



МЕДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ МУГОДЖАР

АЛМА-АТА · 1974

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА

МЕДНОЕ
ОРУДЕНЕНИЕ
МУГОДЖАР



Издательство «НАУКА» Казахской ССР
АЛМА-АТА · 1974

МЕДНО-ПРОДОЛЖЕНИЕ УРАЛА
ИЗУЧЕНИЕ ОБОБЩЕННОГО МАТЕРИАЛА
МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ МЕДИ

УДК 553.43 : 551.263.037(234.854)

В книге впервые обобщен материал по медному оруденению главных меденоносных районов Мугоджар (южного продолжения Урала)—Зеленокаменной, Сакмарской и Иргизской структурно-формационных зон. Основным содержанием работы является описание большого количества месторождений и рудопроявлений меди, сопровожданное графическими иллюстрациями.

Рассмотрена роль контрастной дифференциации рудовмещающих толщ, брахиескладчатости, вулканогенных и разрывных структур в размещении оруденения, а также возрастные соотношения медного оруденения с вмещающими эфузивами, субвулканитами, интрузиями и его место в истории геологического развития региона.

В заключение предлагается подробная систематизация оруденения на формационной основе и рассматриваются некоторые вопросы его генезиса.

Книга предназначена для широкого круга геологов, занимающихся изучением рудных месторождений и общими вопросами металлогенеза. Она может представлять интерес для преподавателей и студентов вузов.

Илл. 50, табл. 5, библ. 108.

Авторы: Г. Э. НАРВАЙТ,
Б. М. РУДЕНКО,
Л. А. МИРОШНИЧЕНКО,
Н. М. ЖУКОВ.

Ответственный редактор
академик АН КазССР А. К. КАЮПОВ

Н 0294—007
м 405(07) —74



Издательство «Наука» Казахской ССР. 1974 г.

В В Е Д Е Н И Е

Географическое положение Мугоджар как непосредственного продолжения Уральского пояса с его медноколчеданным оруденением, а также недостаточная геологическая изученность их в прежние годы на много лет определили принятую на Урале точку зрения на геологические особенности, возраст, генезис и поисковые критерии мугоджарского медноколчеданного оруденения. Она вкратце сводилась к следующему.

Диабазо-спилито-порфиритовая толща силура — девона Мугоджар, включающая горизонты сингенетических кислых лав и их туфов, является дифференцированным вулканогенным комплексом и может рассматриваться как полный аналог южноуральских дифференцированных альбитофирио-диабазовых толщ, среди которых размещаются крупнейшие медноколчеданные месторождения Союза — Сибай, Гай, Учалы и др. В соответствии с этим в пределах Мугоджар должны существовать аналогичные месторождения, залегающие среди альбитофирио-диабазовых пород, а на территории этих месторождений и вблизи них среди основных пород должны быть развиты сингенетические кислые дифференциаты в виде пластовых тел кварцевых и базокварцевых альбитофириров, их туфов и туфов смешанного состава. Породы этих месторождений должны быть смяты в брахиантклинальные складки, к прикупольным частям которых должно приурочиваться оруденение, повторяющее конфигурацию складок. Роль текстоники сводится к образованию местных трещинных систем.

Вкрапленно-прожилковое медноколчеданное оруденение не связано с дифференцированным комплексом и развивается среди любых пород при наличии мощных скоплений туфов или зон трещиноватости. Медно-магнетито-пирротиновое оруденение пространственно и генетически связано с габброидами.

В полном соответствии с этими представлениями трактовалась геология всех месторождений и рудопроявлений Мугоджар, особенно Зеленокаменной зоны.

В начале 60-х годов и позже геологические исследования в Мугоджахах, как и на Урале, приобретают более углубленный и детальный характер, в результате чего появляются новые факты, заставляющие критически переосмысливать сложившиеся представления нередко вопреки мнениям и авторитету некоторых ведущих исследователей.

Так, в Мугоджахах это прежде всего коснулось кислых дифференциатов в составе вулканогенных толщ среднего палеозоя. Оказалось, что среди диабазо-спилито-порфиритов силура Западных Мугоджар кислые эфузивные породы отсутствуют (Руденко, Нарвайт, Белецкий, 1963; Абдулин, Заравняева и др., 1963). Нигде на этой тер-

ритории не встречено мощных накоплений кислой пирокластики типа южноуральских. На месторождениях и рудопроявлениях и за их пределами кварцевые альбитофиры являются эпигенетичными относительно вмещающей эфузивной толщи и представляют собой субвулканическую фацию пород. Кислые туфы в ограниченном количестве устанавливаются только в отложениях нижнего девона. Туфы основного состава в вулканогенных толщах силура распространены очень мало. Среднепалеозойские толщи Западных Мугоджар, образующие складчатость второго порядка, характеризуются довольно спокойным пологим залеганием с отсутствием или очень незначительным развитием брахискладчатых структур. Повторное изучение месторождений и рудопроявлений с привлечением региональных геологических и геофизических материалов позволило выявить важную роль в размещении оруденения разрывных структур различных порядков, их пересечений и сопряжений.

Таким образом, оказалось, что в отличие от Южного Урала на территории Западных Мугоджар (основного меденосного района Мугоджар) сингенетичные с основными эфузивами силура кислые лавы отсутствуют, мощных накоплений кислой или смешанной пирокластики и брахискладчатых структур практически нет, большую роль в локализации оруденения играют трещинные структуры. Медное оруденение района эпигенетично не только относительно вмещающих эфузивных толщ, но и секущих их субвулканических образований кварцевых альбитофиров.

Однако, несмотря на новые данные, мнения исследователей в настоящее время по ряду важных вопросов генезиса медноколчеданных месторождений в Мугоджахах расходятся, споры о роли кислых эфузивов и их туфов, вулканокупольных структурах, возрасте оруденения продолжаются.

Авторы этой книги многие годы занимались изучением медного оруденения Мугоджар, особенно Зеленокаменной зоны. В течение этих лет был накоплен большой материал, позволивший прийти к определенным выводам о генезисе и времени формирования медного оруденения, соотношении его с интрузивным магматизмом, положении в истории геологического развития региона.

Изложению своих представлений авторы решили предпослать возможно более полный фактический материал по всем основным месторождениям и рудопроявлениям меди Мугоджар. В описаниях геологического строения участков и характеристиках оруденения приведены почти все существующие объективные сведения. Схематизированные карты сопровождаются разрезами по всем разведочным профилям, во многих случаях пересоставленными в соответствии с нашими новыми данными. Для детализации геологического строения разрезы по большинству месторождений и рудопроявлений выполнены в более крупном масштабе, чем карты. При составлении карт и разрезов кроме собственных наблюдений авторы использовали фактический материал Западно-Казахстанского геологического управления и Мугоджарской (Берчогурской) геофизической экспедиции. Особенно это касается рудопроявлений Сакмарской и Иргизской зон, kern по которым в большинстве своем не сохранился и не мог быть использован авторами.

Региональной геологической основой являются карты различного масштаба, по Зеленокаменной зоне составленные А. А. Абдулиным, В. Г. Кориневским, А. Т. Тельгузиевым и др., по северной части Сакмарской зоны — О. Ф. Гордеевым, И. П. Калашниковой и В. П. Феденко, в значительной мере использовавшими материалы Н. И. Леоне-

нок, Х. С. Розман и Р. А. Сегедина, и по Иргизской зоне — Г. С. Трошиным, Н. А. Бабковым, В. П. Курывлевым, С. Е. Горшениным, Г. А. Костик.

Сведения об основных особенностях строения и тектонического районирования Мугоджар, а также краткие геолого-тектонические описания Сакмарской, Зеленокаменной и Иргизской зон приводятся по данным этих исследователей.

Первые пять разделов работы содержат фактический материал, следующие четыре посвящены обобщениям по наиболее важным вопросам геологии и оруденения, в двух последних и заключении изложены представления авторов.

Авторы благодарят академика АН КазССР И. И. Бока, старшего инженера отдела поисковых и разведочных работ на металлы МГ КазССР Ф. Д. Стаховича, главного инженера Западно-Казахстанского геологического управления Б. Е. Милецкого и начальника прогнозной партии на медь этого управления М. М. Бакулину, просмотревших работу в рукописи и сделавших ряд ценных замечаний.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ОТКРЫТИЯ И ИЗУЧЕНИЯ МЕДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ МУГОДЖАР

Самые ранние сведения о существовании в Мугоджахарах оруденения относятся к концу прошлого века, ко времени открытия К. К. Шульцем в 1882 г. рудопроявления Южный Жамантау, о котором упоминается у М. М. Пригородовского (1914 г.).

История открытий и изучения медных руд в этом районе может быть разделена на три этапа.

Первый этап (1933—1949 гг.) включает последнее десятилетие перед началом Отечественной войны, военные годы и примерно первое послевоенное пятилетие. История открытия медных руд этого времени связана в первую очередь с именем Г. И. Водорезова, проводившего на этой территории рекогносцировочные маршруты и первые мелкомасштабные геологические съемки, в процессе которых им было обнаружено большое количество медных проявлений, в том числе месторождения Жиланда, Верхний Чуулдак, Жангана, Сарлыбай и многие другие. Большая часть открытий датируется 1933—1937 гг. Тогда же проводили геологосъемочные работы А. А. Петренко (1932—1933 гг.), А. А. Чумаков (1938—1940 гг.), А. Л. Яншин, открывший в 1936 г. рудопроявление Кызылкудук, Н. К. Разумовский — рудопроявление Оппак в 1933 г., В. И. Борсук — Иргиз в 1935 г., В. С. Малых и А. Н. Куликов — рудопроявления Аклюк, Камысколь, Малахитовое и Боктау в 1936—1937 гг. В период Отечественной войны в Мугоджахарах проводились лишь незначительные геологосъемочные работы. Открытия второй половины 40-х годов связаны с именами Г. И. Водорезова, Г. П. Кондратьевой, Н. И. Семиволос, Н. П. Сергеевой, Х. С. Розман, Р. А. Сегедина, Н. И. Леоненок, Н. М. Антипова и др. Первые геологоразведочные работы на рудопроявлениях меди («железных шляпах») были начаты в 1936—1937 гг. и проводились в основном трестами «Уралцветметразведка», «Южуралцветметразведка» и Южно-Уральским геологическим управлением. «Железные шляпы» изучались на золото трестами «Золоторазведка» и «Средаззолоторазведка». В 1942 г. были начаты разведочные работы на месторождении Жиланда, «железная шляпа» которого оказалась золотоносной и стала разрабатываться трестом «Джетыгоразолото». Жиландинский «золотой» карьер просуществовал до 1961 г.

В 1936 г. на рудопроявлении Жангана проводились работы со трудниками Мугоджарского отряда Ломоносовского института АН СССР под руководством И. И. Малышева.

Второй этап (1949—1962 гг.) в разведке и изучении медного оруденения Мугоджар характеризуется значительным оживлением и интенсификацией геологосъемочных и геологоразведочных работ.

В течение этого времени Г. И. Водорезов выполнил геологиче-

скую съемку различных масштабов значительной части территории Мугоджар и составил карту полезных ископаемых. В процессе работ обнаружилось огромное количество пунктов с медной минерализацией и медные рудопроявления.

Первооткрывателями их являются геологи З. М. Махова, Н. П. Сергеева, М. М. Бакулина, Г. П. Кондратьева, Э. Д. Джавадов, З. Д. Сегедин, Р. А. Сегедин, Г. С. Трошин, Ю. А. Бурмин, И. С. Вахрамеев, А. И. Наседкин, Х. С. Розман, Б. Е. Милецкий, А. М. Бабенко, И. Е. Костик, В. И. Абатуров, В. Ф. Коробков, О. Ф. Гордеев, И. П. Калашникова, Л. И. Киселев, В. В. Пономарев, Л. Г. Туркова, З. В. Кузьмина, Б. Ф. Данилин, Г. А. Диоренко, В. В. Плошко, И. А. Мудров, Н. Н. Карасев, В. П. Курылев, А. Ф. Шарапов, В. И. Сегалович, О. А. Пухова, Ю. И. Черкасов, В. М. Крамарь, С. С. Сахно, А. А. Минченко, В. В. Соколов и др. Разведочные работы вначале проводились Южно-Уральской геологоразведочной конторой и Западно-Казахстанской геологоразведочной экспедицией, а затем вся геологическая служба района перешла к Западно-Казахстанской комплексной геологоразведочной экспедиции (ныне ЗКТГУ), в ведении которой находится и в настоящее время. Незначительные работы на севере Сакмарской зоны (рудопроявление Оппак) проводились Блявинской ГРП Оренбургского ТГУ (1955—1956 гг.).

В период с 1949 по 1960 г. разведуются рудопроявления и месторождения Аккырлык (С. Г. Грещнер, Б. И. Комягин, А. Д. Гурова, 1955—1957 гг.), Южный Жамантау (И. Д. Рогожин, 1949, 1954—1955 гг.), Женишке (С. Г. Грещнер, А. Д. Гурова, Г. И. Иванова, 1955 г.), Карабендыр (С. Г. Грещнер, А. Д. Гурова, Б. И. Комягин, 1953—1957 гг.), Сарлыбай (С. Г. Грещнер, А. Д. Гурова, Б. И. Комягин, 1951—1957 гг.), Жиланда (С. Г. Грещнер, Б. И. Комягин, 1948—1957 гг.), Тыкбутак (Д. Г. Костецкий, А. В. Урюпин, 1952 г.), Шекарабулак I (М. М. Музалевский, А. Д. Гурова, 1957 г.), Жангана (Н. И. Семиволос, Н. П. Сергеева, З. М. Махова, М. М. Бакулина, 1950 г.), Кнalyкуль (Л. Г. Туркова, К. А. Коблов, 1951—1954 гг.).

Геологические работы, выполнявшиеся большим коллективом геологов, охватили практически всю территорию Мугоджар, за исключением северных районов. Одновременно начали широко применяться геофизические методы поисков, проводимые сначала Уральским геофизическим трестом (1949—1951 гг.), Южно-Уральской (1952 г.) и Турланской (1957 г.) геофизическими экспедициями, а затем, с 1957 г. и по настоящее время, Мугоджарской (Берчогурской) геофизической экспедицией. К концу второго этапа геофизические работы приняли массовый планомерный и комплексный характер. В результате геофизическими методами было обнаружено большое количество медных проявлений.

К этому же времени практически все выходящее на поверхность медное оруденение было открыто, в какой-то мере охарактеризовано и частью разведано, площади рудопроявлений покрыты детальными или глазомерными съемками разных масштабов. В процессе разведочных работ производилось изучение минералогического состава руд и петрографии вмещающих пород. Однако к 1960 г., несмотря на почти 25-летние поисково-разведочные работы, в Мугоджахах не было обнаружено ни одного медного месторождения, имеющего промышленное значение. Итогом выполненных к началу 60-х годов работ по опоискованию, разведке и изучению медных руд Мугоджар можно рассматривать работу С. Г. Грещнера «Медноколчеданные месторождения Западных Мугоджар» и обобщение по эндогенной металлогенезии Мугоджар, выполненное П. А. Смольянниковым, М. М. Бакулиной, Б. И. Комисса-

ровым и др. (1968). К этому же времени относятся и первые публикации по месторождениям меди Мугоджар (Богданов, 1960, 1961). Эти работы явились в какой-то мере вехой в истории открытия и изучения медного оруденения района и обобщили огромный материал, накопленный за много лет.

С третьим этапом связано открытие месторождений «50 лет Октября», Авангард, Аралча, Приорское, Юбилейное, явившееся результатом все более обоснованных и целенаправленных геофизических, поисковых и разведочных работ.

С начала 60-х годов в районе проводят крупные исследовательские работы по изучению стратиграфии среднего палеозоя, интрузивного и эфузивного магматизма, структурных закономерностей размещения оруденения, метаморфизму и метасоматизму палеозойских и допалеозойских толщ, минералогии руд и т. д. Институт геологических наук АН КазССР, КазИМС, ВСЕГЕИ (Т. В. Билибина, Ю. В. Богданов, О. Ф. Ксенофонтов), а с 1967 г. в Приорском районе — ЦНИГРИ и Ленинградский горный институт.

Многочисленные публикации, принадлежащие сотрудникам как научных, так и производственных организаций, свидетельствуют о росте сведений о медном оруденении Мугоджар.

ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ МУГОДЖАР

Мугоджары представляют собой южную часть Уральского складчатого пояса, расположенную к югу от широтного течения р. Урал и широты г. Орска, и протягиваются в меридиональном направлении на расстояние 350—400 км. В 55 км южнее ст. Берчогур мугоджарские структуры полностью погружаются под платформенные отложения мезозоя и кайнозоя, под которыми они установлены геофизическими методами и бурением еще дальше на юг. В поперечном направлении ширина региона достигает 230—250 км. С запада и востока он также окаймляется платформенными образованиями мезозой-кайнозоя. Обнаженность территории неравномерная: удовлетворительная в центральной части и плохая по ее периферии.

Мугоджары, как и весь Уральский пояс, сложены толщами допалеозоя и палеозоя, вмещающими многочисленные и разнообразные по возрасту и составу интрузии и эндогенное оруденение.

При тектоническом районировании Мугоджар сохраняются и прослеживаются меридиональные структуры, систематизация, расчленение и обобщение которых исследователями выполняются несколько различно, особенно для западных и восточных окраин (Петренко, 1949; Грещнер, Бачин, Иванов, 1963; Вецлер, Водорезов, Прокин, Сопко, 1964; Комиссаров, Смольянников, 1966; Беспалов, 1971; Абдулин, 1971).

В геологической литературе большинство исследователей придерживаются схемы тектонического районирования Южного Урала и Мугоджар, приведенной на рисунке 1. Тектонические структуры Мугоджар, за исключением Прииргизского синклиниория, являются южным продолжением уральских меридиональных структур.

Прииргизский синклиниорий в Мугоджарах можно отнести к Восточно-Уральскому прогибу и условно считать его продолжением Челябинско-Брединского мегасинклиниория. С запада южноуральские и мугоджарские структуры ограничиваются Предуральским прогибом, с востока — Зауральским поднятием и далее к востоку — Тюмено-Кустанайским (или Торгайским) прогибом.

Для всех названных выше структурно-формационных зон Мугоджар характерны следующие общие особенности:

- 1) меридиональное и субмеридиональное простижение толщ, типичное для всего Урала;
- 2) разделение структурно-формационных зон между собой глубинными разломами;
- 3) чередование в общем плане синклиниорных и антиклиниорных структур;
- 4) развитие в синклиниорных структурах эфузивно-осадочных отложений палеозоя;
- 5) антиклиниорные структуры сложены преимущественно метаморфизованными образованиями допалеозоя и нижнего палеозоя;
- 6) в синклиниорных структурах развиты главным образом среднепалеозойские, а в антиклиниорных структурах — и верхнепалеозойские интрузивные породы. Больше всего гранитоидных интрузий в Восточно-Мугоджарском и ультрабазитов в Уралтауском антиклиниориях;
- 7) однотипность металлогении в синклиниорных зонах.

