Аршинов А. Алюминиевые руды и возможность их нахождения в России. Материалы для изучения естественных производительных сил России. Изд. АН, 1916.
42. Асланян А. Т. О возрасте кварцевых порфиров Малого Кавказа. «Изв. АН СССР», № 5, 1949.
43. Бабаева А. М. К минералогии Багырсахского месторождения полиметаллических молибденовых руд. «Изв. АН Азерб. ССР», № 5, 1959.
44. Багратуни Е. Г. Некоторые данные по разведкам Дашкесанского месторождения. «Вест. Геолкома», № 7, 1928.
45. Багратуни Е. Г., Барканов И. В., Грушевой В. Г. и др. Мехманинская группа полиметаллических и медных месторождений. Изд. Закавк. Г. Р. треста, 1932.
46. Багратуни Е. Г., Грушевой В. Г., Русаков М. П. Агарак. Госгеол-издат, 1932.
47. Багратуни Е. Г. Дашкесанское кобальтовое месторождение. Труды IV Всесоюзной геологической конференции по цветным металлам, вып. V, 1932.
48. Багратуни Е. Г. Месторождение хромита Гейдара в Курдистане. «Разведка недр», № 19, 1933.
49. Багратуни Е. Г. Железные руды Закавказья. Сб. «Главн. железорудн. месторождения СССР», т. I, ЦНИГРИ, 1934.
50. Барканов И. В. Геолого-минералогический очерк Мехманинской группы полиметаллических и медных месторождений. Труды Азгеолбюро Закгеолтреста, вып. 1, 1935.
51. Барканов И. В. Пояснительная записка к подсчету запасов полиметаллических руд Мехманинского месторождения. Фонды Азгеолуправления, 1931.
52. Барсанов Г. П. Серебро из с. Чайкенд (Азербайджанская ССР) Труды Ломоносовского ин-та АН СССР, вып. VII, 1936.
53. Барсанов Г. П., Боровик О. А. О редких элементах в рудах Малого Кавказа. Труды ИГН АН СССР, вып. 17, № 4, 1940.
54. Барсанов Г. П. К вопросу связи между минералообразованием и магматическими процессами Малого Кавказа. Труды Минералогического музея АН СССР, вып. 2, 1952.
55. Барсанов Г. П. Некоторые данные по минералогии контактово-метасоматических образований Дашкесана. Сб. «Вопросы петрографии и минералогии», т. II Изд. АН СССР, 1953.

56. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
57. Белянкин Д. С. К вопросу о возрасте некоторых Кавказских интрузий. «Изв. Геолкома», № 3, 1934.
58. Берг Г. Геохимия месторождений полезных ископаемых, ОНТИ, 1937.
59. Берлинг Н. И. Алунит, как источник для получения калийных и глинозема, «Горный журнал», 1923, № 6.
60. Бернштейн П. С. Геологическое исследование в бассейнах среднего и нижнего течений рек Дзегамчай и Асрикчай в Азербайджанской ССР. Труды Всес. мин. об-ва, № 2, 1935.
61. Берцелиус-Налчагаров С. А. Загликское месторождение алунита и квасцовое производство. «Изв. Об-ва обсл. и изуч. Азербайджана», № 3, 1926.
62. Бетехтин А. Г. К минералогии Белоканского медного месторождения. Труды Всес. геологразв. объединения ВСНХ СССР, вып. 131, 1931.
63. Богачев В. И. Загликский квасцовый завод. «Сборник сведений о Кавказе», т. II, Тифлис, 1878.
64. Богданович К. И. Железные руды России, 1911.
65. Богданович К. И. Рудные месторождения, т. I. Изд. Горн. ин-та, 1912.
66. Быбочкин А. М. Открытие новой кобальтовой зоны в пределах Северного рудного поля Дашкесана. «ДАН Азерб. ССР», № 4, 1946.
67. Варданянц Л. А. Неонитрузии, их оруденение и связь с тектоникой в Главном Кавказе. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 6, 1939.
68. Варенцов А. Кедабекские рудники и заводы. «Горный журнал», т. IV, № 12, 1887.
69. Вебер В. В. О дашкесанском месторождении. «Изв. Геолкома», № 3, 1910.
70. Векилова Ф. И. О содержании марганца в породах продуктивной толщи покрывающих и подстилающих горизонтов. «ДАН Азерб. ССР», т. VII, № 9, 1957.
71. Виноградов А. П. Кедабекский завод братьев Симменс на Кавказе, 1914.
72. Войнилович и Извергин. Проблема использования советского сырья для производства глинозема. «Химия и соц. хоз-во» № 10, 1932.
73. Гейн Г. А. Геологическая съемка северной части Рудничной горы (Мисдаг) и г. Толстой Кедабекского медного месторождения на Кавказе. «Ежегодник по геол. и минерал. России», т. XVI, вып. 7—8, 1914.
74. Геология Азербайджана, т. V. Нерудные полезные ископаемые. Под ред. М.-А. Кашкая и А. Д. Султанова. Изд. АН Азерб. ССР, 1957.
75. Гинзбург И. Алунит и сернокислый глинозем. Годовой обзор минеральных ресурсов СССР за 1925—1926 г. Изд. Геолкома, 1927.
76. Грушевой В. Г. Медные месторождения в верховьях рек Охичай и Мегричай в Загзуре. «Вестн. Геолкома», № 5, 1935.
77. Грушевой В. Г. Краткий очерк металлогении Закавказья. «Проблемы сов. геологии», № 10, 1935.
78. Грушевой В. Г. Интрузивы юго-восточной части Армянской ССР и восточной части Нахичеванской АССР. Труды Грузинского гос. геол. управления, вып. II, Тбилиси, 1941.
79. Гулисашвили А. А. Дашкесан—Ткварчелы—Чиатурский металлургический комбинат. Изд. «Экономист Грузии», Тифлис, 1927.
80. Гурьев К. Путешествие по Казахской и Шамшадильской дистанциям и Елизаветпольскому округу в 1829 г. «Горный журнал», т. IV, кн. 10 и 11, 1830.
81. Гюльяхмедов А. Н., Мамедов А. И. О возможности применения перлита в сельском хозяйстве. «ДАН Азерб. ССР», № 6, 1959.
82. Деменьтев Г. К. Алуниновая проблема. «Изв. Азерб. гос. нефт. ин-та», вып. 2, 1931.
83. Деменьтев Г. К., Луценко Н. А. Условия извлечения квасцов из алунизированной породы Заглика. «Изв. Азерб. гос. нефт. ин-та», вып. 2, 1931.
84. Докторович-Гребницкий С. А. Горные породы из Дашкесанского месторождения. Зап. Горн. ин-та, т. IV, вып. I 1913.
85. Дорфман М. Д. и Усачева З. М. Геолого-тектоническое изучение Чирагидзорского района. Труды НИУИФ, 1938.
86. Егорова В. К. О находке самородного серебра в районе рудника Чирагидзор Азербайджанской ССР. «Зап. Всес. мин. об-ва», кн. 1, т. XX, 1941.
87. Заири М. Д. Геологическая характеристика бассейна рек Карачай и Кюрюкчай. «Изв. АзФАН СССР», № 3, 1940.
88. Заири М. Д. и Кашкай М.-А. Минералогия магнетит-авгитовых песков юго-западного побережья Каспийского моря. «Изв. АзФАН СССР», № 1, 1942.
89. Заири М. Д. Минералогия аллювия рек Азербайджанской ССР. «Изв. АН Азерб. ССР», № 3, 1943.
90. Заири М. Д. К минералогии аллювия рек Азербайджанской ССР. «Изв. АН Азерб. ССР», № 4, 1944.
91. Заири М. Д. О жильных рудообразованиях Далидагского интрузивного массива. «ДАН Азерб. ССР», № 4, 1949.