Медное оруденение Мугоджар, как и в расположенных к северу районах Южного и Среднего Урала, сосредоточено в основном в синклиниорных структурах. В пределах антиклиниорных зон оно наблюдается реже, в значительно меньших количествах и нигде не образует промышленных концентраций (рис. 1).

Таким образом, месторождения и рудопроявления меди, подавляющее большинство пунктов с мелкой медной минерализацией находятся в пределах Сакмарской, Зеленокаменной и Иргизской структурно-формационных зон.

МЕДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ САКМАРСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ

Сакмарская структурно-формационная зона Мугоджар является южной частью одноименной зоны, выделенной на западном склоне Южного Урала Л. С. Либровичем еще в 1929 г. Зона в целом вытянута в субмеридиональном направлении на расстояние 300—350 км. Ширина ее 30—50 км, приблизительно в середине она пересечена широтным отрезком р. Урал, отделяющим мугоджарскую часть от собственно южноуральской. В пределах Мугоджар нижне-среднепалеозойские комплексы Сакмарской зоны обнажаются в основном в полосе шириной около 20 км, протяженностью 60—70 км. Далее к югу они полностью погружаются под чехол мезозойских, третичных и четвертичных отложений (рис. 2).

Одни исследователи рассматривают Сакмарскую структурно-формационную зону как локальное антиклинальное поднятие в юго-восточной части Зилаирского мегасинклиория, сложенного в основном породами девона и карбона, другие — как самостоятельную структуру, расположенную между Зилаирской зоной на западе и Западно-Мугоджарским Зеленокаменным прогибом на востоке. На западе с девон-карбоновой Зилаирской структурой Сакмарская зона граничит по Кокпектинско-Карагалинскому глубинному разлому, на востоке — с Орь-Илекским антиклиниорием (южным окончанием хребта Уралтау). Описание стратиграфии и магматизма Сакмарской зоны дается по материалам О. Ф. Гордеева, И. П. Калашниковой, В. А. Федько, использованы некоторые данные А. А. Абдулина (1971) и В. Г. Кориневского (1971).

Сакмарская структурно-формационная зона слагается породами верхнего кембрия, ордовика, силура, девона и карбона. Самыми нижними членами стратиграфического разреза являются докембрейские и нижнекембрейские отложения, в незначительном количестве наблюдающиеся в полосе, пограничной с Орь-Илекской структурой.

Отложения верхнего кембрия объединены в акаисскую свиту (*Ст₃ак*), образованную эффузивами основного и кислого состава, филлитизированными туфогенно-обломочными породами, метаморфизованными эффузивами, песчаниками, конгломератами, известняками. Выше них залегают нижнеордовикские отложения кидрясовской свиты.

Кидрясовская свита (*O₁ки*) сформирована монотонной сероцветной толщей tremadокских песчаников, местами с горизонтами мелкогалечных конгломератов, алевритов, алевропелитов, глинистых и кремнистых сланцев (иногда битуминозных), в верхней половине включающей редкие прослои основных эффузивов. Залегает с угловым несогласием на подстилающих толщах, известна во многих местах Сакмарской зоны. Мощность ~ 300—700 м. Выше кидрясовской свиты выделена куагачская свита.

Куагачская свита ($O_{1-2}kg$) представлена эфузивами основного состава, их туфами, туфобрекчиями, местами альбитофирами и их туфами, в подчиненном количестве кремнистыми породами, песчаниками, известняками. Мощность вулканогенной толщи 500—600 м.

Отложения среднего и верхнего ордовика в районе неизвестны, за исключением найденного Б. М. Руденко в 1961 г. вблизи пос. Косистек небольшого выхода известняков с фауной брахиопод и трилобитов лландейло среди основных эфузивов. А. А. Абдулин (1971) к среднему ордовику относит и толщи андезитовых порфиритов с линзами известняков, содержащих фауну лландейло. Обширные площади от р. Урал на севере до бассейна р. Аксу на юге слагаются эфузивно-осадочными отложениями нижнего и верхнего силура.

О. Ф. Гордеев к нижнему силуру относит сугралинскую и сакмарскую, к верхнему силуру — карабутакскую свиты.

Сугралинская свита (S_{1sg}) сложена подушечными, реже покровными лавами основного состава с прослойями туфобрекчий, кислых пепловых туфов, туфопесчаников, туфоаргиллитов, фтанитов; в осадках — фауна граптолитов. Характерно резкое преобладание эфузивов, туфов мало; встречаются андезитовые, биотитовые и трахибазальтовые порфириты. Мощность 900—1000 м. Породы местами залегают на отложениях нижнего ордовика трансгрессивно, распространены очень широко.

Сакмарская свита (S_{1sk}) образована преимущественно разноокрашенными кремнистыми породами, глинисто-кремнистыми сланцами, песчаниками, переслаивающимися с андезито-базальтовыми эфузивами и их туфами и содержащими фауну граптолитов верхнего ландовери и венлока. Мощность до 700 м.

Карабутакская свита (S_{2k}) состоит из аркозовых и полимиктовых песчаников с резко подчиненными известняками, глинистыми сланцами и эфузивами основного состава. В известняках присутствует фауна пелеципод, трилобитов и головоногих нижнего лудлова. Свита лежит на ордовикских и нижнесилурийских породах несогласно. Развита в основном в районе среднего течения р. Карабутак.

Отложения девона представлены всеми отделами, хорошо фаунистически охарактеризованы, развиты в основном в районе пос. Косистек и южнее.

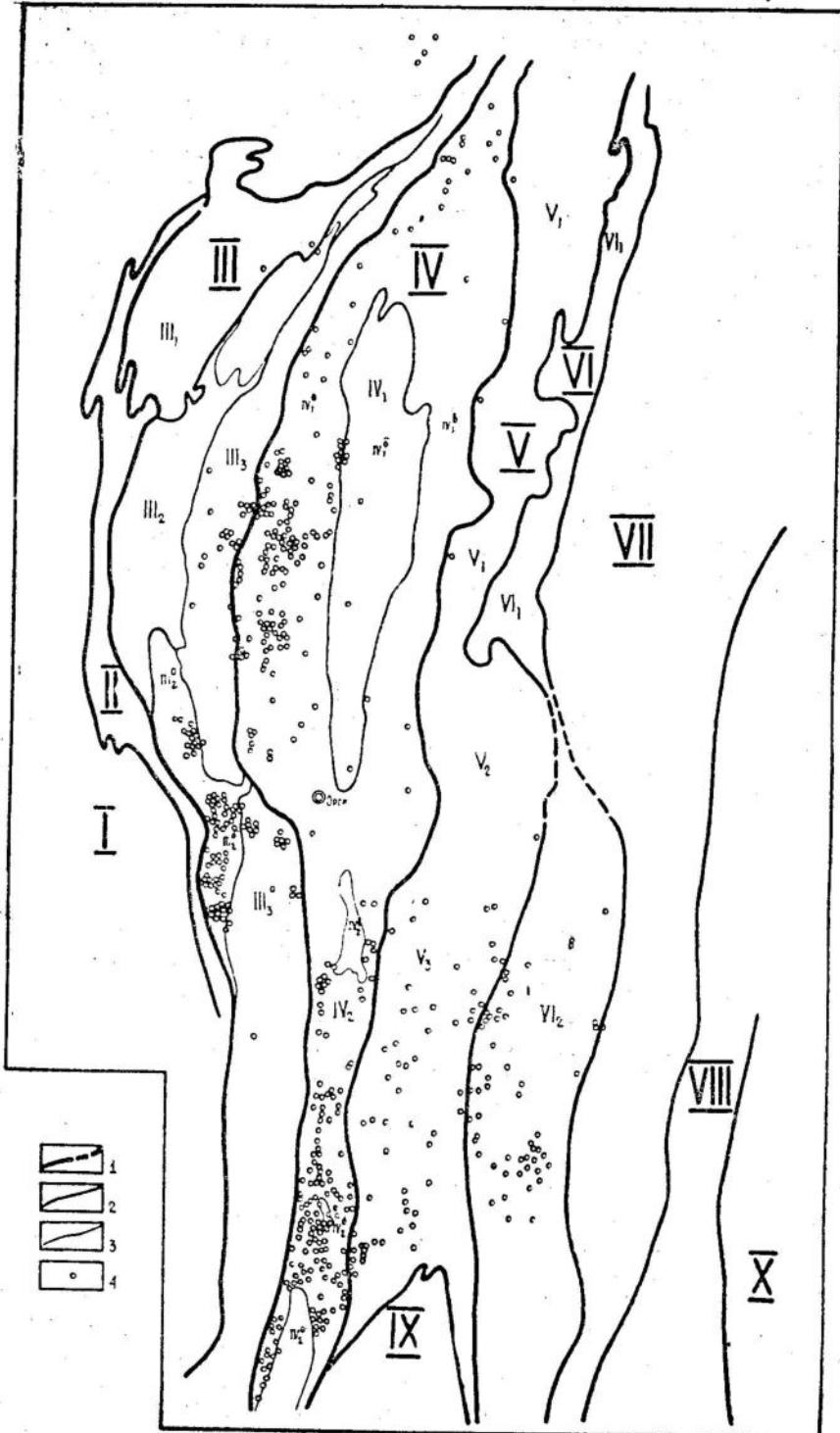
Шайдинская свита (D_{1sch}) сформирована полимиктовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, вулканомиктовыми брекчиями порфиритов с прослойями кремнистых туфов и рифогенными известняками. Мощность до 175 м. Содержит фауну кобленца.

Чанчарская свита (D_{2e}) представлена вулканомиктовыми брекчиями с подчиненными туфоалевролитами, песчаниками, конгломератами и известняками с фауной эйфеля. Залегание на подстилающих толщах резко несогласное. В. Г. Кориневским по периферии Чанчарской, Айтпайской и Торангульской синклиналей установлены калиевые щелочные базальтоиды позднеэйфельского возраста.

Айтпайская свита (D_{2gv}) образована полимиктовыми конгломератами, брекчиями, разнозернистыми песчаниками с линзами известняков. Мощность до 150 м.

Егендинская свита (D_{3fr}) сформирована глинисто-кремнистыми сланцами с прослойями алевритов, аргиллитов, битуминозных и кремнистых сланцев, климениевых известняков. Мощность до 300 м.

Кинская и зилаирская свиты (D_{3fm}) представлены глинистыми, кремнистыми, битуминозными сланцами и известняками (первая), песчаниками, гравелитами, конгломератами, кремнисто-глинистыми сланцами (вторая). Мощность до 300 м.



Выше залегают терригенно-осадочные с прослойями известняков фаунистически охарактеризованные отложения C_1 , $C_{1V}-n$, C_2 и C_3 — все почти исключительно в Бакайской мульде. Суммарная мощность карбоновых отложений 1000 м.

Эффузивно-осадочные образования нижне-среднего палеозоя включают разнообразные по составу, морфологии и размерам образования субвулканической фации, прорываются многочисленными интрузиями гипербазитов, габброидов и редко гранитоидов. Здесь и далее в тексте к субвулканическим будем относить секущие или согласные относительно вмещающих вулканических толщ образования, формирование которых происходит близко или одновременно с накоплением этих толщ.

О. Ф. Гордеев выделяет следующие интрузивные формации.

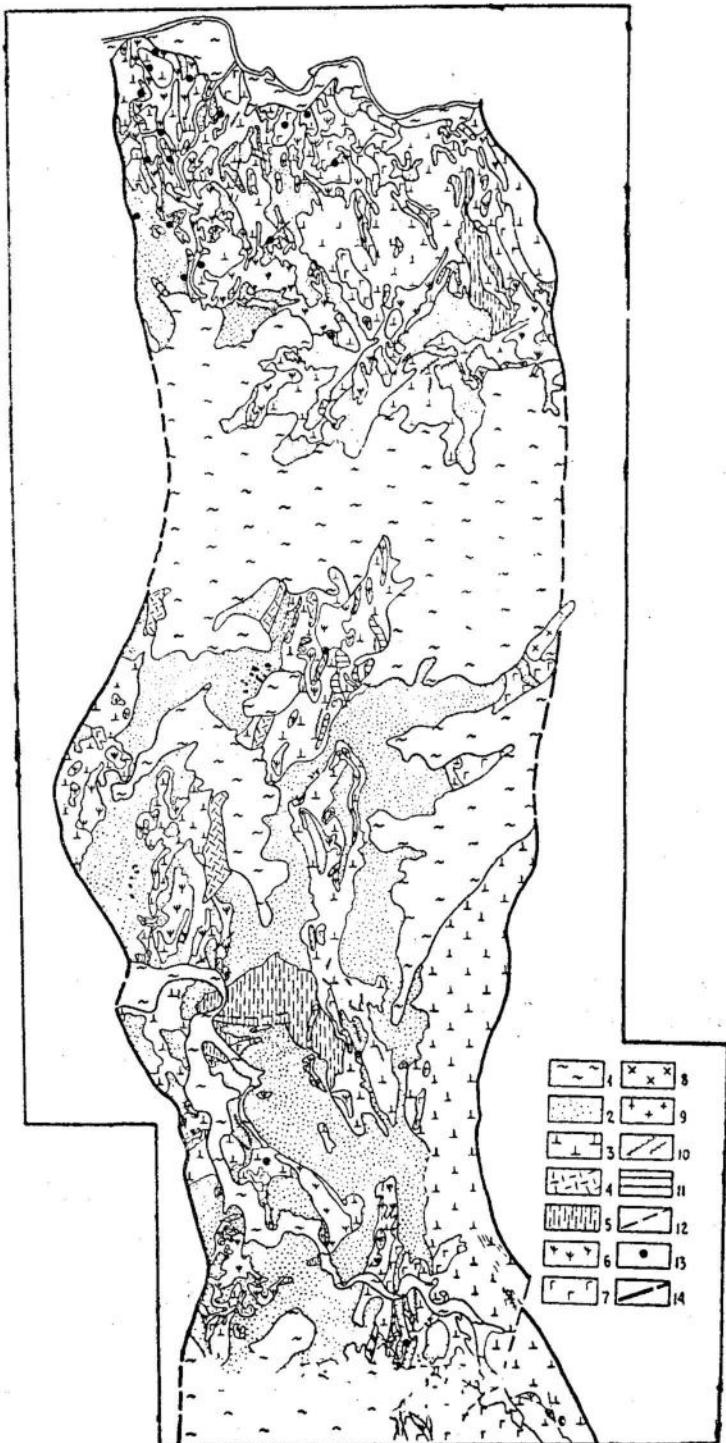
Габровая формация развита главным образом в восточной половине зоны. Интрузии прорывают отложения кембрия, ордовика, силура; галька их присутствует в обломочных породах D_1 и D_2 . Тела неправильной жилообразной формы субмеридионального, реже северо-западного направления сложены габбро, габбро-амфиболитами, оливиновыми габбро с дайковой фацией габбро, габбро-диабазов и других пород.

Ультрабазитовая формация распространена преимущественно в северной части зоны, примыкающей к левобережью р. Урал. Интрузии имеют рвущие контакты с отложениями кембрия, ордовика, силура, нижнего девона; галька их присутствует в породах D_{2gV} и C_{1V} . Характерны очень неправильная жилообразная, петлеобразная форма тел и различная пространственная ориентировка. Представлены серпентинитами за счет перидотитов и дунитов, сопровождаются дайковой фацией пироксенитов и габбро-диабазов.

Диоритовая формация состоит из диоритов и кварцевых диоритов, образующих крупное пластообразное тело в средней части района.

Граниты, плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты, плагиогранит-порфиры, аplit-порфиры образуют мелкие немногочисленные штокообразные, дайковые тела (малые интрузии) в различных

Рис. 1. Схема тектонического и металлогенического районирования Южного Урала и Мугоджар. По материалам Я. Я. Вексслера, Г. И. Водорезова, В. А. Прокина, П. Ф. Сопко (1964), В. А. Прокина (1970). 1 — границы структур I порядка; 2 — границы структур II порядка; 3 — границы структур III порядка; 4 — медные проявления. I — Предуральский прогиб; II — краевая зона линейной складчатости (или Ашинско-Алимбетовская структура); III — Центрально-Уральское поднятие; III₁ — Башкирское поднятие; III₂ — Зилаирский мегасинклиниорий; III₂^a — Сакмарский антиклиниорий; III₂^b — Сакмарская структурно-формационная зона; III₃ — Уралтауский антиклиниорий; III₃^a — Орь-Илекская зона; IV — Тагило-Магнитогорский прогиб; IV₁ — Магнитогорский мегасинклиниорий; IV₁^a — западное крыло (Западная подзона); IV₁^b — Центрально-Магнитогорская зона (Центральная подзона); IV₁^c — восточное крыло (Восточная подзона); IV₂ — Зеленокаменная структурно-формационная зона Мугоджар (Западные Мугоджары); IV₂^a — Берчогурская синклиналь; IV₃^b — Кундуздинская синклиналь; IV₂^b — Среднеорская синклиналь; V — Восточно-Уральское поднятие; V₁ — Челябинско-Суундукский мегасинклиниорий; V₂ — Адамовско-Мугоджарский антиклиниорий; V₃ — Восточно-Мугоджарский антиклиниорий (Восточно-Мугоджарская зона); VI — Восточно-Уральский прогиб; VI₁ — Челябинско-Брединский (Копейско-Брединский) мегасинклиниорий; VI₂ — Прииргизский синклиниорий (Иргизская структурно-формационная зона); VII — Зауральское поднятие; VIII — Тюмено-Кустанайский прогиб; IX — Челкарский периклинальный прогиб; X — Убаганское поднятие.



местах района. Формационная принадлежность их неясна. О. Ф. Гордеевым и другими все интрузии датированы средним палеозоем (Pz_2). По данным Х. С. Розман, Н. И. Леоненок и др., серпентинизированные ультрабазиты Сакмарской зоны являются животскими, так как апофизы расположенного к северу Хабаринского массива (аналогичного ультрабазитам Сакмары) прорывают отложения эйфеля, и галька их отмечается в конгломератах живота в приустьевой части Акбулаксая и других местах. В 2,5 км к западу от пос. Сартугай они, в свою очередь, пересекаются штоками и дайками габбро, порфиритов и гранитов (Руденко, 1961). По данным А. Т. Тельгузиева, в Сакмарской зоне среди вулканогенно-осадочных пород ордовика и силура залегают интрузии гипербазитовой (S) и габбровой (D_1) формаций. Они прорываются небольшими интрузиями диоритов, гранодиоритов, входящих в состав девонской щелочной вулкано-плутонической ассоциации. В зоне сочленения Сакмарской и Орь-Илекской зон широко проявлены интрузивы нижнедевонской гипербазитовой формации.