92. Зильфугарлы Д. И. О микроэлементах нефтей Азербайджана. Ученые записки Азгосуниверситета. Физико-математическая и химическая серия 3, 91, 1959.
93. Иесен А. А. Олово Кавказа. Изв. «ГАНМК», вып. 100, 1936.
94. Каган. Транспортные проблемы Загликского алунитового комбината. «Легкие металлы», № 5, 1933.
95. Казанцев В. О. О результатах разведок горы Чолпан, близ Кедабека. «Цветные металлы», № 2, 1933.
96. Камецкий и Мамуровский. Щелочный способ получения окиси алюминия из Загликской квасцовой породы. «Минеральное сырье», № 2, 1931.
97. Кантор Б. А. Геологическое исследование в районе Лысогогорского перевала в НКАО. Материалы ЦНИГРИ, сб. 2, 1933.
98. Карамзин В. И. О связи фосфора с минералами марганцевых руд. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 4, 1950.
99. Карапетян О. Минеральные богатства Азербайджана. «Экономическая жизнь Кавказа», № 5, 1922.
100. Карасик М. А. О кобальтовых месторождениях Союза в связи с некоторыми особенностями генезиса кобальтовых руд. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 5, 1940.
101. Карасик М. А. Комплексная парагенетическая диаграмма Дашкесанского месторождения. «ДАН СССР», т. 32, № 6, 1941.
102. Карасик М. А. Находка самородного золота в Дашкесанском месторождении. «Зап. Всес. мин. об-ва», вып. 2, 1945.
103. Карасик М. А. Самородное золото в некоторых железорудных контактово-метасоматических месторождениях. «Труды ГИ УФАИ СССР», вып. 26, 1953.
104. Карасик М. А. О некоторых закономерностях сульфидной минерализации в контактово-метасоматических магнетитовых месторождениях. «ДАН СССР», т. 97, № 1, 1954.
105. Карасик М. А. Об условиях образования тонких выделений халькопирита, пирротина и сфалерита в магнетитовых рудах контактово-метасоматических месторождений. Труды ГИ, ЦФАИ СССР, вып. 26, 1955.
106. Карасик М. А. Об условиях образования псевдоморфоз минералов в скарных зонах. «ДАН СССР», т. 65, № 1.
107. Кахадзе И. Р. Грузия в юрское время. Труды АН Груз. ССР, т. II 1947.
108. Кашкай М.-А. О физико-химических исследованиях алунитов из Загликского месторождения. «ДАН СССР», т. XXIV, № 9, 1935.
109. Кашкай М.-А. и Эфендиев Г. Х. К геохимии мехманинской группы полиметаллических месторождений. «Изв. АзФАИ СССР», № 4—5, 1938.
110. Кашкай М.-А. и Эфендиев Г. Х. Ассоциация минералов хромшпиннелевой группы в хромитовых месторождениях Азербайджанской ССР, Труды АзФАИ СССР, т. 55, Баку, 1938.
111. Кашкай М.-А. и Мамедъяров М. Р. К минералогии пирито-энартитовых руд Биттибулага в Азербайджане. «Изв. АзФАИ СССР», № 5, 1938.
112. Кашкай М.-А. Геолого-петрографический очерк района Истису и геохимия источников. Труды АзФАИ СССР, 1939.
113. Кашкай М.-А. Распространение изверженных пород на южном склоне Главного Кавказского хребта. «Изв. АзФАИ СССР», № 3, 1939.
114. Кашкай М.-А., Векилова Ф. И. Скарные породы Дашкесанского месторождения. «Изв. АН Азерб. ССР», № 3, 1940.
115. Кашкай М.-А. Магний, его источники и применение. «Изв. АзФАИ СССР», № 2, 1944.
116. Кашкай М.-А. Авгиты из Талыша. «ДАН СССР», № 8, 1944.
117. Кашкай М.-А. Геологическое строение и полезные ископаемые Шемахинского района. «Изв. АзФАИ СССР», № 8, 1944.
118. Кашкай М.-А. Основные металлогенические и геохимические черты Азербайджана. «ДАН Азерб. ССР», № 1, 1945.
119. Кашкай М.-А. К геохимической характеристике Ордубадского района. Сб. Изд. АН Азерб. ССР, 1945.
120. Кашкай М.-А. Геология, полезные ископаемые и минеральные источники Азербайджана. В кн. «Физическая география Азербайджанской ССР». Изд. АзФАИ СССР, 1945.
121. Кашкай М.-А. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР, 1947.
122. Кашкай М.-А. Полезные ископаемые Нахичеванской АССР (дополнит. выпуск) Изв. АН Азерб. ССР, № 5, 1949.
123. Кашкай М.-А. Геологическая карта Азербайджана 1:1 000 000 с объяснительной запиской к ней. Географ. атлас Азерб. ССР. Изд. АН Азерб. ССР, 1949.
124. Кашкай М.-А. Карта полезных ископаемых Азербайджанской ССР, с объяснительной запиской к ней. Географ. атлас Азерб. ССР. Изд. АН Азерб. ССР, 1949.
125. Кашкай М.-А. К вопросу о формировании колчеданных месторождений северо-восточного склона Малого Кавказа. «Изв. АН Азерб. ССР», № 10, 1951.