Субвулканические образования — силлы, дайки, штоки, лакколиты — распространены повсеместно, размеры их обычно невелики. Возраст определяется по соответствующей эфузивной фации, с которой они пространственно связаны. Выделяются субвулканические липариты (альбитофиры) ордовикского возраста, липаритовые и дацитовые порфиры нижнесилурийского и породы сиенитового (трахилипаратового и трахиандезитового) ряда эйфельского возраста. Однако есть дайки эфузивного облика кислого состава — кварцевые альбитофиры, образующие протяженные пояса главным образом близмеридионального направления и секущие гипербазитовые и габбровые интрузии среднего палеозоя. Возраст же интрузий, по последним данным, досилурийский (гипербазиты) и донижнедевонский (гипербазиты и габброиды). Следовательно, эти дайки не могут быть ордовикскими и силурийскими субвулканитами. Остается допустить наличие кислой субвулканической фации нижнедевонского или эйфельского возраста.

В тектоническом отношении внутреннее строение Сакмарской зоны очень сложное с интенсивным проявлением пликативной и дизъюнктивной тектоники. В последние полтора-два десятилетия в пределах зоны различными исследователями выделены следующие основные складчатые структуры: Алимбетовская антиклиналь, Шевченковская синклиналь, Восточная синклиналь, Акайское поднятие, Карагалинская синклиналь, Бимратское поднятие и др. Протяженность этих структур до 25—30 км, ширина до 10—15 км, ориентировка осей субмеридиональная, северо-западная, субширотная, с частой ундуляцией шарниров, изгибами по простиранию и усложнением складчатостью второго и третьего порядка.

Дизъюнктивная тектоника особенно наглядно выражена в северной хорошо обнаженной части района, где развиты многочисленные разрывные структуры, брекчирование, рассланцевание; милонитизация

Рис. 2. Размещение рудопроявлений меди в Сакмарской структурно-формационной зоне. С использованием материалов О. Ф. Гордеева и др. 1 — рыхлые отложения; 2 — осадочные отложения ордовика, силура и девона; 3 — вулканогенные породы основного и средне-основного состава ордовика и силура; 4 — вулканогенные породы кислого состава среднего девона (кварцевые альбитофиры); 5 — кристаллические сланцы верхнего кембрия; 6 — серпентинизированные ультрабазиты среднего палеозоя; 7 — габброиды среднего палеозоя; 8 — диориты среднего палеозоя; 9 — гранитоиды (плагиограниты) среднего палеозоя; 10 — субвулканические дайки кварцевых альбитофирам и альбитофирам; 11 — кварц-сертицитовые метасоматиты; 12 — тектонические нарушения; 13 — рудопроявления меди; 14 — границы Сакмарской структурно-формационной зоны, маркируемые глубинными разломами.

ция и катаклаз в породах фиксируются практически на всей территории. При поисково-разведочных работах почти везде среди эфузивных пород выделяются брекчии, которые только в единичных случаях уверенно определяются как туфо- или лавобрекчии, а в подавляющем большинстве описываются как тектонические или как «брекчии диабазов» без уточнения, что под этим понимается; по приводимым описаниям это также тектонические образования. Крупный региональный разлом близширотного простирания со смещением в 1 км наблюдался Б. М. Руденко в 1961 г. в левом борту долины р. Урал, более мелкие разноориентированные нарушения фиксируются повсеместно. Судя по пространственному развитию, морфологии и соотношению интрузивных, дайковых тел, зон дробления, брекчирования, рассланцевания, разрывные деформации проявлялись неоднократно, часто с унаследованием одними и тех же направлений и структурных швов. Существует мнение (Поспелов, Руженцев, 1972), что интенсивная тектоническая проработка этой территории обусловлена тем, что она представляет собой крупную аллохтонную массу.

Основные особенности Сакмарской структурно-формационной зоны следующие.

1. Широкое развитие осадочных пород в ниже-среднепалеозойском разрезе, среди которых доминируют кремнистые и терригенные фации, много туфогенно-осадочных пород.

2. Преобладание в целом по разрезу базальтоидных эфузивов над андезитовыми, незначительное количество (или отсутствие) липарито-дацитовых или липаритовых лав. Непрерывные серии пород от основных к кислым и умеренно кислым с резким увеличением основных разностей в Cm_3-O_1 , чередование пестрых по составу лав от основных к средним и умеренно кислым с преобладанием основных в S_{1-2} . Появление в среднем девоне, изредка в нижнем силуре пород трахитоидного ряда (трахибазальтов, трахиандезитов, трахидацитов). Количество пирокластики основного, среднего и кислого состава в общем незначительное. Для эфузивной фации вулканитов характерны массивные и миндалекаменные текстуры, часто подушечное сложение, порфировые и афировые структуры с диабазовыми, долеритовыми, интерсертальными, андезитовыми, фельзитовыми, микропойкилитовыми, пилотакситовыми основными массами. Эфузивные породы изменены процессами зеленокаменного метаморфизма — хлоритизацией, эпидотизацией, пумпеллиитизацией, пренитизацией, актинолитизацией.

3. Субвулканическая фация вулканогенных пород представлена дайками, силлами, штоками, лакколитами липаритового и дацитового состава для $O-S$ (и предположительно для D_1-D_2) и трахитоидного для D_{2e} . Заканчивает эпоху вулканизма на территории Сакмарской зоны субвулканическая фация D_{2e} . В живете, верхнем девоне и карбоне известны только осадочные отложения.

4. Интенсивно проявлены интрузивная деятельность, датируемая средним палеозоем. Очень характерная особенность интрузивного магматизма Сакмарской зоны — резкое преобладание ультраосновных пород, значительное распространение основных и незначительное, до ничтожного, кислых, проявившихся главным образом в виде штоков и даек. Типична весьма сложная морфология интрузивных тел. Последовательность формирования интрузивных пород скорее всего обычна: гипербазиты \rightarrow габброиды \rightarrow диориты и гранитоиды. Они секутся дайками субвулканической фации — липаритами, дацитами (кварцевыми и базокварцевыми), альбитофираами, альбитофираами.

5. Внутреннее строение зоны характеризуется сложной складчатостью, интенсивным и повсеместным проявлением дизъюнктивной тектоники и динамометаморфизма.

На территории Сакмарской структурно-формационной зоны установлено более 90 медных проявлений и точек минерализации, большинство из которых сосредоточено в северной части зоны, примыкающей к левобережью р. Урал и являющейся непосредственным южным продолжением блявинской меденосной полосы (рис. 1, 2).

Оруденение представлено двумя минеральными типами — медноколчеданным и медно-магнетитовым. К первому относится подавляющее большинство рудопроявлений района, ко второму — единичные.

Медноколчеданные рудопроявления

Геологические особенности участков, минеральный состав и масштаб оруденения для всех рудопроявлений очень близки. По характеру пород, непосредственно вмещающих основную массу оруденения, рудопроявления можно условно подразделить на четыре группы: рудопроявления в основных эффузивах, рудопроявления в основных эффузивах и альбитофирах, рудопроявления в основных эффузивах и серпентинатах, рудопроявления в основных эффузивах, альбитофирах и серпентинатах.

Так как на отдельных рудопроявлениях оруденение встречено одновременно в нескольких типах вмещающих пород, то отнесение их к какой-либо группе определялось по преобладающей приуроченности минерализации к тем или иным породам.

Первая группа. Рудопроявления в основных эффузивах наиболее многочисленны. Лучше изученными являются Южнококтуйское, Сугралинское, Вулкан, Поисковое, Ивановское, Колымбай, расположенные в северной части Сакмарской зоны, и Косистекское, Карагалинское и Бимрат, находящиеся в средней и южной ее частях. Породы, вмещающие оруденение, относятся к свитам различного возраста: сакмарской (Поисковое), сугралинской нижнего силура (Южнококтуйское, Сугралинское, Ивановское, Колымбай, Косистекское) и куагачской нижнего ордовика (Вулкан, Карагалинское, Бимрат). Преобладают диабазы, спилиты, вариолиты, порфиры базальтового, реже андезитового состава. Иногда отмечаются их туфы (Южнококтуйское, Косистекское, Колымбай, Вулкан), а также кремнистые сланцы, известняки, туфопесчаники (Южнококтуйское, Косистекское, Ивановское). Нередко породы, вмещающие оруденение, превращены в брекчию (Сугралинское, Колымбай). В пределах участков рудопроявлений или рядом с ними всегда отмечаются интрузивные тела габбро, серпентинитов, иногда дайки гранитов. Нередки дайки альбитофиров (Косистекское, Поисковое, Южнококтуйское, Карагалинское, Бимрат). Одни рудопроявления приурочены к крыльям брахиантклиналей (Косистекское, Южнококтуйское, Сугралинское), другие — к крыльям брахисинклиналей (Колымбай, Карагалинское). Структурами, вмещающими оруденение, являются разрывные нарушения, зоны дробления преимущественно близмеридионального (Косистекское, Ивановское, Колымбай, Карагалинское), реже северо-восточного или северо-западного (Сугралинское, Поисковое) простираний. Иногда рудная минерализация приурочивается к стратиграфическому контакту пород (Вулкан).

Оруденение в большинстве случаев представлено убогой вкрапленностью пирита и халькопирита. Иногда отмечаются сфалерит (Кос-

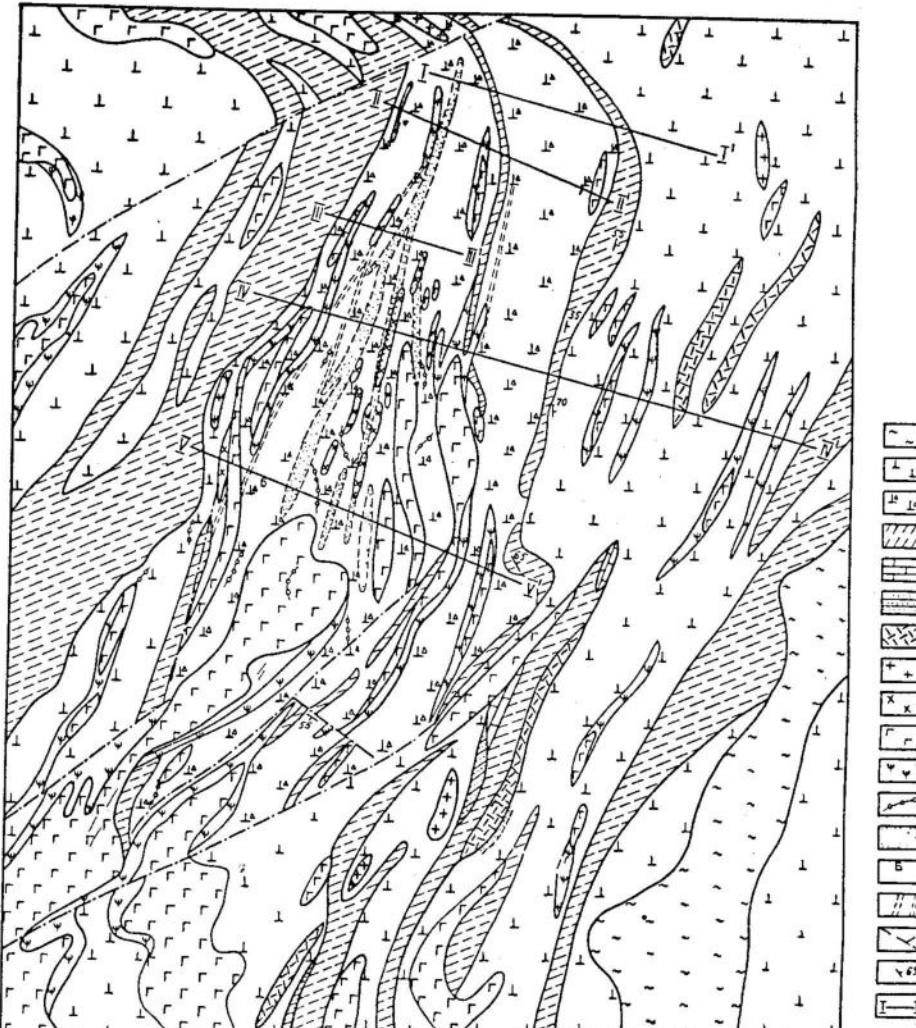
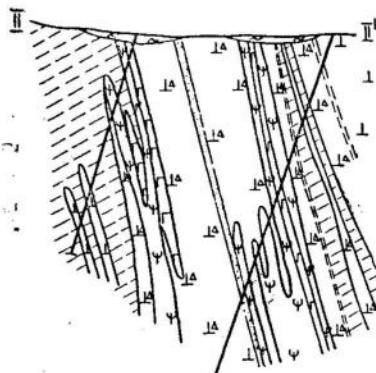
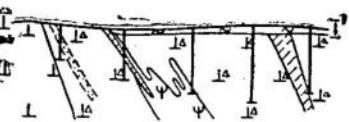


Рис. 3. Рудопроявление Южнококтугайское. Схема геологического строения, план. По материалам В. Ф. Коробкова, Р. А. Котлярова. 1 — рыхлые отложения; 2 — спилиты, диабазы, базальтовые афирыты и порфириты; 3 — туфобрекчии, туфы среднего и основного состава; 4 — кремнистые сланцы и яшмоиды; 5 — известняки; 6 — песчаники, туфопесчаники; 7 — альбитофиры; 8 — гранитоиды; 9 — кварцевые диориты; 10 — габброиды; 11 — серпентиниты; 12 — кварцевые жилы; 13 — окварцевание с прожилково-вкрашенной сульфидной минерализацией; 14 — баритовые жилы; 15 — зоны интенсивного рассланцевания; 16 — тектонические нарушения; 17 — элементы залегания; 18 — линии разведочных профилей.

истекское), пирротин (Колымбай), магнетит (Карагалинское). На Косистекском и Поисковом рудопроявлениях встречены единичные линзы массивного колчедана мощностью 0,30—0,40 м. Околорудные изменения выражаются в окварцевании, хлоритизации, иногда эпидотизацией. На Косистекском и Поисковом рудопроявлениях отмечается барит. По простиранию зоны измененных пород прослеживаются на 200—500 м при мощности 20—80 м. Иногда их протяженность достигает 1200—1800 м при мощности 100—150 м.



1	~ ~ ~	7
2	— — —	8
3	— — —	9
4	— — —	10
5	— — —	11
6	× × ×	12

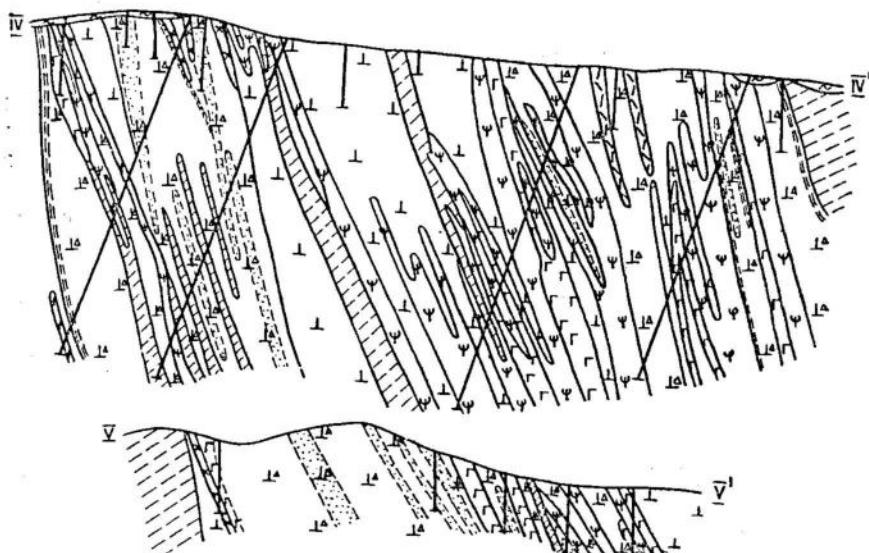
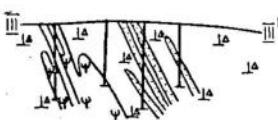


Рис. 4. Рудопроявление Южнококтугайское. Схематические геологические разрезы. По материалам В. Ф. Коробкова. 1 — рыхлые отложения; 2 — спилиты, диабазы, базальтовые афириты, порфирииты сургалинской свиты нижнего силура; 3 — туфобрекчи, туфы среднего и основного состава сургалинской свиты нижнего силура; 4 — кремнистые сланцы, яшмоиды; 5 — альбитофиры; 6 — кварцевые диориты; 7 — габбро; 8 — серпентиниты; 9 — окварцевание с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией; 10 — зоны интенсивного рассланцевания; 11 — скважины; 12 — линии разведочных профилей.

Южнококтугайское рудопроявление находится на крайнем севере Сакмарской зоны, на правобережье р. Урал. Участок сложен породами сургалинской толщи (рис. 3, 4). Разрез ее сверху вниз: верхняя

подсвита — диабазы, диабазовые порфиры, иногда миндалекаменные, линзы кремнистых пород, известняков и песчаников, перекрытых кремнистыми породами. Мощность 250 м. Средняя подсвита — базальтовые и андезито-базальтовые порфиры, вариолиты, сменяющиеся туфобрекчиями и туфами основного состава и кремнистыми породами, мощность 350 м. Нижняя подсвита — диабазы, порфиры с участками миндалекаменных, спилиты, сменяющиеся кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами с линзами яшм. Мощность 250 м.

Осадочно-вулканогенная толща прорывается многочисленными дайками и штокообразными телами габбро, серпентинитов, гранитоидов, альбитофирами, протягивающимися в субмеридиональном и северо-восточном направлениях на расстояние до 500—700 м. Последовательность внедрения интрузивных пород: гипербазиты (серпентиниты) → габбро → габбро-пегматиты → габбро-диабазы → кварцевые диориты → гранодиориты и плагиограниты → альбитофиры. Серпентиниты залегают согласно с вмещающими породами; размер их тел достигает 500 м. Габбро приурочены главным образом к межпластиовым срывам. Вся площадь рудопроявления пронизана массой даек габбро, диоритов, гранитоидов; особенно насыщена ими его центральная часть, где цепочкой вытягиваются три крупные дайки габбро-пегматитов. У контактов с габбро и среди диабазов наблюдаются перемятые апоперидотитовые серпентиниты. Габбро-диабазы образуют дайки протяженностью до нескольких десятков метров, простирание их также совпадает с простиранием пород участка. Дайки кварцевых диоритов располагаются среди пирокластов средней пачки и пространственно ассоциируют с зонами рудной минерализации, подчиненными поверхностям напластования. Гранодиориты и плагиограниты формируют тела до 20 м в длину и приурочены преимущественно к низам верхней пачки. Альбитофиры образуют несколько даек длиной до 300 м. Породы в пределах участка залегают моноклинально, образуя юго-восток-восточное крыло крупной антиклинали север-северо-восточного простирания. Оно осложнено поперечными волнобразными изгибами различных порядков. Широко распространены разрывные нарушения, главным образом согласные с залеганием деформированных толщ. Большой частью они залечены вышеизложенными дайками габбро, серпентинитов и др.