126. Кашкай М. А. и Мехтиев Ш. Ф. Полезные ископаемые Азербайджана (на азерб. языке). Баку, Детониздат, 1951.
127. Кашкай М.-А. Новые данные по геологии центральной части Малого Кавказа. «ДАН Азерб. ССР», № 7, 1952.
128. Кашкай М.-А. и Селимханов И. Р. Химическая характеристика некоторых бронзовых предметов из кувшинных погребений древнего Мингечаура. «Изв. АН Азерб. ССР», № 11, 1954.
129. Кашкай М.-А. и Мамедов А. И. О контактово-метасоматических изменениях в ареале Далидагского интрузива (Азербайджан). «Изв. АН СССР», № 5, 1954.
130. Кашкай М.-А. Магматические процессы Малого Кавказа и некоторые черты его металлогении. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Труды I Всесоюзного петрографического совещания. Изд. АН СССР, 1955.
131. Кашкай М.-А. Геология верховьев р. Тертер (монография). Изд. АН Азерб. ССР, 1955.
132. Кашкай М.-А. Тоганалинское месторождение серного колчедана. В кн.: «К геол. серн. колч. м-ний Чирагидзор-Тоганалинской группы». Изд. Ин-та геологии АН Азерб. ССР, 1955.
133. Кашкай М.-А. и Тамразян Г. П. Об антикавказских дислокациях на Кавказе. Труды совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. Изд. АН Азерб. ССР, 1956.
134. Кашкай М.-А. О генетической связи месторождений колчеданных и некоторых медных и полиметаллических руд с кислыми магмами. «Советская геология», № 50, 1956.
135. Кашкай М.-А. и Гусейнов Ф. Г. К минералогии алунино-пиррофиллитового месторождения горы Кырва-кар. «Зап. АГУ», № 1, 1956.
136. Кашкай М.-А. Минерало-петрографическая характеристика колчеданов, вмещающих их вторичных кварцитов и покровных пород района с. Тоганалы (Малый Кавказ). Труды Ин-та геологии АН Азерб. ССР, т. XVII, 1956.
137. Кашкай М.-А. и Селимханов И. Р. Исследование медно-мышьяковых предметов из раскопок холма Кюлтеле в Нахичеванской АССР. «ДАН Азерб. ССР», т. XIII, № 4, 1957.
138. Кашкай М.-А. и Халилова Т. А. К вопросу о генезисе марганцевых образований в Ханларском районе. Изв. АН Азерб. ССР», № 8, 1957.
139. Кашкай М.-А. Металлогенические и геохимические черты Азербайджана. В сб. «10 лет Академии наук Азербайджанской ССР». Изд. АН Азерб. ССР, 1957.
140. Кашкай М.-А. Полезные ископаемые и минеральные источники Азербайджанской ССР. В кн.: «Советский Азербайджан». Географиз, М., 1957.
141. Кашкай М.-А. Новые данные об особенностях формирования скарнорудной залежи и перспективы Дашкесанского металлогенического района. Доклады конференции университетов Закавказья. Изд. АГУ, Баку, 1957.
142. Кашкай М.-А. и Алиев В. И. О гальках пирита и пиритизированных вторичных кварцитах из Чирагидзорского месторождения колчеданных руд. Тр. Горн. геол. Ин-та Уральск. фил. АН СССР, 1959. См. также Изв. АН Азерб. ССР, № 5, 1957.
143. Кашкай М.-А. К истории геологии и горно-рудного дела в Азербайджане. Труды Ин-та истории естествознаний и техники, № 9, 1957.
144. Кашкай М.-А. Месторождение Кедабекского и других районов северо-восточного склона Малого Кавказа. В кн.: «Геология Азербайджана», т. V. Изд. АН Азерб. ССР, 1957.
145. Кашкай М.-А. Интрузивные породы Азербайджана и их возрастные соотношения. Труды V сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Изд. АН СССР, 1958.
146. Кашкай М.-А. Основные черты металлогении и металлогеническая карта Азербайджана. Изд. АН Казахской ССР, 1958.
147. Кашкай М.-А. О скарнировании силикатных пород на контакте интрузивов. «Уч. зап. АГУ», № 2, 1958.
148. Кашкай М.-А., Абдуллаев Г. К., Ситковский И. Н. Морфология кристаллов кобальтина из Дашкесанских месторождений. «Уч. зап. АГУ», ч. 3, 1958.
149. Кашкай М.-А. и Алиев В. И. О турмалиновых грейзенах и турмалине Айридагского месторождения (горы Косагор-бугор) в Кедабекском районе. «Уч. зап. АГУ», № 4, 1959.
150. Кашкай М.-А., Селимханов И. Р. Исследование металлических изделий древнего Мингечаура эпохи развитой бронзы. Изд. АГУ, 1959.
151. Кашкай М.-А., Мемедъяров М. Р. Новое Кашкачайское месторождение полиметаллов. «Изв. АН Азерб. ССР», № 3, 1959.
152. Кашкай М. А., Тамразян Г. П. О поперечной складчатости на Кавказе. «ДАН Азерб. ССР», № 4, 1959.
153. Кашкай М.-А., Либерзон И. М. Материалы к трещинной тектонике и рудоносность Дашкесана. «Изв. АН Азерб. ССР», сер. геол. геогр., № 2, 1959.

154. Кашкай М.-А. О палеовулканических процессах в Азербайджане и формирование в связи с ними полезных ископаемых. Труды конференции по вулканологии. Изд. АН Арм. ССР, 1959.

155. Кашкай М. А., Бабаев И. А. Физико-химическая характеристика алуни-та и его количественно-минералогический подсчет (на примере Загликского месторождения). «Изв. АН Азерб. ССР», № 6, 1959.

156. Кашкай М. А. Геологическое строение Азербайджана (стратиграфия). Геоморфология Азербайджана. Изд. Ин-та географии АН Азерб. ССР, 1959.

157. Kaskhai M.-A. The hydrothermal and hydrothermal-metasomatic formation of kaolin and a genetic classification of clay rocks. Clay Minerals Bull., vol. 4, № 21, London, 1959.

158. Кашкай М. А. Геолого-петрографическая характеристика, минеральные источники и полезные ископаемые Шушинского района. (Монография). Изд. Ин-та геол. АН Азерб. ССР, 1960.

159. Кашкай М.-А. Природные богатства Азербайджанской ССР (на азербайджанском и русском языках). Изд. Азернешр, 1960.

160. Кашкай М. А., Алиев В. И. Зунит и зунитосодержащие породы. Тр. Ин-та геологии АН Азерб. ССР, т. XX, 1960.

161. Kaskhai M.-A. On the Alpine-type veins of the Caucasus. Inst. «Lucas Mal-lada c. s. l. c. (Espana). Fasc. VII, Madrid, 1960.

162—217. Кашкай М.-А. и Мамедов А. И. Перлиты, обсидианы, пехштейны и их минералого-петрографические и физико-химические особенности (монография). Изд. Ин-та геологии АН Азерб. ССР, 1961.

218. Керимов А. Д. Жильные породы Мехманинской гранитоидной интрузии. «ДАН Азерб. ССР», т. XII, № 7, 1956.

219. Керимов А. Д. Петрохимическая характеристика Мехманинской гранитоидной интрузии. «ДАН Азерб. ССР», т. XII, № 4.

220. Керимов Г. И. К генезису баритовых месторождений Азербайджана. Труды АЗИИ, вып. I, 1949.

221. Керимов Г. И. Облицовочные камни северо-восточных склонов Малого Кавказа. «Изв. АН Азерб. ССР», № 8, 1954.

222. Керимов Г. И. К характеристике баритовых месторождений Азербайджана. Труды Ин-та геологии АН Азерб. ССР, т. XVI, 1954.

223. Керимов Г. И. Кедабекская группа интрузий. Труды АГУ, вып. II, 1955.

224. Керимов Г. И. К возрасту Атабек-Славянской и Кедабекской интрузий. «Изв. АН Азерб. ССР», № 7, 1955.

225. Керимов Г. И. Петрография Кедабекского интрузива. Породы первой фазы. Труды Ин-та геологии АН Азерб. ССР, т. XVIII, 1956.

226. Керимов Г. И. К петрологии и металлогении Кедабек-Шамхор-Дашкесанской группы интрузивов Азербайджана (Малый Кавказ). «ДАН СССР», т. III, № 4, 1956.

227. Керимов Г. И. Облицовочные камни. В кн.: «Геология Азербайджана», т. V. Изд. АН Азерб. ССР, 1957.

228. Керимов Г. И. О присутствии верхнеюрских отложений на Кедабекском месторождении сульфидных руд. «ДАН Азерб. ССР», № 2, 1957.

229. Керимов Г. И., Селимханов Н. М. Вторичные кварциты. В кн.: «Геология Азербайджана», т. V. Изд. АН Азерб. ССР, 1957.

230. Керимов Г. И., Эфендиев Г. Х. Барит. В кн.: «Геология Азербайджана», т. V. Изд. АН Азерб. ССР, 1957.

231. Керимов Г. И. К генезису серно-медноколчеданных и медноколчеданно-полиметаллических месторождений северо-восточных склонов Малого Кавказа. «Изв. АН Азерб. ССР, серия геол.-географ.», № 3, 1958.

232. Керимов Г. И. Петрография Кедабекской группы интрузивов (породы второй фазы — гранитоиды). Труды Ин-та геологии АН Азерб. ССР, т. XIX, 1958.

233. Керимов Г. И. К генезису Кедабекской группы серно-медноколчеданных и медноколчеданно-полиметаллических месторождений. «Советская геология», № 9, 1958.

234. Ковалевский С. А. Огнеупорные глины и другие алюмосиликаты Гянджинского района, АНХ, № 2, 3, 4, 1923.

235. Конюшевский Л. К. Ткварчели—Чиатура—Дашкесан. Изд. «Экономист Грузии», 1897.

236. Конюшевский Л. К. О Дашкесанском месторождении. Отчет Кавк. горн. упр., 1912.

237. Конюшевский Л. К. Дашкесанское железо. «Эконом. вестн. Закавказья», 1926, № 23.

238. Корнев Г. П., Ахмедов Д. И., Бабаев Э. С. Результаты геолого-съемочных работ Южно-Дашкесанской ГРП 1956—1957 гг.

239. Котляр В. Н. О возрастном расчленении интрузивов Малого Кавказа. «Зап. Всероссийского мин. об-ва», вып. 2—3, 1940.

240. Кржечковский А. Н. Гюмушлугское цинково-свинцовое месторождение Шарурского уезда Нахичеванской ССР «Изв. ГГРУ», вып. 56, 1931.

241. Крутов Г. А., Кремчуков Г. А., Борисевич Н. Б. Месторождения кобальта на Кавказе. Труды ВИМС, 1935.

242. Крутов Г. А. Минералогия и генезис кобальтового оруденения в Дашкесанском контактово-метасоматическом месторождении (Закавказье). Труды МГРИ, т. X, 1937.

243. Крымгольц Г. Я. О границе нижнего и среднего отделов юрской системы. «ДАН СССР», т. XXXVII, № 7—8, 1942.

244. Крымгольц Г. Я. К вопросу о возрасте некоторых вулканогенных толщ Малого Кавказа. «Вестн. ЛГУ, серия биол. и геол.», № 4, 1951.

245. Крымгольц Г. Я. Материалы к стратиграфии и фауне нижней и средней юры Кавказа. «Уч. зап. ЛГУ», № 159, 1953.

246. Кузнецов И. Г. Кобальт. Изд. КЕПС, т. IV, вып. 6, 1923.

247. Курдюмов А. К вопросу о создании в России алюминиевого производства. Изд. Ин-та прикладной минералогии, 1923.

248. Лангваген Я. В. Джульфинские мышьяковые источники в Нахчр. Геол. комитет. Материалы по общей геологии, вып. 144, 1931.

249. Ларин И. М. Чирагидзорское месторождение серного колчедана. Труды НИУИФ, вып. 146, 1939.

250. Лебедев Н. К. Золото на Кавказе. Материалы для геологии Кавказа, кн. 1, 1898.

251. Лебедев А. Г. Предварительное сообщение о Маразинском натроалуните. «Изв. АН Азерб. ССР», № 2, 1947.

252. Леонтьев Л. Н., Ханн В. Е. О кайнозойском вулканизме Малого Кавказа. «ДАН СССР», т. XVII, № 4, 1949.

253. Леонтьев Л. Н. Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. «Бюлл. МОИП», т. XXIV, вып. 4, 1949.