Рудную минерализацию включают туфогенные породы основного состава средней пачки сугранинской свиты, развитые в северо-западной части рудопроявления. Они интенсивно раздроблены в основном по межпластиовым трещинам. Мощность трещиноватых и минерализованных пород на поверхности в северной части 2—6 м, в центральной 25 м и в южной 6—8 м. По простиранию минерализованная зона изогнута и грубо повторяет морфологию даек серпентинита и кремнистых толщ, расположенных северо-западнее ее. Наибольшей мощности минерализованная зона достигает в участке наибольшего растяжения пород — в изгибах юго-восточной ориентировки.

В пределах зон породы интенсивно изменены, превращены частично или полностью в хлорит-эпидот-кварцевые, хлорит-альбит-кварцевые и кварц-серicitовые метасоматиты. К последним приурочена вкрашенная минерализация пирита и халькопирита. Обычно в них преобладают серцит и кварц, меньше хлорита, лейкоксенита, пирита; встречается апатит. Кварц-серicitовые породы образуют осветленные зоны среди туфов и туфобрекчий основного состава. Кварц с примесью пирита и апатита выполняет тонкие прожилки. Пирит рассеян по всей массе породы в виде изометричных зерен размером 0,1—0,4 мм, часто приурочиваясь к более мелкозернистым агрегатам квар-

ца. Отдельные скопления пирита и эпидота раздроблены и рассечены прожилками кварца. В крупных зернах пирита встречаются включения кварца и серицита. Серицит замещает вкрапленники и лейсты плагиоклаза. В реликтовых участках сохраняется порфировая структура, но структура основной массы не ясна. При более интенсивном изменении структуры переходят в лепидогранобластовую. К западу и востоку от главной зоны выявлен ряд более мелких зон, иногда не выходящих на дневную поверхность; с глубиной они выклиниваются. Иногда появляются новые слепые зоны также с прожилково-вкрапленной минерализацией сульфидов. Отмечаются случаи наложения рудной минерализации на дайки интрузивных пород.

Основным рудным минералом является пирит. Халькопирит имеет подчиненное значение, встречается в виде отдельных зерен или их скоплений, форма зерен аллотриоморфная, размеры 0,001—0,1 мм. Ассоциирует с пиритом, иногда с эпидотом. Порядок выделения минералов: пирит → халькопирит. В мономинеральных фракциях пирита устанавливаются микрокомпоненты: Cu, Pb, Mo, Zn, Ag. В зонах измененных пород кроме меди наблюдаются цинк (до 0,03%), свинец (до 0,005%), никель (до 0,1—0,2%), кобальт (до 0,03%), хром (до 0,003%), ванадий (до 0,010%), скандий (до 0,006%).

Косистекское рудопроявление находится в средней части Сакмарской зоны (рис. 5). Участок сложен породами сургалинской эфузивно-осадочной свиты, разделляемой на три подсвиты. Нижняя — диабазы, спилиты, андезито-базальты, трахибазальты, подчиненные количества андезитовых порfirитов, прослои кремнистых пород, песчаников. Мощность до 450 м. На основании находок фауны в известняках и песчаниках отнесена к лландовери. Средняя подсвита — андезитовые порfirиты, их лавобрекции, подчиненное количество диабазовых андезитов, брекции смешанного состава, маломощные прослои кремнистых пород, известняков, песчаников. Мощность 500—600 м. В этой подсвите локализуются ореолы гидротермально-измененных пород с прожилками сульфидов. В песчаниках и известняках — фауна венлокса. Верхняя подсвита образована кремнистыми, глинисто-кремнистыми породами, кремнистыми брекциями, брекциями смешанного состава с подчиненным количеством андезитовых порfirитов.

На участке рудопроявления в небольшом количестве встречаются отложения чанчарской (альбитофиры и порфиры), айттайской (песчаники, брекции и конгломераты) и егендинской (кремнистые и глинисто-кремнистые породы) свит. Из интрузивных пород развиты граниты, плагиограниты, аplitы, альбитофиры, серпентиниты, габбро, диорит-порfirиты, спессартиты и керсаниты, слагающие главным образом дайки, реже единичные штоки. Встречаются пегматиты и кварцевые жилы.

Структурные особенности территории рудопроявления определяются положением его в северном окончании Косистекской антиклинали, ядро которой (за пределами рудопроявления) сформировано отложениями ордовика. В южной половине его фиксируется асимметричная брахиантклинальная складка с пологим восточным (45—50°) и крутым западным (75—80°) крыльями, в северной части ее имеются перегибы. Разрывные нарушения, ориентированные в субмеридиональном, реже в северо-западном и субширотном направлениях, проявлены трещиноватостью, брекчированием и рассланцеванием. Процессы динамометаморфизма выражаются в катаклазе, дроблении пород, образовании тектонических брекций. По-видимому, это дорудные или одновременные с рудоотложением процессы, на что указывает замещение обломков тектонических брекций сульфидами. Рудоконтроли-

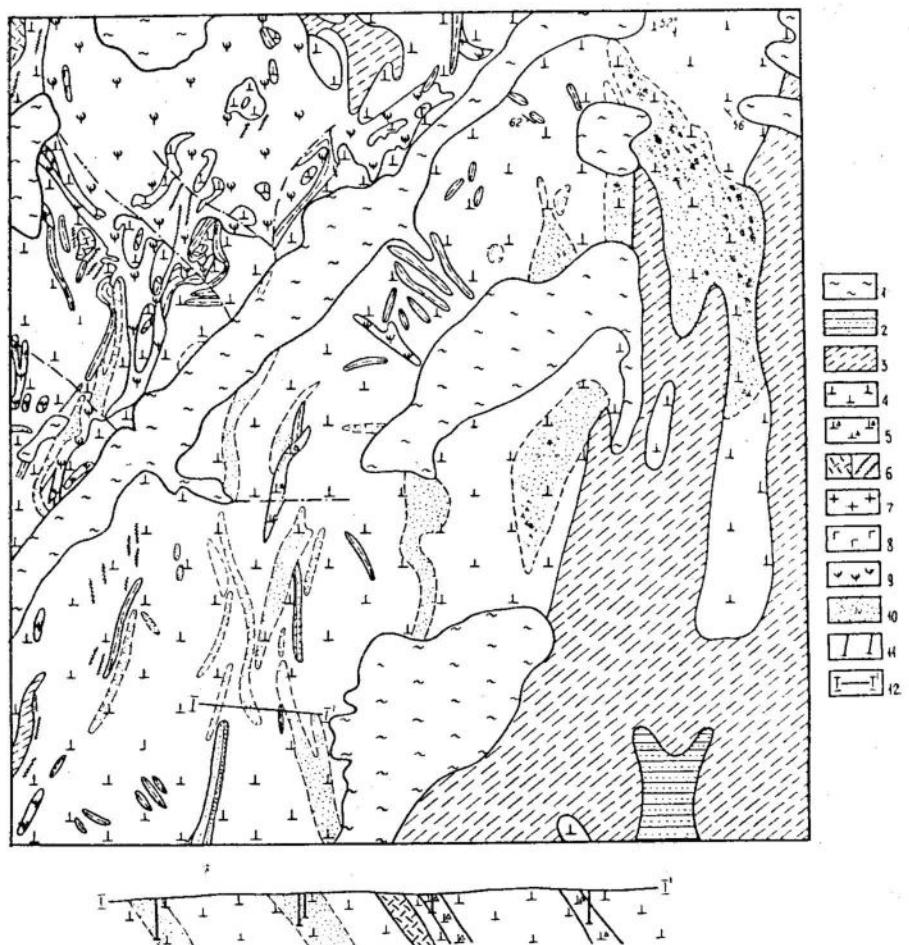


Рис. 5. Рудопроявление Косистекское. Схема геологического строения, план и разрез. По материалам В. Ф. Коробкова и др. 1 — рыхлые отложения; 2 — песчаники, конгломераты айтпайской свиты среднего девона; 3 — кремнистые породы, песчаники сургалинской свиты нижнего силура; 4 — андезитовые и базальтовые эфузивы и их туфы сургалинской свиты нижнего силура; 5 — брекции и туфобрекции смешанного состава; 6 — альбитофиры, порфиры; 7 — гранитоиды Pz_2 ; 8 — габбро; 9 — серпентиниты Pz_2 ; 10 — обеленные и хлоритизированные породы, кварциты с вкрапленностью сульфидов; 11 — скважины; 12 — линия разведочного профиля.

рующими структурами являются складки высоких порядков и разрывные нарушения субмеридионального простирания с падением на восток, деформированные в продольном направлении. Изгибы западной ориентировки чередуются с изгибами, обращенными на восток. На рудопроявлении выделяются несколько западных и одна восточная минерализованные зоны. Западные зоны расположены кулисообразно на протяжении 0,5—1 км, восточная прослеживается по падению на 300 м и простирается через весь участок.

Рудная минерализация развита в основном в подушечных лавах андезитовых порфиритов (ранее принимаемых за покровы кварцевых альбитофириров), брекчиях смешанного состава, туфах порфиритов, редко в туфопесчаниках и известняках. Затронуты минерализацией и широко развитые на западном фланге дайки альбитофириров.

Оруденение представлено маломощными (до 10—40 см) линзами

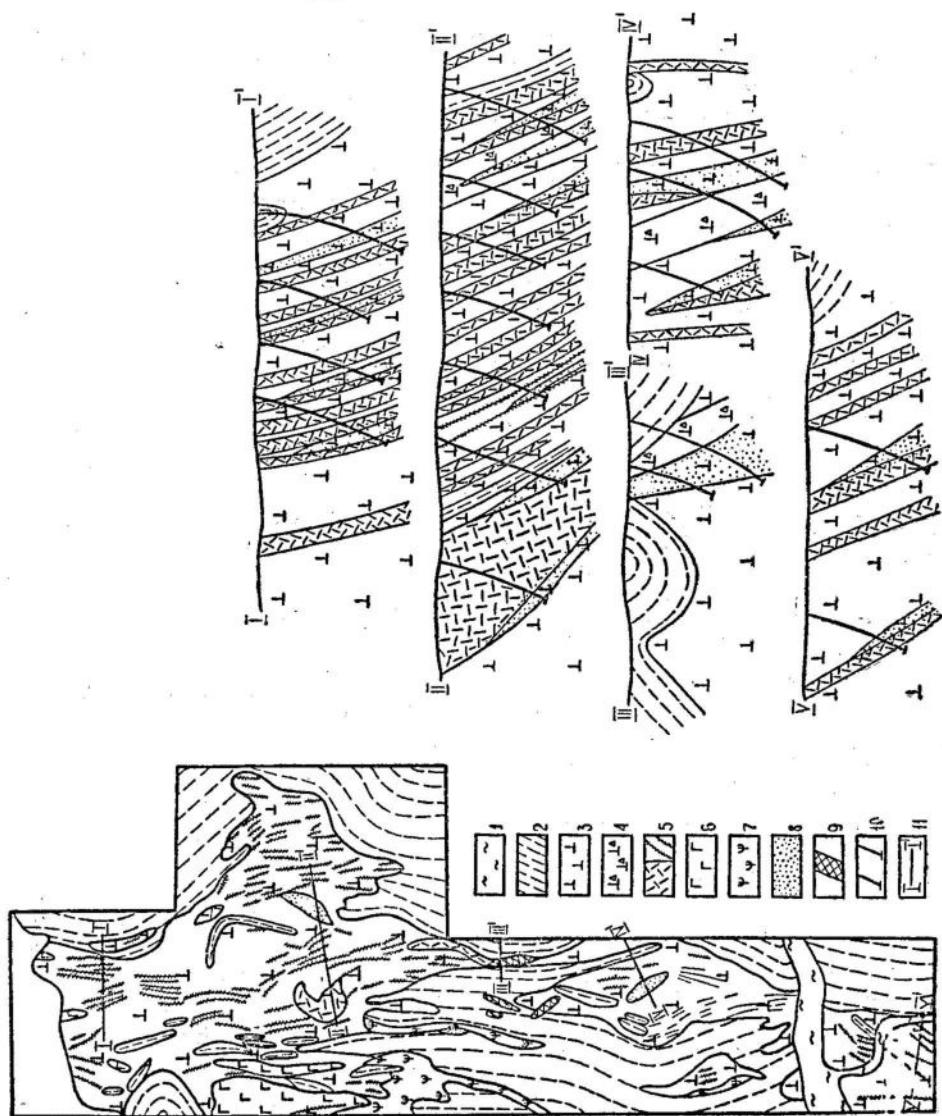
колчедана и прожилково-вкрапленной минерализацией. Сплошные колчеданы сложены мелкозернистым агрегатом пирита, мельниковита и халькопирита с примесью сфалерита, иногда барита, кварца и карбонатов, изредка встречается флюорит. Часто видна отчетливая обломочная текстура, указывающая на образование колчедана путем замещения рудными растворами обломков порфиритов. Содержание меди в гидротермально-измененных породах 0,01—0,05 %, цинка в единичных пробах до 0,01 %, примеси никеля и кобальта до 0,001—0,03 %, редко до 0,1 %.

Гидротермально-измененные породы залегают более или менее согласно с неизмененными, падают на восток, не выклиниваясь на глубине. Суммарная мощность их (по скважинам) 10—50 м, реже до 100 м. Для них характерна хлоритизация, менее интенсивно проявлено окварцевание.

Вторая группа. Рудопроявления в основных эфузивах и альбитофирах. Также довольно многочисленны. Наиболее изучены Салтакское, Глухариное, Чаша, Неприступное в северной части Сакмарской зоны и Карабутакское в южной. На большинстве из них (Глухариное, Салтакское, Неприступное) оруденение локализовано в дайках альбитофиров, реже гранит-порфиров, прорывающих диабазы, спилиты, кремнистые породы сургалинской свиты, обычно превращенные в брекчии. Последние также минерализованы. На рудопроявлении Карабутакском рудная минерализация приурочена к диабазам, спилитам, альбитофирям, их туфам и туфобрекчиям куагачской свиты и прорывающим их дайкам альбитофиров, а на рудопроявлении Чаша — к покровным альбитофирям и их туфам среднедевонского возраста. Почти на всех рудопроявлениях присутствуют интрузии серпентинитов, габбро, диоритов и гранитоидов. Приуроченности оруденения к определенным пликативным структурам не наблюдается. На рудопроявлениях Карабутакском и Неприступном картируются брахиантклинальные, а на Салтакском — изоклинальные складки. На рудопроявлениях Глухарином и Чаша породы имеют моноклинальное залегание. Оруденение локализуется в зонах трещиноватости и брекчирования, приуроченных преимущественно к контактам альбитофиров с основными эффузивами, развиваясь как в тех, так и в других. На рудопроявлении Неприступном В. М. Потапочкиным в качестве рудоконтролирующей структуры предполагается стратовулкан. Оруденение убогое вкрапленное, реже отмечаются прожилки. Основными рудными минералами являются пирит, халькопирит, отмечены сфалерит и галенит. Околоврудные изменения выражаются в хлоритизации, окварцевании, иногда эпидотизации. Отдельные зоны измененных пород прослеживаются на 100—150 м при ширине 20—50 м. На некоторых рудопроявлениях насчитывается до 20 зон изменения (Неприступное), однако только единичные из них имеют протяженность порядка 100 м и более.

Карабутакское рудопроявление находится в южной части Сакмарской зоны (рис. 6). Участок сложен кремнистыми породами, битуминозными сланцами, известняками сакмарской свиты, диабазами, спилитами, туфами и туфобрекчиями основного состава, покровными альбитофирями, их туфами, кремнистыми породами, яшмоидами и известняками куагачской свиты. Силур на ордовике залегает с угловым несогласием. Интрузии серпентинитов и габбро приурочены к зоне регионального разлома близмеридионального простирания. Повсеместно, а особенно в северной части района, много даек альбитофиров протяженностью 1—30 м, редко до 70 м. Иногда они располагаются кулисообразно.

Рис. 6. Рудопроявление Карабутакское.
Схема геологического строения, план и
разрезы. По материалам В. Ф. Ксюбикова:
1 — рыхлые отложения; 2 — кремнистые
и глинисто-кремнистые породы, яшмоиды
и сакмарской свиты нижнего силура; 3 —
основные эфузивы кузнецкой свиты, ор-
доваика; 4 — грубообломочные туфогаломе-
раты смешанного состава; 5 — альбитофи-
ры; 6 — габбро; 7 — серпентиниты; 8 —
осветление, окварцевание, сульфидная
вкрапленность; 9 — бурые железняки, * же-
лезных шлапп; 10 — скважины; 11 — ли-
нии геологических разрезов.



Рудопроявление приурочено к антиклинальной складке, осложненной складками более высоких порядков. В ядре ее обнажаются отложения ордовика, а крылья сложены породами сакмарской свиты. Рудолокализующими структурами являются трещинные зоны главным образом близмеридионального простирания с падением на восток под углом 60—70°.

Гидротермальные изменения большей частью приурочены к местам скопления даек альбитофиров. В них наблюдаются окварцевание, осветление, вкрапленность пирита и халькопирита. В контакте с ними вмещающие диабазы обычно брекчированы, хлоритизированы и содержат вкрапленность пирита, реже халькопирита. В агломератовых туфах диабазо-альбитофирового состава часто встречаются обломки пород, нацело замещенные пиритом.

Третья группа. Рудопроявления в основных эфузивах и серпентинитах. Известны в основном в северной части Сакмарской зоны, где весьма широко проявлены серпентиниты, которые включают крупные блоки эфузивно-осадочных пород силура-девонского возраста — Оппак, Юбилейное, Геологическое, Михайловское, Подгорное. На этих рудопроявлениях эфузивы и серпентиниты часто брекчированы

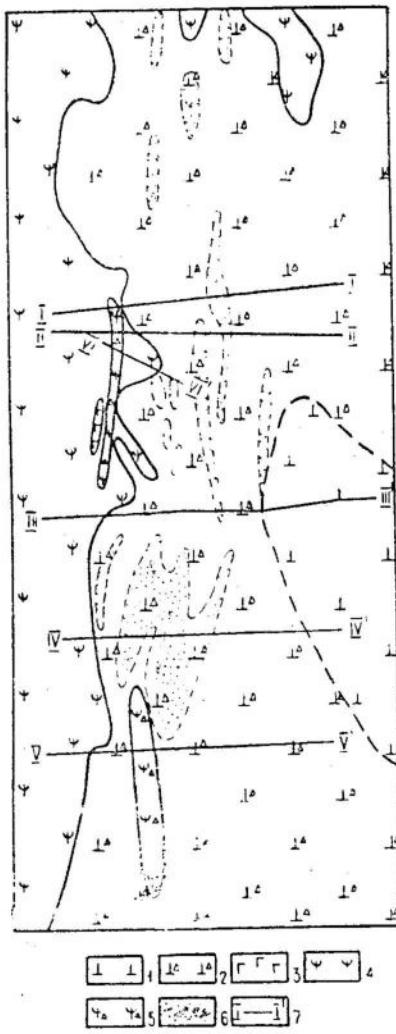


Рис. 7. Рудопроявление Геологическое. Схема геологического строения, план. По материалам В. И. Абатурова, А. Д. Гуровой, В. Ф. Коробкова, Г. Х. Шакировой, К. М. Егимбаева. 1 — диабазы, порфиры, спилиты, туфы, тuffобрекции сугранинской свиты нижнего силура; 2 — лавобрекции, брекции диабазов сугранинской свиты нижнего силура; 3 — габбро; 4 — серпентиниты; 5 — брекция серпентинитов; 6 — гидротермально-измененные породы с сульфидной минерализацией; 7 — линии геологических разрезов.

ваны, прорваны интрузиями габбро и иногда гранитоидов, а также дайками альбитофиров. В структурном отношении все описываемые рудопроявления приурочены к брахиантиклинальным складкам. Рудовмещающими являются зоны дробления и брекчирования, приуроченные обычно к kontaktам эфузивов и серпентинитов, а иногда секущие их.

Медноколчеданное оруденение на всех рудопроявлениях убогое вкрапленное, редко прожилковое, развивается преимущественно в эфузивах, в меньшей мере в серпентинитах. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, редко пирротином, сфалеритом (Оппак). Околорудные изменения — окварцевание, хлоритизация, эпидотизация. Зоны измененных пород с убогой вкрапленностью сульфидов имеют иногда протяженность до 1000 м при ширине до 100 м.

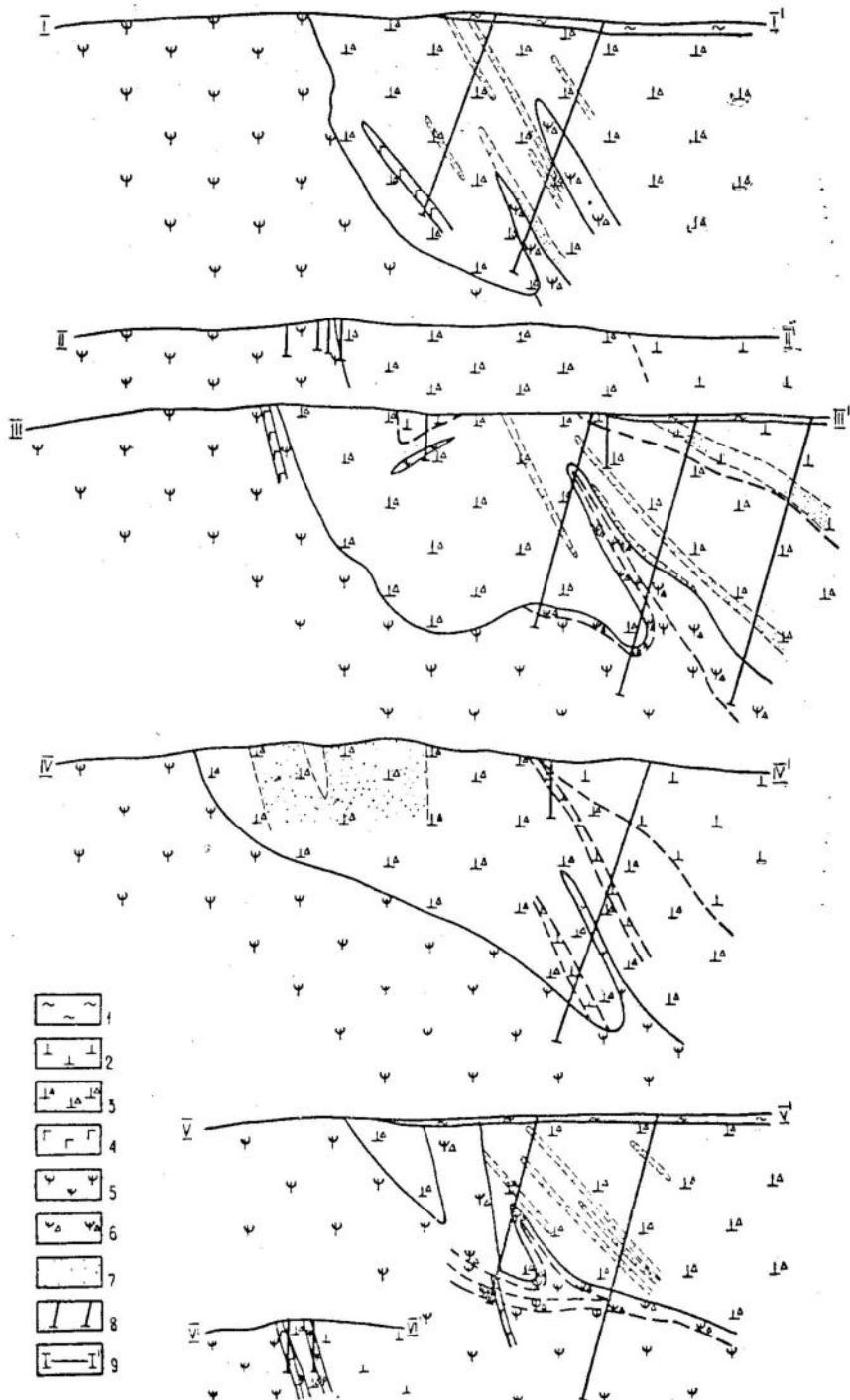


Рис. 8. Рудоуправление Геологическое. Геологические разрезы. По материалам В. И. Абатурова, А. Д. Гуровой, В. Ф. Коробкова. 1 — рыхлые отложения; 2 — диабазы, порфиры, спилиты, туфы, туфобрекции сугранинской свиты нижнего силура; 3 — лавобрекции, брекции основных эфузивов сугранинской свиты нижнего силура; 4 — габбро; 5 — серпентиниты; 6 — брекции серпентинитов; 7 — гидротермально-измененные породы с сульфидной минерализацией; 8 — скважины; 9 — линии геологических разрезов.

На рудопроявлении Геологическом в брекчированных серпентинитах встречены линзы магнетитов и участки вкрапленной медно-никель-cobальтовой минерализации. Рудные минералы помимо магнетита представлены маггемитом, пентландитом, халькопиритом, пиритом, хромитом. Околорудные изменения выразились здесь в отальковании, карбонатизации и хлоритизации серпентинитов. Иногда отмечается хризотил-асбест.

Рудопроявление *Геологическое* находится в северо-западной части Сакмарской зоны и приурочено к юго-западному краю большого останца эфузивных пород, включенного в серпентиниты (рис. 7, 8). Общая длина его 5 км, ширина до 1,5 км, ориентирован в северо-западном направлении. Эфузивные породы развиты в восточной части площади и представлены диабазами, диабазовыми порфиритами, спилитами, брекчиями диабазов с прослоями яшмоидных пород. Они слагают ядро брахиантклинальной складки, расположенной между Подгорненской брахиантклиналью на юго-западе и Сартугайской антиклинальной складкой на северо-востоке.

Контакт эфузивов с серпентинитами всюду падает в сторону эфузивов, на севере он крутой, на юге более пологий (35—40°). Контактная поверхность неровная, с многочисленными выступами серпентинитов в эфузивы. Наибольший такой выступложен в центральной части рудопроявления. В контакте те и другие породы сильно раздроблены, развалцованны, рассланцованны. Серпентиниты занимают западную часть территории рудопроявления и образованы за счет дунитов и перидотитов. Более мелкие выходы серпентинитов, а также дайки и штоки габбро, пироксенитов, единичные мелкие дайки плагиогранитов и роговообманковых гранитов наблюдаются в эфузивных породах в центральной и северной частях рудопроявления и имеют простирание, согласное с простиранием пород. В центральной части рудопроявления эфузивы прорваны небольшим массивом окремненных серпентинитов, в свою очередь, рвущихся дайками габбро и плагиогранитов. Рудная минерализация в основной своей массе приурочена к отмеченному выше участку крупного «выступа» серпентинитов в эфузивы.

Оруденение представлено двумя типами: медное, связанное с зонами хлоритизированных брекчий диабазо-спилитового состава, и медно-никель- cobальтовое, связанное с зонами изменения в брекчированных серпентинитах. Оруденение первого типа локализуется в центральной полосе рудопроявления в виде серии хлоритизированных, местами интенсивно окварцованных зон брекчий диабазового состава, неравномерно минерализованных пиритом, халькопиритом, редко магнетитом. По простиранию зоны протягиваются на 300—900 м, ширина их 10—90 м. На глубину измененные породы прослеживаются в виде маломощных зон с неравномерной и убогой медной минерализацией. Наиболее обогащенные участки приурочены к местам перехода выступов зон дробления к впадинам. Оруденение второго типа приурочено к развалцованным хлоритизированным серпентинитам, среди которых часто встречаются линзы тальково-карбонатных пород длиной до 10 м. Выделено четыре зоны хлоритизированных и развалцованных серпентинитов. Наиболее минерализована восточная из них вблизи контакта с брекчиями диабазового состава; длина ее достигает 710 м, ширина 10—15 м. В измененных серпентинитах отмечаются линзы сплошных магнетитов длиной 1—1,7 м и гнездообразные скопления того же состава до 5 см в поперечнике. Магнетитовые линзы

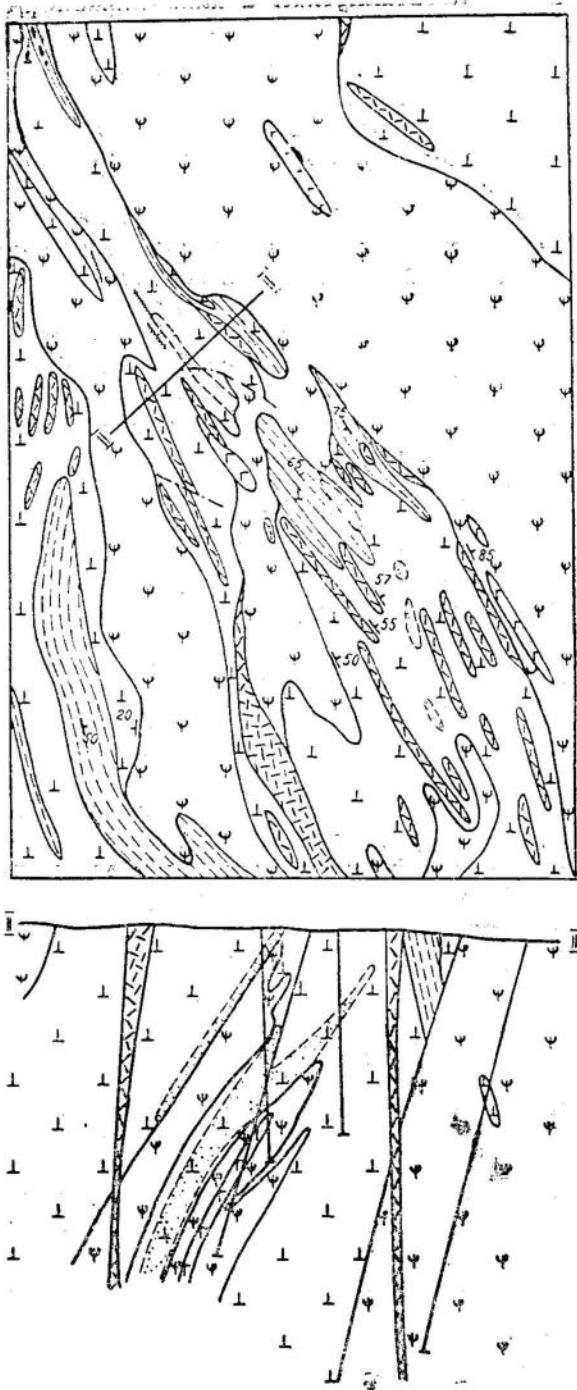


Рис. 9. Рудопроявление Оппак. Схема геологического строения, план и разрез. По материалам В. И. Абатурова, В. Ф. Коробкова, И. Н. Крылова, Н. А. Юркова, К. М. Егимбаева и др. 1 — спилиты, диабазы, брекчии основных эфузивов нижнего силура; 2 — кремнистые породы нижнего силура; 3 — альбитеофирсы; 4 — габбро; 5 — серпентиниты; 6 — окварцованные и хлоритизированные брекчии основных эфузивов, кварциты; 7 — скважины; 8 — элементы залегания пород; 9 — линия разведочного профиля.

ориентированы в северо-западном направлении (280°) и падают на северо-восток под углом 60 — 65° . Секутся многочисленными прожилками серпентинита, хризотил-асбеста и талька. Под микроскопом в магнетитовых рудах обнаружены магнетит, маггемит (в сумме 80%), пентландит, халькопирит, редко пирит; в секущих прожилках серпентинита встречается хромит. В выклинивающихся частях магнетитовых линз и их зальбандах среди рассланцеванных серпентинитов отмечаются мелкие линзочки и зерна магнетита, являющиеся, по-видимому, обломками существовавшего ранее более крупного рудного тела, подвергшегося дроблению, растаскиванию, разлинованию. С глубиной зоны минерализованных пород быстро выклиниваются.

Рудопроявление *Оппак* находится в северо-западной части Сакмарской зоны. Участок сложен диабазами, порфиритами, спилитами, брекчиями смешанного состава нижнесилурийского возраста, а также туфами основного состава, кремнистыми, глинисто-кремнистыми сланцами (рис. 9). Простижение пород 300 — 330° , угол падения 50 — 75° . Присутствуют серпентиниты, габбро и альбитофирсы. Дайки альбитофиров протяженностью 200 — 300 м, мощностью $0,5$ — 20 м простираются в основном согласно с вмещающими породами и секут серпентиниты. На отдельных участках преобладают или эфузивные, или кремнистые породы. Интрузией серпентинитов кремнисто-эфузивная толща разделена на несколько изолированных участков, ориентированных в северо-западном направлении. Среди серпентинитов отмечаются дайки габбро, вытянутые согласно с общим простирианием пород. В структурном отношении участок рудопроявления приурочен к восточному крылу Оппакской брахиантклинали и полностью включает расположенную к востоку небольшую брахисинклинальную складку. Многочисленные дизъюнктивные нарушения фиксируются зонами дробления и дайками альбитофиров.

Оруденение приурочено к центральной полосе сильно дробленых эфузивно-осадочных пород, зажатой среди серпентинитов. По геофизическим данным, рудоносная зона имеет северо-западное простижение, согласное с вмещающими породами, длину 200 — 260 м, мощность 100 — 120 м, падение на юго-запад под углом 60 — 80° и погружение в северо-западном направлении. Оруденение локализуется в окварцованных, хлоритизированных и эпидотизированных брекчиях диабазов и представлено прожилково-вкрашенными, преимущественно пиритовыми рудами. Мощность по скважинам одного из наиболее обогащенных участков 20 — 25 м. Наиболее густая вкрашенность рудных минералов — пирита, халькопирита, пирротина, сфалерита, одиночные включения борнита и самородной меди — локализуется в интенсивно хлоритизированных и эпидотизированных обломках эфузивов и цементе. Встречаются гнездообразные (1,5—3 см) скопления пирита и пирротина, образованные при метасоматическом замещении обломков рудными минералами с сохранением реликтовых обломочных текстур. Прожилки рудных минералов мощностью до 5 см состоят из крупных кристаллов пирита, сцепленных тонкозернистыми и мелкозернистыми агрегатами пирита и халькопирита. В зальбандах прожилков вмещающие породы нередко рассланцованны. В рудном интервале часты оруденельные обломки остроугольной формы, свидетельствующие о пострудных подвижках. В сплошных рудах пирит составляет до 80%, халькопирит — до 5%, нерудные минералы — не менее 15%. Порядок выделения: пирит — халькопирит — сфалерит. В одной из скважин встречены брекчированные хлоритизированные серпентиниты с прожилками кальцит-пирит-пирротинового состава и в другой — прожилок сплошного сильно карбонатизированно-