254. Леонтьев Л. Н. и Ханн В. Е. К истории складкообразования и интрузивной деятельности на Малом Кавказе. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 6, 1951.

255. Литвиненко П. А. Новое месторождение пирофиллита в Закавказье. «Минеральное сырье», 1937.

256. Литвиненко П. А. Левонашенское месторождение пирофиллитов. «Разведка недр», № 24, 1937.

257. Литевский К. И. О рудных и минеральных месторождениях Закавказского края. «Горный журнал», вып. IV, 1873.

258. Литовский Г. И. Сведения о Кедабекском медеплавильном заводе. «Зап. Кавк. отд. русск. техн. Об-ва», т. IV, 1871/72.

259. Лихарев Б. К. Отчет об осмотре месторождения квасцового камня у сел. Заглик. Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 17, 1917.

260. Лодочников В. Н. Микроскопические исследования пород из района между Дарридагом и западной частью Западно-Карабахского хребта. Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 24, 1925.

261. Магакян И. Г. О металлогенической специализации в некоторых типах тектономагматических комплексов. «ДАН Арм. ССР», № 1, 1952.

262. Магакян И. Г. Металлогения Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1955.

263. Малявкин С. Ф. Месторождения квасцового камня у сел. Заглик Елизаветпольской губернии. «Поверхность и недра», № 9, 1916.

264. Малявкин С. Ф. Месторождения медных руд в Елизаветпольской губернии. «Естествен. производительные силы России», т. IV, вып. 7, 1917.

265. Малявкин Г. Отчет об осмотре некоторых месторождений Елизаветпольской губернии. «Поверхность и недра», 1916, № 9.

266. Малявкин Г. Указатель месторождений минерального сырья. Источники минерального сырья для химической промышленности, т. 3, 1928.

267. Мамедов А. И., Алиев А. Г. и Гольденфарб А. И. Легкие вспученные материалы для бетонов и термозолационных изделий из азербайджанских перлитов и обсидианов. «Изв. АН Азерб. ССР», № 3, 1959.

268. Марфунин А. С. К минералогии и парагенетическому анализу скарнов Дашкесана. Труды МИЦ, т. 25, 1955.

269. Марфунин А. С. Материалы к петрографии Дашкесанского массива и его контактового поля. Труды ИГН АН СССР, вып. 165, 1955.

270. Маслов В. Месторождения квасцового камня и алунита по р. Оке в Восточной Сибири. Труды Всесоюз. геол. конф. по цветным металлам, вып. 4, 1932.

271. Меллер В. И. Полезные ископаемые и минеральные воды Кавказского края. 1900.

272. Меллер В. и Денисов М. Полезные ископаемые и минеральные воды Кавказского края. Тифлис, 1917.

273. Менделеев Д. И. Квасцовый камень, алунит. Энциклопед. словарь под ред. Брокгауза-Эфрона, т. XIV, 1893.

274. Мовсесян С. А. Парагачайское месторождение андалузита. «Изв. АН СССР», № 6, 1939.
275. Мовсесян С. А. Лазулит в андалузито-серпичито-кварцевых породах Конгуро-Алангезского хребта. «ДАН СССР, т. XXXI, № 1, 1941.
276. Мовсесян С. А. Интрузии центральной части Конгуро-Алангезского хребта и связанные с ними полезные ископаемые. «Изв. Арм. ФАН СССР», № 2/7, 1941.
277. Мовсесян С. А. Пирдоудамское медно-молибденовое месторождение. Изд. Арм. ФАН СССР, 1941.
278. Некоторые минералого-статистические известия о Грузинском крае. «Горный журнал», кн. III, 1825.
279. Нестеровский И. Кедабекские медные рудники и заводы. Горн. труды, т. II, № 5—6, 1893.
280. Нечаев. Дарыдагское месторождение мышьяковых руд. «Изв. Научно-исследоват. ин-та удобрений», 1934.
281. Ортенберг Д. Л. Сводный отчет о летних полевых работах 1923/24 г. по магнитометрическому обследованию Дашкесанского месторождения железных руд. Материалы бюро разведок Геолкома, 1928.
282. Основные черты металлогении Азербайджана. «Сов. геология», № 4, 1958.
283. Павленко Д. М. Дашкесанское месторождение кобальтовых руд. «Редкие металлы», № 5, 1934.
284. Пастухов И. П. Новое о возрасте медноколчеданных месторождений на Южном Урале. Сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала», вып. 1, М., Госполиттехиздат, 1956.
285. Паффенгольц К. Н. Дашкесан и Заглик. Труды Геолкома, новая серия, вып. 170, 1928.
286. Паффенгольц К. Н. Чирагидзорское месторождение серного колчедана в Гинджинском уезде Азербайджанской ССР. Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 102, 1928.
287. Паффенгольц К. Н. Основные черты геологического строения и тектоники Гинджинского района Азербайджанской ССР. «Изв. Геолкома», т. 43, № 3, 1929.
288. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк бассейна р. Белоканчай. Труды ВГРО, вып. 131, 1931.
289. Паффенгольц К. Н. Бассейн р. Тертер. Всес. геол. разв. объединение, 1931.
291. Паффенгольц К. Н. Кедабек. Геологический очерк района Кедабекского месторождения медных руд в Азербайджанской ССР. Труды ВГРО, вып. 222, 1932.
292. Паффенгольц К. Н. Бассейн озера Гокча (Севан). Труды ВГРО, вып. 219, 1934.
293. Паффенгольц К. Н. К стратиграфии и тектонике олигоцена и соленосной толщи Армении и южной части Грузии. «Зап. Всес. мин. об-ва», т. XVII, № 2, 1938.
294. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Нахичеванской АССР. Изд. АзФАН СССР, т. XXVIII, 1940.
295. Паффенгольц К. Н. Геология Армении. Геолгиздат, 1948.
296. Полковой О. С. Образование жильных пород кислых интрузий (Центральный Казахстан). Труды ИГН АН СССР, серия петрограф., № 31, вып. 107, 1950.
297. Попов С. П. О Загликском месторождении квасцового камня. «Изв. Геолкома», т. XXVII, № 2, 1908.
298. Преспешникова А. Алуниновые месторождения Союза ССР и их промышленное значение. «Источники минерального сырья для химической промышленности», т. I, 1927.
299. Рабинович Ф. М. Итоги конференции цветметаллологов по алунинам Загликского месторождения. «Цветные металлы», № 7, 1930.
300. Радугина Л. В. Минералогическое исследование магнетитов Дашкесанского месторождения. Труды ГГРУ, т. 49, № 10, 1930.
301. Радугина Л. В. и Егорова В. К. Руды Мехманинской группы. Труды Азгеолбюро Закавказья, геологоразв. треста, вып. 1, 1935.
302. Ракчеев А. Д. Метаморфизм пород зеленокаменной полосы и его отношение к колчеданному и медно-цинковому оруденению в районе Южнокузнецкинского месторождения Среднего Урала. «Советская геология», № 51, 1956.
303. Ренгартен В. П. Общий очерк тектоники Кавказа. Труды Междуна. XVII геол. конгр., т. II, 1939.
304. Ренгартен В. П. Общий обзор тектоники Закавказья. «Геология СССР», т. X, № 1, 1941.
305. Ренгартен В. П. К стратиграфии меловых отложений северной зоны Мало-го Кавказа. Труды ИГН АН СССР, вып. 1 (149), серия геол., № 62, 1953.
306. Розе Г. Новое месторождение кобальтового блеска. «Горный журнал», № IV, 122, 1868.
307. Русаков М. П. и Багратуни Е. Г. Загликские алунисты. «Разведка недр», № 4, 1934.
308. Самойлов Л. В. Месторождения серного колчедана в России. «Ест. произв. силы России», т. III, вып. 12, 1916.