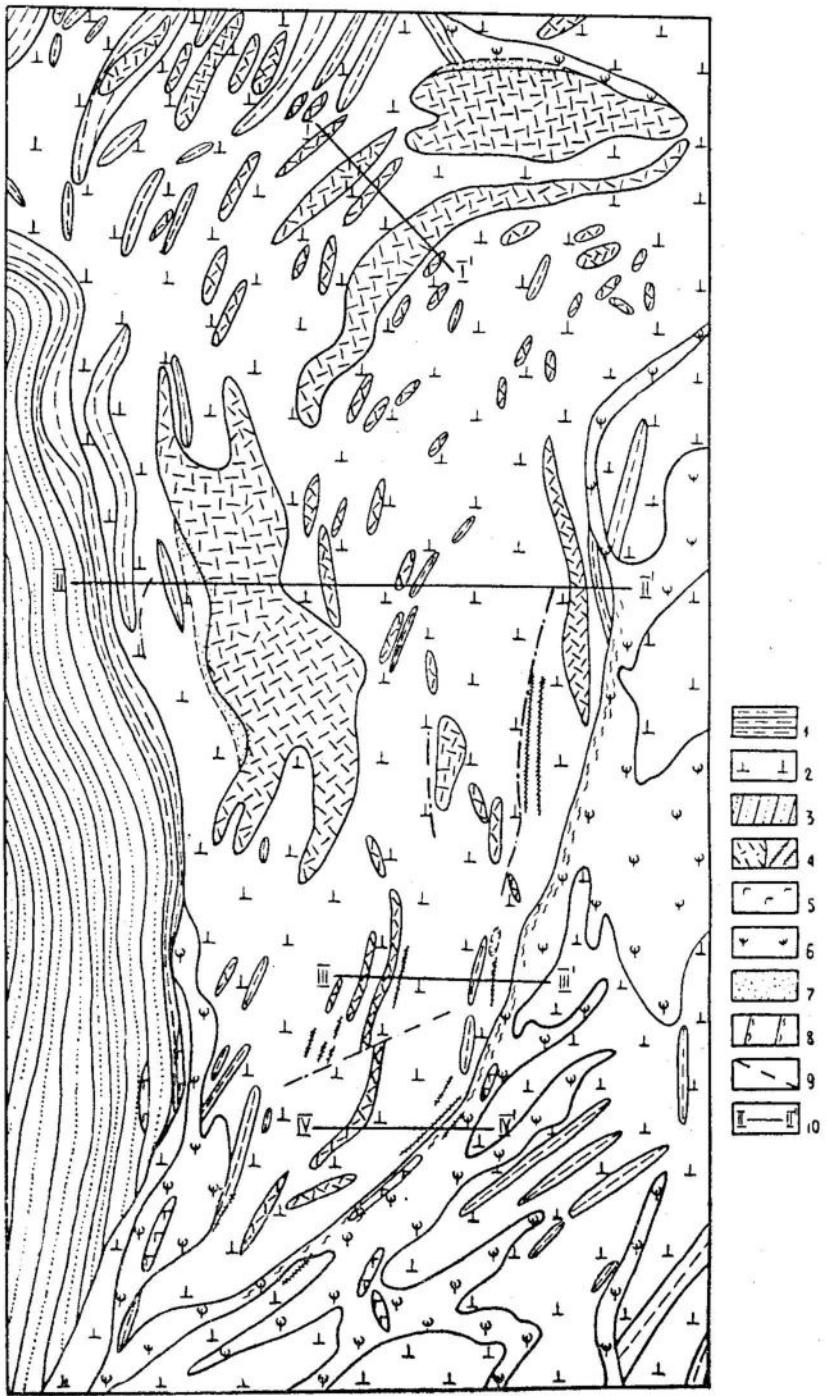
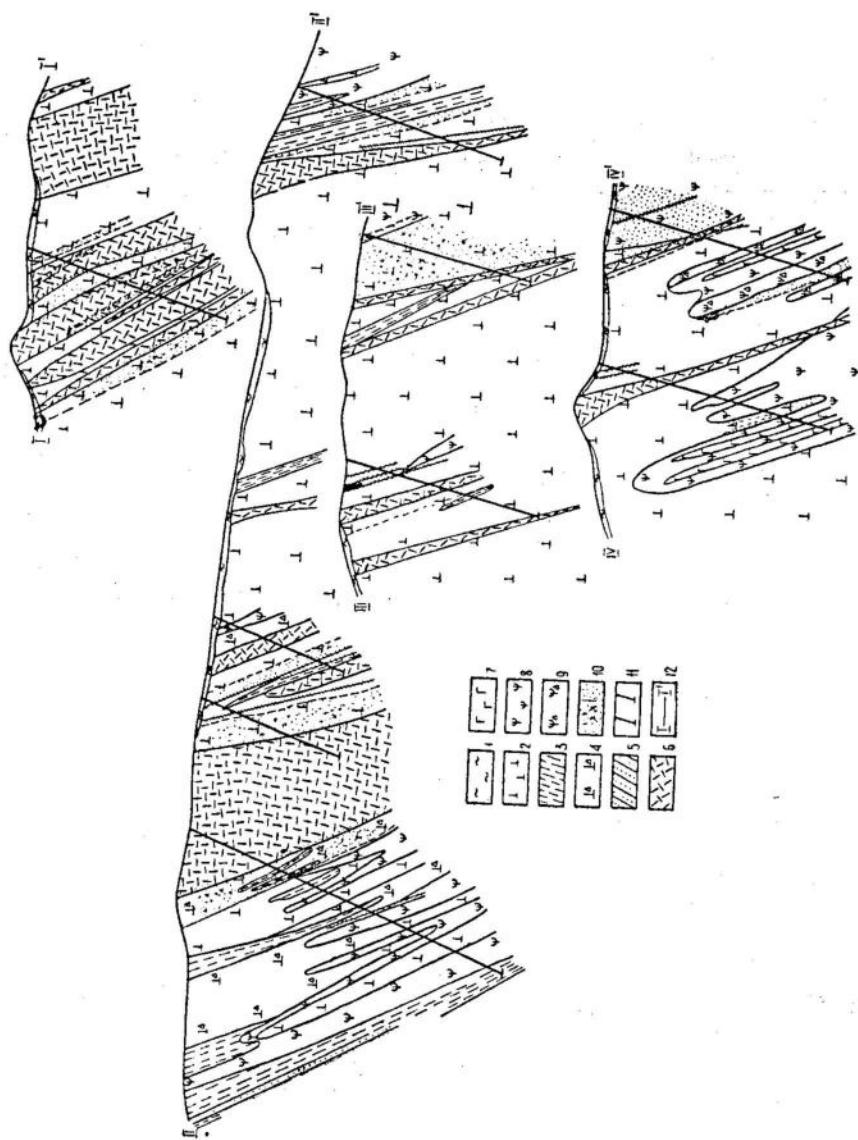


Рис. 10. Рудопроявление Алимбетовское. Схема геологического строения, план. По материалам О. Ф. Гордеева. 1 — кремнистые породы сургалинской свиты нижнего силура; 2 — спилиты, порфириты, их туфы и диабазы сургалинской свиты нижнего силура; 3 — песчаники ордовика; 4 — альбитофиры, кварцевые альбитофиры, иногда туфы среднего девона; 5 — габбро; 6 — серпентиниты; 7 — кварци-хлоритовые породы с линзами баритов, пиритизацией, кварциты; 8 — рассланцевание; 9 — зоны тектонического дробления; 10 — линии разведочных профилей.

Рис. 11. Рудопроявление Алимбетовское. Схематические геологические разрезы. По материалам О. Ф. Гордеева.
 1 — ракхлы отложений; 2 — силикаты порфириты, диабазы, их туфы сугралинской свиты нижнего силура; 3 — кремнистые породы; 4 — брекчики основных эфузивов сугралинской свиты; 5 — пещечники ордовика; 6 — альбитофирь, кварцевые альбитофирь; 7 — габбро; 8 — серпентиниты; 9 — брекчи серпентинитов; 10 — кварц-хлоритовые породы с линзами баритов, пиритизации, кварциты; 11 — скважины; 12 — линии разведочных профилей.



го колчедана в карбонатизированной туфобрекции. В лежачем боку минерализованной зоны отмечаются барит-кальцитовые прожилки.

Четвертая группа. Рудопроявления в основных эффиузивах, альбитофирах и серпентинитах. Соединяют в себе черты трех предыдущих групп. Представителем их является рудопроявление *Алимбетовское*, расположенное в северо-западной части Сакмарской зоны (рис. 10, 11). Территория его слагается в основном породами сугранинской свиты, подразделяемой на три подсвиты: нижнюю — диабазы, спилиты, кремнистые породы; среднюю — порфиры различного состава, диабазы, кремнистые породы, известняки с фауной силура и девона, туфы и туфобрекции основного состава; верхнюю — диабазы и кремнистые породы.

Кварцевые альбитофирсы и альбитофирсы (покровные) сохранились лишь в пониженных участках кровли и фиксируются осьми асимметричных синклинальных складок. Дайки кварцевых альбитофиров и альбитофирсов, развитые в центральной части рудопроявления, трассируют мощную трещинную зону северо-восточного простирания, имеющую волнобразную изогнутую форму и падающую на восток под углом 60—85°. Протяженность отдельных даек достигает 1200 м, мощность до 100—150 м. Апопериодитовые серпентиниты, дайки габбро и пироксенитов во времени предшествуют внедрению дайковой фации альбитофиров.

Рудопроявление приурочено к северо-восточному изогнутому крылу Алимбетовской антиклинальной складки, в ядре которой обнажаются песчаники и глинистые сланцы кидрясовской свиты, а северо-западное крыло образовано отложениями нижнего силура и среднего девона. Форма изгиба согласуется в основном с морфологией трещинной зоны, залеченной дайками. Основная масса сульфидной минерализации и гидротермальные изменения приурочены главным образом к переходу близмеридионального простирания дайковой зоны в юго-западное, где отмечается максимальная раздробленность пород. Здесь она локализуется большей частью в контактах отдельных даек с эффиузирами.

Гидротермальные изменения альбитофиров выражаются в окварцевании, серицитизации, карбонатизации, обусловливающих осветление пород, а также в хлоритизации. Ширина зон изменения 0,3—0,4 м. В порфиритах развиты хлоритизация, реже окварцевание, карбонатизация и гематитизация. Хлорит развивается по пироксенам, плагиоклазам, в миндалинах. Окварцевание и карбонатизация фиксируются в виде прожилков, реже рассеяны в породах пятнами.

Вдоль контактов даек альбитофиров часто наблюдаются зоны брекчирования различной интенсивности, в которых локализуется вкрапленность пирита и халькопирита. Сами дайки иногда содержат включения сульфидов. Наиболее мощные (6—8 м) зоны вкрапленного оруденения локализуются в интенсивно хлоритизированных брекчиях порфириотов. Пирит и халькопирит образуют мелкие участки прожилково-вкрапленной минерализации средней интенсивности. Эффузивы основного состава превращены в кварц-хлоритовые породы, имеющие постепенные переходы с неизмененными породами. В северной, центральной и южной частях минерализованной зоны расположены три линзы барита со средней мощностью 1—2 м и общей протяженностью 40—60 м; падение на северо-восток под углом 50—70°.

Гидротермальные изменения в приконтактовой области основных эффиузиев и серпентинитов образуют прерывистую зону протяженностью 1000—1500 м и мощностью 40—50 м в северо-восточной части

рудопроявления. Диабазы и порфиры хлоритизированы, а серпентиниты оталькованы, карбонатизированы и хлоритизированы. Иногда отмечаются гематит-тальково-хлоритовые породы. Пирит и халькопирит развиваются в них в виде гнезд, коротких прожилков и мелкой вкрапленности.

Медно-магнетитовые рудопроявления

Медно-магнетитовое оруденение представляет собой линзы магнетитов в зонах дробления серпентинитов (или в контактах их с вмещающими породами), прорывающих эфузивы сургалинской свиты нижнего силура. На магнетитовое оруденение и вмещающие серпентиниты наложена сульфидная минерализация: пирит, халькопирит, иногда присутствуют минералы кобальта. Длина отдельных линз достигает 20 м при мощности 1 м. Оруденелые зоны прослеживаются по простиранию на 90 м при ширине 7 м. Околорудные изменения выражались в отальковании, карбонатизации и хлоритизации. Представителями медно-магнетитового оруденения являются рудопроявления Магнитное, Сартугайское и некоторые другие.

Рудопроявление *Магнитное* находится в северной части Сакмарской зоны (рис. 12). Участок сложен серпентинитами, габбро, пироксенитами, диабазами, спилитами и их туфобрекчиями сургалинской свиты нижнего силура, отмечены кремнистые породы. Эфузивы и серпентиниты пересекаются дайками альбитофиров среднего девона, которые располагаются в западной части рудопроявления, в блокексенолите основных эфузивов среди серпентинитов. Здесь дайки слагают тела, изогнутые на восток и фиксируют трещинные структуры, параллельные контактовым поверхностям серпентинитов. И дайки, и контакты имеют северо-восточное падение под углом 55—70°. Аналогично изогнутые трещинные структуры развиты и в серпентинитах, расположенных к востоку от ксенолита эфузивов. Они хорошо фиксируются изменениями в серпентинитах, тальково-хлоритовыми породами, содержащими редкую вкрапленность магнетита, пирита и халькопирита. По простиранию такие структуры осложнены изгибами более высоких порядков. Основная рудная минерализация, представленная линзами магнетитов с вкрапленностью пирита и халькопирита, а также пленками вторичных медных и кобальтовых минералов, приурочена к центральной части изогнутых на восток трещинных зон в серпентинитах. Мощность магнетитовых линз до 1 м, длина по простиранию 4—5 м. Линзы образуют восточную и западную группы тел. В серпентинитах отмечаются небольшие тела тальковых пород. Вокруг оруденелых серпентинитовых брекчий развит большой ореол супергенно-измененных серпентинитов, выраженный освещением и лимонитизацией.

Основные особенности медного оруденения Сакмарской зоны

Медное оруденение сосредоточено в двух пространственно-разобщенных участках — Коктугай-Сартугайском на севере и Косистек-Карбутакском на юге. По мнению Б. М. Руденко, в структурном отношении им отвечают антиклинальные складки с выходами кембрийских пород, разделенные синклиналью. Вмещающими медное оруденение породами Сакмарской зоны являются основные эфузивы ордовика, основные эфузивы и кремнистые породы нижнего и верхнего силура, серпентиниты, габроиды, гранитоиды и альбитофи-

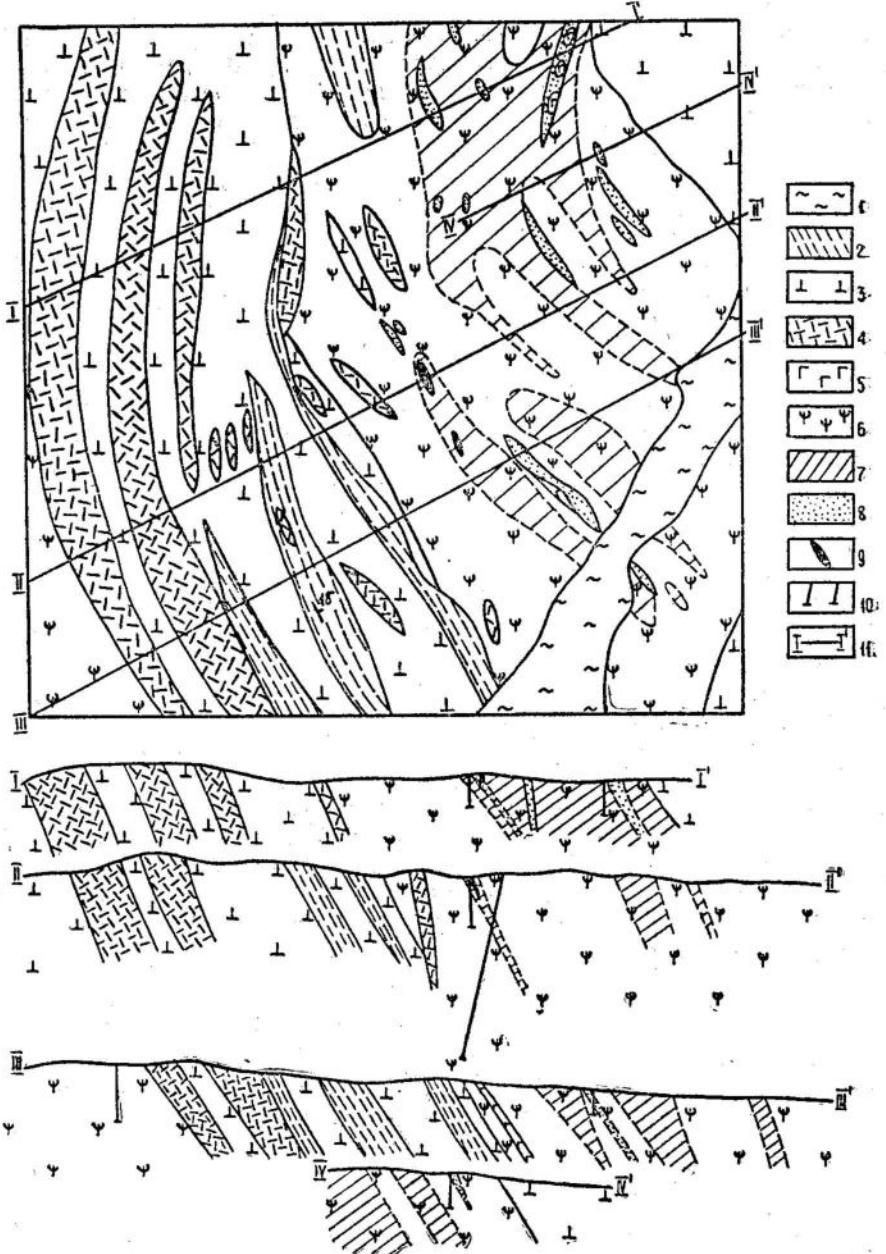


Рис. 12. Рудопроявление Магнитное. Схема геологического строения, план и разрезы. По материалам В. Ф. Коробкова. 1 — рыхлые отложения; 2 — кремнистые породы нижнего силура; 3 — спилиты, диабазы нижнего силура; 4 — альбитофиры, кварцевые альбитофиры; 5 — габбро; 6 — серпентиниты; 7 — измененные серпентиниты; 8 — талько-хлоритовые породы; 9 — медно-магнетитовое оруденение; 10 — скважины; 11 — линии разведочных профилей.

ры среднего палеозоя. Рудная минерализация накладывается на все магматические породы района, является во всех случаях более поздней относительно их и часто локализуется в контактах различных по составу и типу пород. В пределах участков всех рудопроявлений (за исключением рудопроявления Вулкан) развиты интрузивные по-

роды: всегда присутствуют и преобладают серпентиниты, в небольших количествах — габбро, изредка — гранитоиды и часто — альбитофиры. В некоторых случаях рудопроявления приурочены к крупным ксенолитам эфузивно-осадочной толщи, включенным в серпентинитах (Геологическое, Подгорное), или «подстилаются» серпентинитами на глубине (Юбилейное).

На рудопроявлениях Оппак, Алимбетовское, Карабутакское, Магнитное, Чаша, Бимрат альбитофиры присутствуют в большом количестве, образуя серии даек разной мощности, а также, по некоторым данным, покровы и туфы, ориентированные в субмеридиональном, реже северо-западном, северо-восточном и широтном направлениях.

Структурная позиция рудопроявлений разнообразна. В одних случаях рудопроявления расположены в крыльях антиклинальных или брахиантклинальных складок, в других — в толщах моноклинально залегающих пород, имеющих близмеридиональное простирание и угол падения 50—70°, до 85—90°, изредка — в крыльях брахи-синклинальных складок.

Рудолокализующими являются линейные трещинные зоны, осложненные поперечными изгибами различных порядков. Рудная минерализация концентрируется главным образом в изгибах, обращенных в сторону падения рудолокализующих структур (Геологическое, Юбилейное, Южнококтуйское, Алимбетовское и др.).

Характер оруденения всюду вкрапленный и прожилково-вкрапленный, неконтрастный, за исключением редких мелких жил (до 5—40 см) сплошного колчедана (рудопроявления Оппак, Поисковое, Косистекское) и магнетитовых линз на рудопроявлениях Сартугайское, Магнитное, Геологическое.