309. Самойлов Л. В. Месторождения серного колчедана в России. «Ест. произв. склы России», т. IV, вып. 19, 1917.
310. Сегаль И. Титанисто-магнитный железняк в Елизаветпольской губернии. Газ. «Кавказ», № 56, 1894.
311. Ситковский И. Н. Белоканское месторождение медных руд в свете новых геологических данных. Труды Азгеолбюро-Закгеолоразв. треста, вып. 1, 1935.
312. Ситковский И. Н. Проблемы золотоносности Закавказья «Проблемы сов. геологии», № 2, 1936.
313. Ситковский И. Н. Грейзены Кедабекского района Азербайджанской ССР. «Пробл. сов. геологии», № 1, 1938.
314. Ситковский И. Н. Очередные задачи в области изучения рудных и нерудных полезных ископаемых Азербайджанской ССР. Труды I Геол. конференции Азерб. ССР, № 10, 1939.
315. Ситковский И. Н. Результаты работ Нахичеванской геолого-съемочной партии. Труды Азгеолуправления, т. II, 1941.
316. Ситковский И. Н. Интрузивные породы северо-восточной части Азербайджанской ССР. Труды Азгеолуправления, т. II, 1941.
317. Ситковский И. Н. Основные черты металлогении Азербайджанской ССР и металлогеническая карта Азербайджана. В сб.: «Металлогенические и прогнозные карты». Изд. АН Казах. ССР, Алма-Ата, 1959.
318. Смирнов Г. М. Сведения о месторождениях полезных ископаемых, открытых и заявленных в период времени с 1899 по 1904 г. включительно. Материалы геологии Кавказа, серия III, кн. 6.
319. Смирнов-Верин С. С. Алуниты — комплексное химико-алюминиевое сырье. «Химия и соц. хоз-во», № 7, 1931.
320. Смирнов-Верин С. С. Получен первый советский алюминий из Закавказских алунитов. «Легкие металлы», № 7—8, 1932.
321. Смирнов-Верин С. С. Алуниты и методы их переработки. Закавказские алуниты г. Шарукар. «Легкие металлы», № 10—11, 1932.
322. Смирнов-Верин С. С. Алуниты и их использование ОНТИ, 1938.
323. Смольянинов Н. А. Алуниты. В кн.: «Нерудные ископаемые», т. I. Изд. КЕПС, 1936.
324. Соколов Д. О грузинском квасцовом камне. Указатель по физике, химии, естеств. истории и технологии. Изд. Щегловым, т. I, № 2, 1824.
325. Соловкин А. Н. Отчет о работах Курдистанской геологической партии за 1933 г. Труды Закгеолтреста, вып. 1, 1934.
326. Соловкин А. Н. Основные породы Курдистанского района и южной части Нагорного Карабаха. Труды АзОЗФАН СССР, т. XIV, 1935.
327. Соловкин А. Н. Гюльятское полиметаллическое месторождение в Азербайджанской ССР. «Изв. АзФАН СССР», 1938.
328. Соловкин А. Н. Интрузии и интрузивные циклы Азербайджана. «Изв. АзФАН СССР», 1939.
329. Соловкин А. Н. Возрастные отношения магматических образований Азербайджанской ССР. «Изв. АзФАН СССР», № 1, 1940.
330. Соловкин А. Н. О возрасте интрузий северо-восточной части Малого Кавказа. «ДАН СССР», т. 43, № 5, 1944.
331. Сулейманов С. М. Новые данные по петрологии и металлогении кислых интрузий верховьев рек Тертер и Акеры. «ДАН Азерб. ССР», т. IV, № 1, 1948.
332. Сулейманов С. М. и Байрамалибейли Э. Т. О магнетитовых туфопесчаниках северо-восточных склонов Малого Кавказа. «Уч. зап. АГУ», № 11, 1955.
333. Сулин Н. Г. О лимоните из Дашкесана. Труды Мин. музея АН СССР, вып. 7, 1955.
334. Сулин Н. Г. О некоторых особенностях апатита скарновых железорудных месторождений. Труды Мин. Музея АН СССР, вып. 8, 1958.
335. Султанов А. Д. и Султанов Р. Г. Горные богатства Азербайджана. Баку, Азернешр, 1936.
336. Султанов Р. Г. и Эфендиев Г. Х. О новом месторождении медно-пирротиновых руд в Белоканском районе. «ДАН Азерб. ССР», т. III, вып. 2, 1947.
337. Татаринов П. М. Сырьевая база по хромистому железняку в СССР и задачи ее изучения. 1936.
338. Терпигорьев А. М. Дашкесанское месторождение магнитного железняка на Кавказе. Ежегодн. горно-завод. газета, т. I, № 35, 1900.
339. Твалчрелидзе Г. А. Металлогенические эпохи Кавказа «Сов. геология», сб. 59, 1957.
340. Твалчрелидзе Г. А. Основные черты эндогенной металлогении Грузии. Госгеолтехиздат, 1958.
341. Успенский Н. С. Кедабекский медный рудник. «Горный журнал», № 2, 1910.
342. Успенский Н. С. Кедабекский тип медных месторождений на Кавказе. Изд. об-ва горных инженеров, 1910.

343. Уклонский А. Селитра, серный колчедан и цинковая руда в Закавказье. «Рудн. вестник», № 1, 1916.
344. Федоров Е. С. О Кедабекском медном месторождении. «Вест. горного дела и орошен. на Кавказе», № 8, 1901.
345. Федоров Е. С. Кедабекит и виоланит. «Изв. Моск. с.-х. ин-та», № 1, 1903.
346. Федоров Е. С. Горные породы Кедабека. «Зап. Академии наук», т. XIV, № 3, 1903.
347. Федоровский. Алунит. Опыт прикладной минералогии, 1924.
348. Ферсман А. Е. Ископаемое сырье. Хим. техн. справочник, ч. 1 и 2, 1923 и 1925.
349. Флоренский А. А. Дарыдагские мышьяковые источники. «Природа», № 3, 1927.
350. Флоренский А. А. и Устиев Е. К. Петрография и полезные ископаемые центральной части Нахичеванской АССР. Изд. АН СССР, 1935.
351. Хаин В. Е. и Леонтьев Л. Н. Кавказ с верхнемеловую эпоху. «Изв. АН Азерб. ССР», № 1, 1946.
352. Хаин В. Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. «Сов. геология», сб. 39, 1949.
353. Хаин В. Е., Тихомиров В. В. Юрские и нижнемеловые отложения северо-восточных склонов Мровдагского хребта (Малый Кавказ). «Изв. АН Азерб. ССР», № 8, 1948.
354. Халилов Д. М. К стратиграфии меловых и палеогеновых отложений Ханларского района. «ДАН Азерб. ССР», т. V, № 5, 1949.
355. Халилова Т. А. О минералогическом составе и типах руд железо-марганцевых месторождений Ханларского района. «Изв. АН Азерб. ССР», № 12, 1953.
356. Халилова Т. А. О распространенности марганца и магматических породах Азербайджана. «ДАН Азерб. ССР», т. X, № 5, 1954.
357. Цулукидзе Г. Г., Халатов Г. В. и Архипов В. И. Геологическое описание северной части Нахичеванского уезда Эриванской губернии. Материалы для геологии Кавказа, серия 1, кн. 1. 1869.
358. Цулукидзе Г. Г., Халатов Г. В. и Архипов В. И. Геологическое описание северной части Нахичеванского уезда Эриванской губернии и части Зангезурского хребта Елизаветпольской губернии. Материалы для геологии Кавказа, серия, 1, кн. 2. 1870.
359. Чернцов А. и Григорьев Н. К вопросу о мышьяковистых водах Кавказа. Труды по геологии и полезн. ископаемым Северного Кавказа, вып. III. Ростов-на-Дону, 1939.
360. Чирвинский П. Н. и Гейн А. Поездка в Кедабек. «Ежегодник по геол. и минералогии России», т. XIV, вып. 7—8, 1912.
361. Чирвинский П. Н. К петрографии и геологии Кедабекского медного месторождения в Закавказье. «Изв. Донск. политехн. ин-та», т. III, вып. I, 1914.
362. Чирвинский П. Н. и Орлов Н. А. К минералогии Кавказа и Крыма. «Ежегодник по геол. и минералогии России», т. XVI, вып. 9, 1914.
363. Чирвинский П. Н. Кварцевые диориты Кедабека в Азербайджане. «Изв. Донск. политехн. ин-та», т. XI, вып. 2, 1928.
364. Шатский Н. С. О тектонике центрального Казахстана. «Изв. АН СССР, серия геол.» № 5—6, 1938.
365. Ширванзаде И. А. Андалузиты. В кн.: «Геология Азербайджана». Изд. АН Азерб. ССР, 1957.
366. Ширванзаде И. А. Черные металлы. Труды АГУ, 1941.
367. Шихалибейли Э. М. и Абдуллаев Р. Н. Результаты работ Шаумяновской геологической партии. Труды Азгеолуправления, вып. IV, 1942.
368. Шихалибейли Э. Ш. Юрские отложения Азербайджана. Труды конф. по вопросам региональной геологии Закавказья Изд. АН Азерб. ССР, 1953.
369. Шихалибейли Э. Ш., Корнев Г. П. и Байрамалибейли Э. Т. Геологическое строение северо-восточного склона Нузгерского плато. «Изв. АН Азерб. ССР», № 8, 1955.
370. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и развитие Азербайджанской части южного склона Большого Кавказа Изд. АН Азерб. ССР, 1956.
371. Шуровский П. Геологические очерки Кавказа «Русский вестник», № 8, 1862.
- 372—373. Щербаков Д. И. Дашкесан как сырьевая база кобальта. «Цветные металлы», № 2, 1939.
374. Эйгенсон Г. Дашкесан, Молла-Джалил, Донбасс, Ткварчели (К проблеме черной металлургии в Закавказье) «Экономический вестник Азербайджана», № 3, 1927.
375. Эрн А. и Келле Г. Описание Кедабекского медного рудника и принадлежащих к нему медеплавильных заводов Кедабек и Калакенд. «Вест. горного дела и орошения на Кавказе», 1900.
376. Эрн А. Г. Описание Кедабекского медного рудника и принадлежащих к нему заводов. «Вест. горн. дела и орош. на Кавказе», 1900.

377. Эрн А. и Келле Г. О результатах разведок в местности Башкенд, около г. Славянска. «Вест. горного дела и орошения», № 5, 1900.

378. Эрн А. и Келле Г. Описание коллекций горных пород и руд Кедабека. Тифлис, 1901.

379. Эрн А. Г. Краткие сведения о Дашкесанском железн. и кобальтовом руднике. «Вестн. горного дела и орошения на Кавказе», № 5, 1901.

380. Эфенди М. Э. и Негреев В. Ф. К вопросу о получении квасцов из Загликских алунитов. Труды АзФАН ССР, № 8, 1930.

381. Эфендиев Г. Х., Рзазаде П. Ф. Содержание ванадия в битумах и битуминозных породах Апшерона. Доклады АН Азерб. ССР, № 5, 1953.

382. Эфендиев Г. Х. О флюорите из баритовых месторождений Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР, 1945.

383. Эфендиев Г. Х. Никеленосность ультраосновных пород Азербайджана. Изд. НА Азерб. ССР, 1945.