Морфология оруденелых зон определяется характером вмещающих тектонических структур. Иногда в сплошных колчеданах наблюдаются обломочные реликтовые текстуры, указывающие на замещение колчеданом тектонических обломков основных эфузивов (Косистекское). Обычно зоны с сульфидной минерализацией картируются как плосколинзовидные или жилообразные тела протяженностью до 1000—1500 м и шириной до 200 м (в основном в пределах 20—60 м); угол падения варьирует от 50 до 90°. Прослеживаются до глубины 200—300 м, иногда выклиниваются выше или уходят глубже. Зональность оруденения отсутствует. Состав рудной минерализации: пирит, пирротин, халькопирит, мельниковит, сфалерит, галенит, магнетит. Содержание меди очень непостоянно и неравномерно, варьирует от 0,00n до 0,0n %, редко — нескольких процентов. Содержания примесей: цинк — от 0,0n до 0,1n %, кобальт — до 0,1 %, никель — до 0,3 %, свинец — до 0,005 % хром — до 0,003 %, ванадий — до 0,01 %, молибден — тысячные доли процента. В единичных случаях отмечается барий до 0,05 % (Ивановское), на Южнококтуйском и к северу от рудопроявления Поискового — жилы и линзы барита, на Косистекском — карбонатно-баритовые прожилки в осветленных, окварцованных породах или вместе с кварцем и карбонатом в колчедане.

Околоврудные изменения в средних и основных эфузивах выражаются хлоритизацией, окварцеванием, редко серицитизацией в зонах брекчирования, дробления, трещиноватости и содержат бедную или умеренную вкрапленно-прожилковую минерализацию сульфидов. Максимальные количества последних отмечаются в биминеральных кварц-хлоритовых метасоматитах, обычно имеющих небольшие размеры и изредка содержащих до 50 % пирита (от объема пород).

Гидротермальные изменения и отложение сульфидов происходили после внедрения интрузивных и дайковых пород, так как серпен-

тиниты, габбро, граниты, диориты, альбитофиры катаклизированы, дроблены, рассланцованны и содержат прожилки кварца, хлоритов и сульфидов (Южнококтуйское и др.).

В альбитофирах и кварцевых альбитофирах изменения, сопровождающие колчеданную минерализацию, выражаются окварцеванием, серicitизацией, реже хлоритизацией, в серпентинитах — хлоритизацией, оталькованием, карбонатизацией. Отмечаются пересечения магнетитовых руд с сульфидами прожилками талька и хризотил-асбеста (Геологическое), а также сеть карбонатных прожилков в колчеданных жилах (Оппак).

МЕДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ

Зеленокаменная зона Мугоджар является южным продолжением Тагило-Магнитогорского грабен-мегасинклиория и протягивается на расстояние более 350 км в меридиональном направлении. Северная ее граница проходит в 20—35 км южнее широты Гайского медноколчеданного месторождения на Южном Урале, с запада, по системе Западно-Мугоджарских разломов, она граничит с Орь-Илекским поднятием и Сакмарской структурно-формационной зоной, с востока отделяется от Восточно-Мугоджарского антиклиория Борлинскими глубинными разломами. Ширина Зеленокаменной зоны непостоянна и достигает 40—60 км. Южнее ст. Берчогур она погружается под мезозойские и кайнозойские образования, в северной половине в значительной степени перекрыта рыхлыми отложениями (рис. 13).

Зеленокаменная зона сложена осадочно-вулканогенными толщами среднего палеозоя, изучением и стратиграфическим расчленением которых занимались сотрудники ИГН АН КазССР А. А. Абдулин, В. Г. Кориневский, В. К. Заравняева, М. К. Апоплонов и др. (1962—1971 гг.). С учетом данных Г. И. Водорезова ими предложена следующая схема строения среднепалеозойских отложений.

В основании разреза среднего палеозоя на размытой поверхности докембрия и нерасчлененного нижнего палеозоя залегает актогайская свита нижнего силура.

Актогайская свита (*Sak*) состоит из основных эффузивов, представленных базальтами, диабазами, вариолитами, гиалокластитами интенсивно амфиболитизированными. Лавы резко преобладают, пирокластики очень мало, туфогенно-осадочные породы отсутствуют. Развита в ядрах антиклинальных структур, вдоль Западно-Мугоджарских и Борлинских пограничных разломов. Мощность свиты 1450 м.

Мугоджарская свита (*Smq*) залегает на актогайской с угловым и азимутальным несогласием. Свита сложена однообразными подушечными и покровными базальтовыми и андезито-базальтовыми лавами с ничтожным количеством пирокластики и туфогенно-осадочного материала. Представлена базальтовыми, андезито-базальтовыми афиритами, порфиритами, спилитами, вариолитами, гиалокластитами, диабазами с маломощными горизонтами и линзами кремнистых пород. Распространена повсеместно. Мощность свиты 850 м.

Куркудукская свита (*Skr*) лежит на мугоджарской согласно. Слагается однообразными базальтовыми лавами с многочисленными прослоями красных кремнистых (яшмоидных) и туфогенно-осадочных пород. Лавы резко преобладают, пирокластики очень мало. Представители — базальтовые, андезито-базальтовые и андезитовые афириты, порфириты, диабазы, спилиты, вариолиты. Часто подушечное сло-

жение. Породы свиты развиты во внешних обрамлениях девон-карбоновых мульд и синклинальных структурах силура. Мощность ее 175—450 м.

Миляшинская свита (D_1ml) с угловым несогласием перекрывает отложения куркудукской. Образована разнообразными по составу лавами и пирокластами с прослойми туфогенно-осадочных пород. Лавы незначительно преобладают над пирокластами. Сложение лав, представленных андезито-базальтовыми, базальтовыми, андезитовыми, андезито-дацитовыми и дацитовыми порфиритами, спилитами, часто мелкоподушечное. Свита развита в обрамлениях девон-карбоновых мульд, вдоль зон крупных нарушений. Мощность 1500 м.

Толщи силурийских и нижнедевонских лав немые, не считая единичных находок граптолитов и трилобитов силура в северных районах Мугоджар, а также радиолярий нижне-среднедевонского облика в яшмоидах и туффитах миляшинской свиты. Границы между свитами рисуются в значительной степени условно и нередко могут быть сдвинуты вверх или вниз по разрезу.

Бугулыгырская свита (D_2e^2) несогласно залегает на отложениях силура и нижнего девона. Большую часть свиты слагают туфогенно-осадочные породы, включающие редкие покровы лав базальтового состава и единичные — липаритового. Пирокластика отсутствует. Распространена в обрамлениях девон-карбоновых мульд. Мощность 165—200 м.

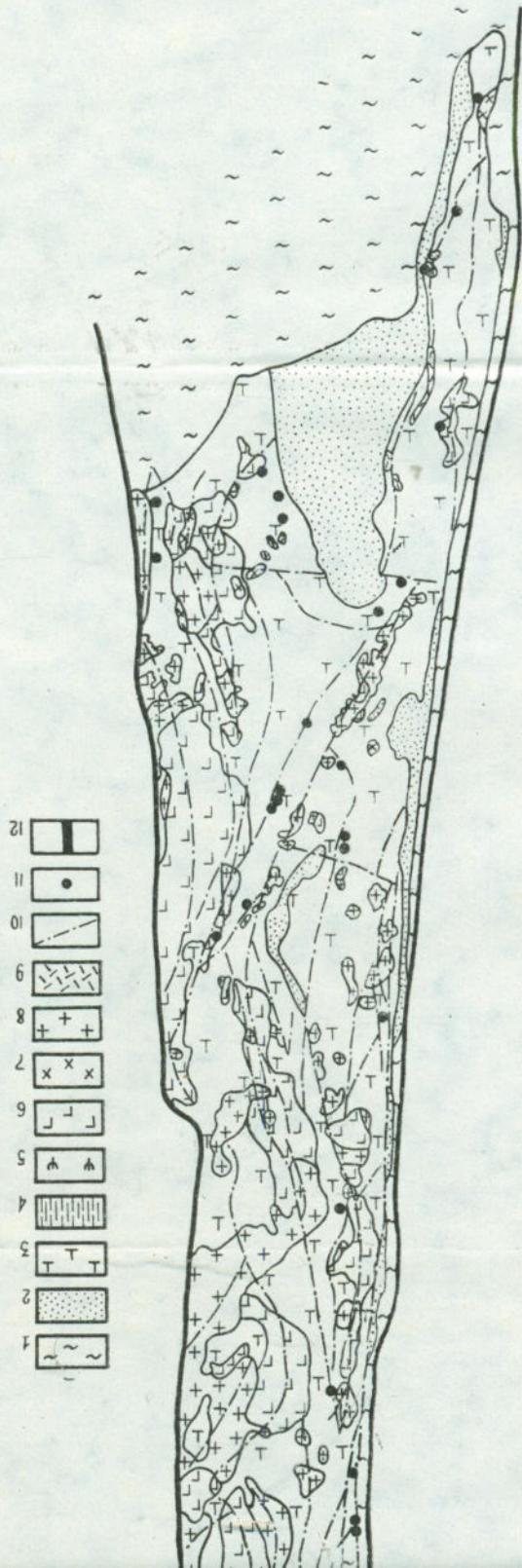
Выше по разрезу среднего палеозоя с несогласием залегает толща вулканогенно-терригенных отложений с отдельными прослойми туфов, туфогенных пород, относимых к живету. Лавы резко преобладают, характерно появление лахаровых фаций. Развиты в обрамлении Берчогурской девон-карбоновой мульды.

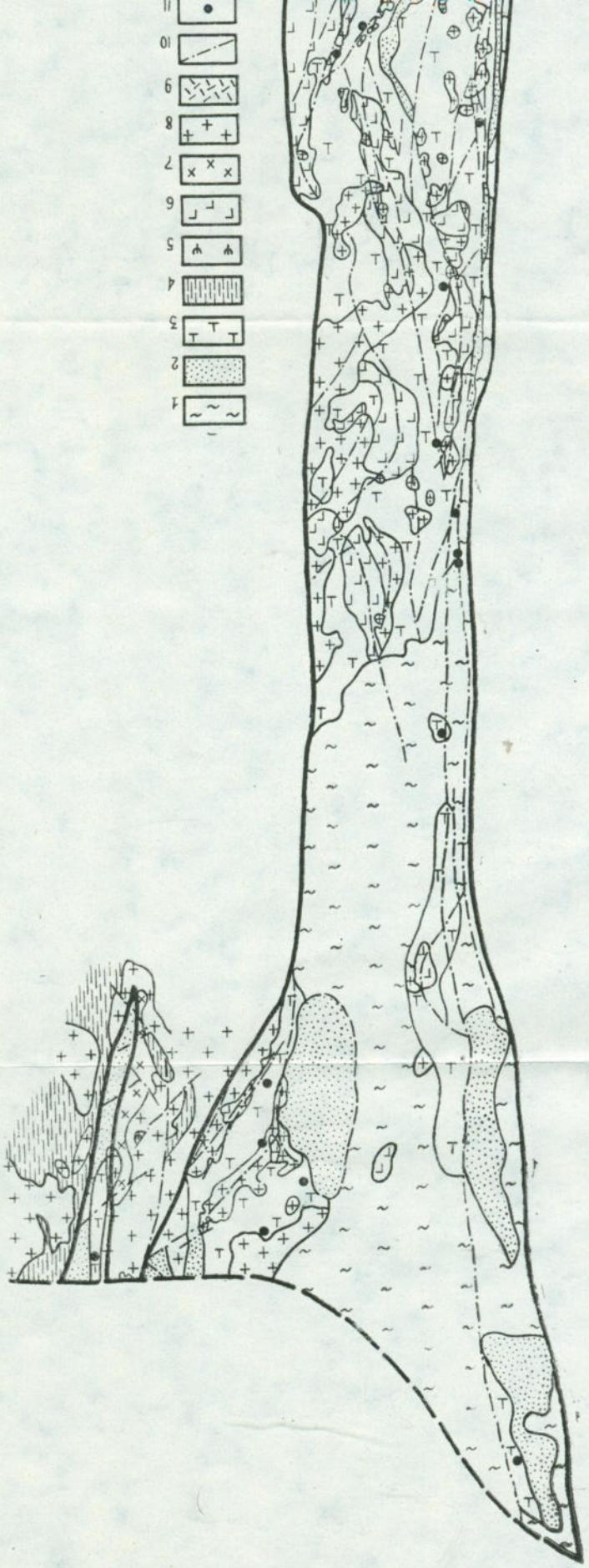
С резким несогласием на отложениях силура, нижнего и среднего девона лежит осадочная толща франа, включающая единичные маломощные прослои андезитовых лав (на севере района) и распространенная только в девон-карбоновых мульдах. Мощность толщи 100—450 м. Перекрывается она осадочными породами фамена мощностью 500—750 м и выше — отложениями турне мощностью 940 м, устанавливаемыми также только в пределах девон-карбоновых мульд. Все отложения среднего, верхнего девона и карбона палеонтологически датированы.

Эффузивные и осадочно-эффузивные толщи силура и нижнего девона прорываются многочисленными интрузиями габбро-плагиогранитной формации $D_1—D_2$, комплексом самостоятельных малых интрузий D_2 , интрузиями гранитной формации C_1t , а также многочисленными дайками — отщеплениями интрузий и субвулканическими образованиями силуро-эйфельского возраста. Интрузивные породы занимают значительную часть территории Зеленокаменной зоны, составляя 28% от ее площади, не закрытой рыхлыми отложениями.

Наиболее крупные массивы габбро-плагиогранитной формации размещены в восточной половине зоны. Сложены они габброидами, диоритами, кварцевыми диоритами и плагиогранитами, сопровождаются разнообразной по составу фацией дайковых пород и включают мелкие дайкоподобные тела гипербазитов, горнблендитов, серпентинитов (только внутри габброидов). Интрузии габбро-плагиогранитной формации связаны с зонами глубинных пограничных и внутренних разломов. Массивы этой формации пересекаются субвулканической фацией кварцевых порфириотов миляшинской свиты (кобленц-эйфель) и кварцевых альбитофиров верхнего эйфеля, перекрываются отложениями живета, содержащими гальку всех вышеперечислен-

Mapkrypyeme rezygnirivani perejomanin.
 tipahnuu Bejehoramehno ctpyrypho-pogmamnnoz sohru,
 teretoneqekne hadymenin: 11 — dyjauoparavann meju; 12 —
 ro Aebora; 9 — cypbyrmashni cpeahero Aebora (sifera); 10 —
 nebbi nognihi cpeahero Aebora; 8 — nazaropashni cpeahero
 hni: 6 — rebbponutu inkhero Aebora; 7 — nognihi n krap-
 ha; 4 — kpnctazunqecne chahni jognegdin; 5 — cpeahero
 cpeahero-ochohoro o chohoro: 3 — byjrahalvne nognihi ochohoro,
 Aebora n krapgona: 2 — ocajohne otjokennin
 u qd. 1 — paxtive otjokennin: T, C, Tpoulna
 puajoe A. A. A66yuuu, B. T. Ropuhereko, C. Ucnorabsoedahuen mate-
 hon ctpyrypho-pogmamnnoz sohe. C. Ucnorabsoedahuen mate-
 hon P. 18. Parameuehne pyajonporehnuu meju B. Bejehorameh-





ных интрузивных пород (в Берчогурской и Кундуздинской синклиналях).

Комплекс самостоятельных малых интрузий D_2 (Тельгузиев, 1969) объединяет породы плагиогранит-диабазового и кварц-диоритового рядов, образующих дайковые поля протяженностью во много километров, трубчатые и штокообразные тела, редко эксплозивные брекчевые дайки. Они также тяготеют к внутренним или пограничным разломам. Прорывают все свиты силура, мильяшинскую свиту и массивы габбро-плагиогранитной формации D_1-D_2 . Перекрываются отложениями живета $D_{2g}v$.

Гранитная формация C_1t развита преимущественно в северной половине Западных Мугоджар и приурочивается к зоне сочленения Западно-Мугоджарского синклиниория и Мугоджарского антиклиниория. Для нее особенно характерны крупные интрузии батолитового типа. Петрографические разновидности представлены аляскитовыми и двуслюдянymi до щелочных (эгириновых) гранитами, сиенито-диоритами, сиенитами. Сопровождаются аналогичной по составу дайковой фацией. Породы гранитной формации C_1t прорывают отложения C_1t (Берчогурская синклиналь) и трансгрессивно перекрываются отложениями C_1t-v .

Субвуликаническая фация основных излияний силура образована дайками и силлами диабазов (изредка вариолитов) в монотонных вулканогенных толщах иногда в больших количествах. Субвуликанические образования нижнего девона, по данным В. Г. Кориневского (1969), представлены тремя группами пород: 1) кислого и умеренно кислого состава (липарито-дацитами, дацитами, андезито-дацитами), 2) среднего (андезитами) и 3) основного (андезито-базальтами и базальтами). Субвуликаниты нижнего девона развиты почти исключительно в пределах мильяшинской свиты в виде даек, силлов и штоков (жерловой фации). Субвуликаническая фация эйфеля (верхнеэйфельского подъяруса) представлена дайками, силлами, штоками, лакколитами кварцевых порфиров (кварцевых и базокварцевых альбитофиров), секущими эфузивы силура, нижнего девона, иногда отложения бугулыгырской свиты, а также породы габбро-плагиогранитной формации. Породы эйфеля перекрываются отложениями живета, франа и фамена. По данным В. Г. Кориневского, они связаны с вулканизмом центрального типа.

В структурном отношении Зеленокаменная зона представляет синклиниорную структуру, осложненную меридиональными складками более высоких порядков. Ограничена от смежных структур глубинными разломами и имеет внутреннее блоковое строение, обусловленное широким развитием разрывных структур разных масштабов и направлений.

К основным пликтативным структурам Западных Мугоджар относятся Мугоджарская антиклиналь, Берчогурская синклиналь, Жанганинская антиклиналь, Кундуздинская грабен-синклиналь, Даутауская антиклиналь, Катынадырская антиклиналь, Среднеорская грабен-синклиналь и другие. Протяженность этих структур несколько десятков километров, ширина до 10–20 км, ориентировка меридиональная, в единичных случаях северо-восточная. Характеризуются они в основном пологим залеганием крыльев ($5-20^\circ$, редко $70-80^\circ$).

В пределах Западных Мугоджар установлено несколько крупных долгоживущих разломных структур — Чуулдак-Мынжасарская северо-восточного простириания, Чуулдак-Сарлыбайская субширотная, Жицландинская, Катынадырская субмеридиональные и др. Множество разрывных структур более мелких масштабов и различной ориенти-

ровки фиксируются дайками, зонами брекчирования, рассланцевания, гидротермального изменения и оруденением.

Основные геологические особенности Западно-Мугоджарской зеленокаменной структурно-формационной зоны следующие.

Среднепалеозойские отложения сложены в основном вулканогенными породами, представленными почти исключительно эффузивной фацией. Пирокластики мало, приурочена в основном к нижнему—среднему девону. Осадочные образования составляют не более 20—25% всего разреза среднего палеозоя.

В составе вулканогенных толщ района базальтоидные эффузивы преобладают над андезитовыми. Липаритовые и липарито-дацитовые лавы известны в ничтожном количестве лишь в D₁ и D₂, образуют в основном субвулканическую фацию пород.

Для всего разреза среднего палеозоя и для всех вулканогенных фаций характерен только натровый тип магм.