384. Эфендиев Г. Х. и Нейманзаде Б. Галлий в важнейших сульфидах и алунитах АзССР. «ДАН Азерб. ССР», № 8, 1947.

385. Эфендиев Г. Х. и Гаджиева Р. Г. О составе и использовании авгитомагнетитовых песков Ленкоранского побережья. «Изв. АН Азерб. ССР», № 1, 1948.

386. Эфендиев Г. Х. К минералогии и геохимии Биттибулахского месторождения. Труды Ин-та геологии АН Азерб. ССР, т. XIV, 1954.

387. Эфендиев Г. Х. Гидротермальный рудный комплекс северо-восточной части Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, 1957.

СОДЕРЖАНИЕ

Тектонико-магматические и метало-генические особенности Азербайджанской ССР (Р. Н. Абдуллаев, Ш. А. Азизбеков, М.-А. Кашкай, Г. И. Керимов)	5
---	---

I. ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо	21
Дашкесанское месторождение железных руд (М.-А. Кашкай)	22
Алабашлинское месторождение гематитовых руд (М.-А. Кашкай, И. А. Ширванзаде и Э. Т. Байрамалибейли)	59
Дарвадагское (Ново-Ивановское) месторождение магнетита (Р. Н. Абдуллаев)	76
Чардахлинское проявление гематита (Р. Н. Абдуллаев)	78
Титан	81
Парагачайские проявления рутила (И. А. Ширванзаде)	81
Месторождения титанистых железных руд осадочного генезиса (М.-А. Кашкай, И. А. Ширванзаде и Э. Т. Байрамалибейли)	90
Месторождения титанистых магнетитовых песчаников на Малом Кавказе	90
Титанисто-магнетитовые песчаники Дашкесанского района	91
Магнетито-авгитовые пески Ленкорань-Астаринского побережья Каспийского моря (М.-А. Кашкай)	97
Марганец (Т. А. Халилова)	104
Ханларское месторождение	104
Проявление марганцевых руд в Нахичеванской АССР	111
Хром (М.-А. Кашкай и Г. Х. Эфендиев)	116
Кельбаджарская группа месторождений	118
Лачинская группа проявлений	122

II. ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Алюминий (М.-А. Кашкай)	131
Заглик-Дашкесанская группа месторождений алунитов	131
Загликское месторождение	133
Кырвакарское алунит-пирофиллитовое месторождение	136
Алунитдагское месторождение	137
Северо-западный алунито-железорудный участок	139
Медь	163
Кедабекское месторождение меди (Г. И. Керимов)	164
Биттибулахское месторождение медно-мышьяковых руд (Г. И. Керимов)	179
Ново-Гореловское месторождение медно-цинковых руд (Г. И. Керимов)	184
Эльбекдашское медное месторождение (Р. Н. Абдуллаев)	188
Шекердеринское месторождение медных руд (И. Н. Ситковский)	190
Кошкардагская группа медных и полиметаллических проявлений (Р. Н. Абдуллаев)	190
Мровдагская группа проявлений меди (И. Н. Ситковский)	194
Тромбонское месторождение меди	195
Гюльятаское медно-серноколчеданное месторождение	196
Белоканская группа медно-пирротиновых рудопроявлений (Э. М. Джафаров и И. Н. Ситковский)	196
Медные рудопроявления северо-восточной части Малого Кавказа (Г. И. Керимов)	210

Свинец и цинк	219
Гюмушлугское свинцово-цинковое месторождение (Ш. А. Азизбеков, Н. Е. Гухман и А. Д. Керимов)	219
Агдаринское полиметаллическое месторождение (М. А. Мустафабейли и Ф. В. Мустафабейли)	228
Мехманинское свинцово-цинковое месторождение (А. Д. Керимов)	231
Мелкие месторождения и проявления свинцово-цинковых руд (А. Д. Керимов)	237
Кобальт	242
Дашкесанская группа месторождений (Ш. А. Азизбеков, М.-А. Каишкai, Н. Е. Гухман)	242
Северное кобальтовое месторождение	244
Северо-восточный участок	260
Южно-Дашкесанский (Амамчайский) кобальтовый участок	261
Кетамское проявление кобальта (Р. Н. Абдуллаев)	266
Молибден	270
Ордубадская группа месторождений молибдена (Ш. А. Азизбеков, М. А. Мустафабейли и Н. Е. Гухман)	271
Мегри-Ордубадский гранитоидный ботолит (юго-западная часть)	276
Парагачайское месторождение молибдена	279
Медно-молибденовое проявление «Гызгалин-Чухур»	285
Урумьское медно-молибденовое проявление	285
Алчыхское молибденовое проявление	285
Гекгюндурское молибденовое проявление	287
Килитское медно-молибденовое и вольфрамовое проявление	287
Багырсахское месторождение молибдена и полиметаллических руд (М.-А. Каишкai и А. Б. Бабаева)	289
Олово	296
Айридагское проявление (М.-А. Каишкai и В. И. Алиев)	296
Мышьяк (Ш. А. Азизбеков и М.-А. Каишкai)	302
Джюльфинское месторождение мышьяка	303
Сурьма	318
Джюльфинское месторождение сурьмы (Ш. А. Азизбеков и М.-А. Каишкai)	319
Кадмий	
Мехманинское проявление кадмия (М.-А. Каишкai)	323
Никель	
Проявление никеля в породах офиолитовой формации Малого Кавказа (М.-А. Каишкai, Г. Х. Эфендиев)	324
Ванадий	
Проявление ванадия в железорудных месторождениях Азербайджана (М.-А. Каишкai)	326

III. БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото (А. Д. Султанов, И. Н. Ситковский)	331
Золото в россыпях	332
Золото в коренном залегании	341
Платина	352
Проявление платины в породах офиолитовой формации (М.-А. Каишкai)	352
Серебро	353
Проявление серебра в полиметаллических рудах и россыпях (И. Н. Ситковский)	353
Литература	355

Редактор издательства *В. Долгов*
Корректор *Г. Дондаров*

Подписано к печати 15/XI 1961. Бумага
70 × 108¹/₁₆. Бумаж. листов 11,50. Печат.
листов 31,50 + 2 вклейки. Учетно-издатель.
лист. 31,24. ФГ 11674 Заказ 588. Тираж 900.
Цена 2 руб. 50 коп.

Типография «Красный Восток» Министерст-
ва культуры Азербайджанской ССР, Баку
ул. Ази Асланова 80.



5434