Эффузивные породы почти повсеместно в силуре и частично в нижнем девоне характеризуются подушечным сложением, миндалекаменными и массивными текстурами. Для эффузивов силура особенно типичны афировые и для эффузивов девона — порфировые структуры с диабазовыми, долеритовыми, интерсертальными, андезитовыми, пилотакситовыми, фельзитовыми, микропойкилитовыми основными массами. Эффузивные породы S—D₁ интенсивно изменены процессами зеленокаменного метаморфизма — хлоритизацией, эпидотизацией, пумпеллиитизацией, актинолитизацией и пренитизацией.

Субвулканическая фация пород представлена дайками, силлами, штоками, лакколитами основного (диабазового, базальтового) состава, среднего и кислого, умеренно кислого (кварцевые и базокварцевые альбитофиры, альбитофиры) силурийского, нижнедевонского и эйфельского возраста. Эпоха вулканизма в Западных Мугоджахах не заканчивается формированием субвулканической фации эйфельского возраста, а продолжается и в живете, окончательно затухая только во фране. В фамене и карбоне известны только осадочные отложения.

Инtrузивный магматизм, датируемый D₁—D₂ и C_{1t}, проявлен весьма значительно. Характерно широкое распространение пород габбро-плагиогранитного комплекса, комагматического эффузивных образований S—D₁, доминирование их над породами гранитной формации C_{1t}, почти полное отсутствие в пределах зоны ультраосновных пород. Морфология инtrузивных тел простая, часть инtrузий может быть отнесена к трещинному типу. Карбоновые гранитоиды близки к батолитам.

Последовательность формирования инtrузивных пород обычная: габброиды → диориты, кварцевые диориты → плагиограниты. Очень характерно чрезвычайно широкое распространение гибридизированных и контаминированных пород эндоконтактовой фации инtrузий.

Габброиды и гранитоиды D₁—D₂ секутся субвулканическими инtrузиями нижнего девона и эйфеля — альбитофирами и кварцевыми альбитофирами и перекрываются отложениями живета.

Строение Зеленокаменной зоны характеризуется не очень большой сложностью. Внутренняя складчатость не отличается чрезмерной напряженностью, преобладает пологое и близгоризонтальное залегание пород. Разрывные структуры имеют в большинстве простой линейный характер, обычно, за некоторым исключением, не сопровождаются гофрировкой пород в боках. Брахискладчатость почти или совсем не проявлена. Динамометаморфизм локализован в границах текtonически-деформированных зон и не имеет площадного развития.

В пределах Зеленокаменной зоны Мугоджар известно более 140 медных месторождений и рудопроявлений. По составу основных рудных компонентов выделяется медноколчеданное, медноколчеданно-магнетитовое и медно-золото-мolibденитовое оруденение.

Медноколчеданное оруденение

Медноколчеданное оруденение является основным типом медного оруденения Зеленокаменной зоны. К нему относятся многочисленные различные по масштабам и геологическим особенностям месторождения и рудопроявления, представителями которых являются «50 лет Октября», Приорское, Весенне-Аралчинское, Авангард, Кызылкибачи, Жиланда, Аккырлык, Кудуксай, Насырлымола, Геофизическое, Анастасьевское, Аулие, Женишке, Студенческое, Куркудук, Кундузды, Пшенсай. Описание их (в порядке значимости) следует ниже.

«50 лет Октября»

Месторождение «50 лет Октября» находится в Северных Мугоджахах, у восточной границы Зеленокаменной зоны. Рудные тела локализованы в kontaktово-метаморфизованных эфузивах экзоконтакта крупной Ацильсайской интрузии гранитоидов меридионального и северо-восточного простирания (рис. 14, 15). В эфузивах выделяются три пачки. Нижняя — диабазы, спилиты, порфиры в западной части месторождения, средняя — дацитовые порфиры, их лавобрекции и туфы с прослоями эфузивов основного состава, яшмоидов и алевролитов в восточной части, за апофизой гранитоидов, и верхняя — андезито-базальтовые порфиры и их литокластические туфы также в восточной части. Возраст эфузивов спорен. В. Г. Кориневский и А. А. Абдулин, а также М. Б. Бородаевская, М. И. Вахрушев и др. основные эфузивы нижней пачки, непосредственно вмещающей оруденение, относят к мугоджарской свите силура, а верхней — к мильяшинской свите нижнего девона. Дацитовые порфиры и их лавобрекции средней пачки М. Б. Бородаевская и М. И. Вахрушев считают субвуликаническим телом, прорывающим эфузивы силура и перекрытым породами девона. Однако интрузивных контактов дацитовых порфиров с эфузивами силура не установлено, а наличие среди них осадочного материала больше свидетельствует в пользу их эфузивного характера, что позволяет нам относить их к мильяшинской свите. По-видимому, они представляют собой основание этой свиты, залегающей на подушечных лавах силура с резким угловым несогласием. М. Б. Бородаевская, М. И. Вахрушев и др. предполагают, что крупнообломочные разности туфов верхней пачки, относимые к мильяшинской свите и распространенные к востоку от месторождения (за интрузией), фиксируют вулканический аппарат центрального типа. Е. М. Медетов все эфузивные образования месторождения считает среднедевонскими (карамалыташской свитой).

В данной работе принят силурийский возраст эфузивов, непосредственно вмещающих рудные залежи месторождения.

Интрузивные породы развиты в северной части участка, к западу и востоку от него и прорывают породы всех трех пачек. Представлены кварцевыми диоритами, плагиогранитами, очень редко гранитами и включают ксенолиты габброидов. Возрастное положение интрузии является спорным. В. Г. Кориневский и А. А. Абдулин (1969), вслед за А. А. Петренко (1953) определяют его как донижнекарбоно-

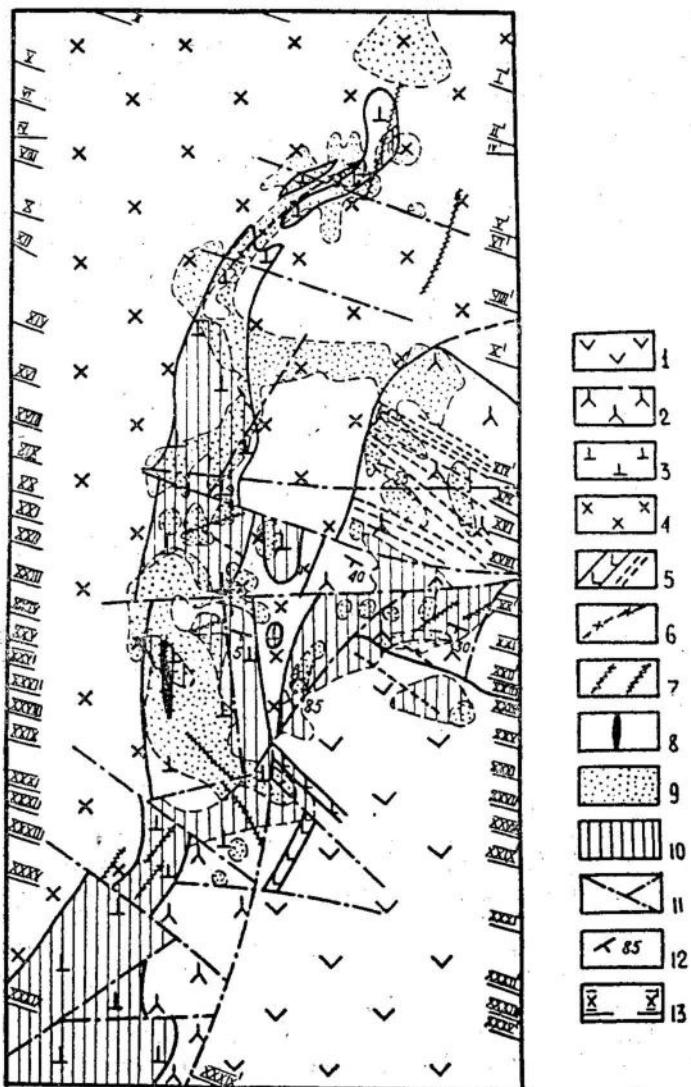
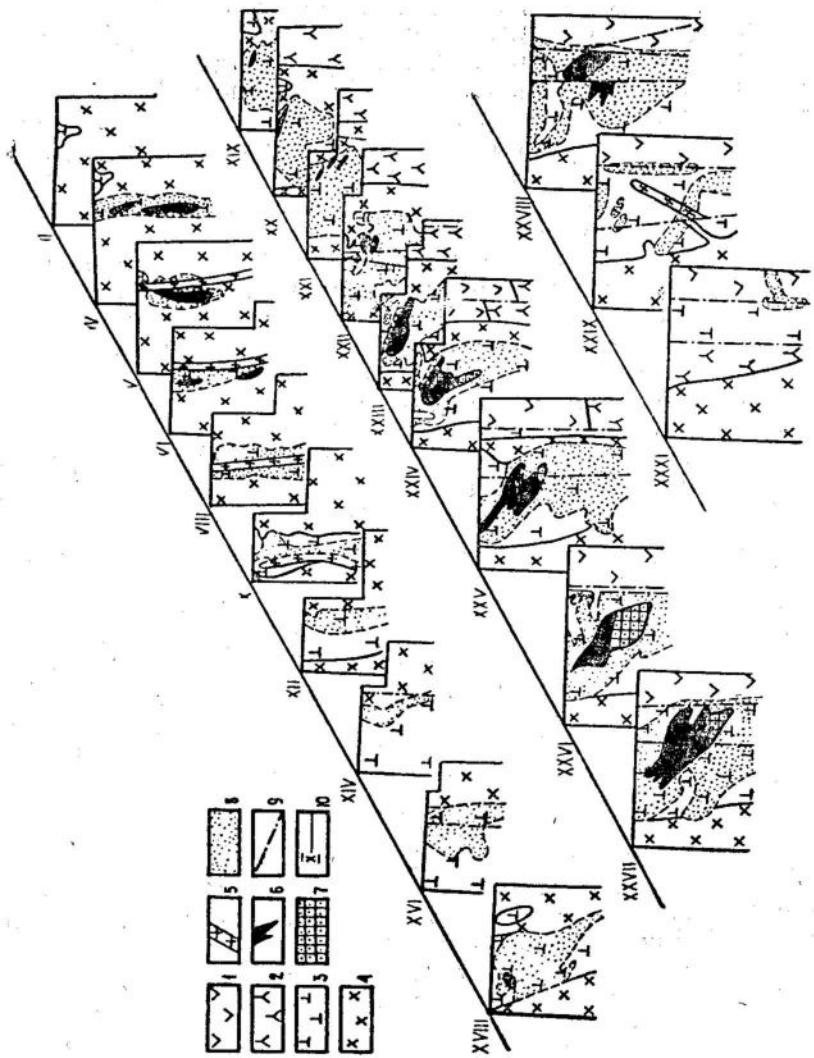


Рис. 14. Месторождение «50 лет Октября». Схема геологического строения, план, рыхлые отложения сняты. Составил Н. М. Жуков с использованием материалов Е. М. Медетова. 1 — андезито-базальтовые афирыты и порфирииты с прослоями туфов того же состава предположительно мильяшинской свиты нижнего девона; 2 — дациевые порфирииты, их лавобрекчики и туфы с прослоями афирытов базальтового состава предположительно мильяшинской свиты нижнего девона; 3 — базальтовые афирыты и порфирииты предположительно мугоджарской свиты силура; 4 — кварцевые диориты, плагиограниты среднего—верхнего девона; 5 — дайки диабазов, диабазовых порфириитов; 6 — дайки гранит-порфиров; 7 — дайки альбитофириров, кварцевых альбитофириров; 8 — выход на поверхность (под рыхлыми отложениями) залежи массивных колчеданных руд; 9 — проявления различных минералогических фаций околоврудных изменений; 10 — проявления актинолит-роговиковой фации контактового метаморфизма; 11 — тектонические нарушения; 12 — элементы залегания пород; 13 — линии разведочных профилей.

вый на основании наложения на интрузию турнейских конгломератов и находок в них галек плагиогранитов. Н. М. Жуковым в 1970 г. установлено, что породы турне ложатся на Ачилисайскую интрузию с корой выветривания в основании. А. Ф. Фоминых, М. И. Вахрушев

Рис. 15. Месторождение «50 лет Октября». Схема геологического строения, разрезы. Составил Н. М. Жуков.

1 — андезито-базальтовые афирыты и порфириты с прослоями туфов того же состава предположительно милюшинской свиты нижнего девона; 2 — данические порфириты, их лавобрекчи и туфы предположительно милюшинской свиты нижнего девона; 3 — базальтовые афирыты и порфириты предположительно муходжарской свиты силура; 4 — кварцевые диориты, плагиограниты среднего—верхнего девона; 5 — дайка гранит-пирофиров; 6 — массивные медноколчеданные руды; 7 — прожилково-вкрашенные различные фации околоврудного изменения; 8 — проявления различных фаций нарушения; 10 — линии разведочных профилей.



верхней возрастной границей интрузивного комплекса считают средний — верхний девон, так как нижний карбон перекрывает интрузивные породы. Е. М. Медетов (1968) приписывает гранитоидам верхне-палеозойский, постлужурнейский возраст.

Нами принимается донижнекарбоновый возраст гранитоидов.

На территории месторождения устанавливается большое количество даек разного возраста и состава. Дайки основного и среднего состава являются преимущественно дограмитоидными, так как амфиболизированы в контакте с интрузией. Дайки альбитофоров, кварцевых порфиров и гранит-порфиров послегранитоидные, они секут интрузию. Может быть выделено по меньшей мере четыре возрастных группы даек: дайки основного и среднего состава, связанные с вулканитами, дайки кислого и основного состава, сопровождающие интрузию, самостоятельные дайки (и штоки?) кварцевых альбитофоров и самые поздние дайки гранит-порфиров. М. Б. Бородаевская, М. И. Вахрушев и др. считают выделяемые ими субвулканические тела и дайки липарито-дактилов доинтрузивными, завершающими силурийский вулканизм, или связанными с началом девонских излияний.

Основной дизъюнктивной структурой участка является близмеридиональное нарушение, проходящее в центральной части и залеченное апофизой гранитоидов, отходящей от тела интрузии параллельно контакту. Эффузивы средней пачки смешены по нарушению в горизонтальном направлении более чем на 1,5 км. Смещения рудных тел при этом не отмечается, что говорит о дорудном заложении этой структуры. Более молодой возраст имеют северо-восточные и близширотные тектонические нарушения, по которым смещаются как близмеридиональные разломы, так и рудные тела. Система этих разновозрастных и разноориентированных нарушений обуславливает блоковое строение территории месторождения.

Рудные тела и сопровождающие их измененные породы вытягиваются в близмеридиональном направлении вдоль полосы эффузивов нижней пачки, заключенной между интрузией и апофизой гранитоидов. Далее к северу они прослеживаются в интрузии и включенных в нее ксенолитах основных эффузивов.

На месторождении выделяются три рудных залежи: Северная, Центральная и наиболее крупная Южная. Они состоят из мощных неправильных линз сплошных колчеданных руд, окруженных более мелкими рудными телами. В участках выклинивания по падению и со стороны лежачего бока сплошные руды сменяются прожилково-вкрашенными. В висячем боку рудных тел оторочка прожилково-вкрашенных руд не превышает нескольких метров. В сплошных рудах часты незамещенные остатки измененных вмещающих пород. Падение Северной залежи крутое, а Центральной и Южной пологое восточное. Оруденение практически слепое.

Главными рудными минералами являются пирит, халькопирит, пирротин, второстепенными — магнетит, сфалерит, редкими — арсенопирит, галенит, борнит, молибденит, мельниковит, марказит, кобальтин и некоторые другие.

З. Н. Павловой установлены следующие основные парагенетические минеральные ассоциации и последовательность их образования.

I. Серноколчеданная стадия с одной (пиритовой) парагенетической ассоциацией. Главный минерал — пирит, редкие — халькопирит, пирротин, молибденит. Характерные элементы-примеси: Ag, Pb, Co, As (почти постоянно), Bi, Ni (редко).

II. Медноколчеданная стадия с двумя парагенетическими ассоциациями. Первая — халькопирит-пиритовая (полиминеральная). Глав-

ные и второстепенные минералы — халькопирит, кварц, хлорит, сидерит, пирит, сфалерит, гетит, редкие — арсенопирит, молибденит, пирротин. Вторая — халькопирит-пирротиновая. Главные и второстепенные минералы — пирротин, халькопирит, пирит, сфалерит, хлорит, магнетит, редкие — кварц, молибденит, гетит, арсенопирит. Элементы-примеси: Ag, Pb (почти постоянно во всех основных минералах), As, Co (часто в пирите и редко в других минералах), Ni (часто в пирротине), Bi, Sn, Cd (часто в халькопирите).

III. Цинково-колчеданная стадия с одной сфалеритовой парагенетической ассоциацией. Главные и второстепенные минералы — сфалерит, кварц, халькопирит, редкие — пирит, галенит, молибденит, магнетит. Элементы-примеси в сфалерите: Ag, Pb, Sn, Cd, Ga, Yn.

IV. Сульфидно-кварцевая стадия. Главные минералы — кварц, пирит, редкие — халькопирит, пирротин, кляйофан. Примеси As, Co, Ni в пирите, As, Sn, Cd, Pb, Ga в кляйофане.

V. Карбонатная стадия. Главные и второстепенные минералы — кальцит, сидерит, редкие — кварц, хлорит, гетит, цеолит.

В рудах преобладают крупно- и среднезернистые кристаллически-зернистые структуры. З. Н. Павлова отмечает звездчатые образования сфалерита в халькопирите. Текстуры массивные, брекчиевидные, полосчатые и др. Характерные линейные текстуры, обусловленные пространственно-параллельной ориентировкой содержащихся в сплошных рудах кристаллов антофиллита. Зональность руд отсутствует.

В 1970—1972 гг. З. Н. Павловой было выполнено специальное исследование свойств рудных минералов переменного состава (магнетита и пирротина), а также изучены особенности внутреннего строения пиритов разных стадий нескольких месторождений Мугоджар.

Ниже кратко изложены полученные ею результаты.

1. Магнетит колчеданных руд месторождения «50 лет Октября» (а также Приорского, Жангана, Шекарабулак и Балабахтыбай) состоит из двух фаз. Распределение их в кристаллах зональное, реже в тонких срастаниях — типа структур распада твердых растворов. Фазы отличаются по цветовому оттенку, твердости, отражательной способности, отношению к травителям и химическому составу. Одна из них буровато-серая, другая голубоватая. Буровато-серая имеет среднюю твердость $598 \text{ кг}/\text{мм}^2$, отражательную способность 20—21%, буреет, затем чернеет при травлении HCl. Голубоватая разновидность имеет среднюю твердость $442 \text{ кг}/\text{мм}^2$, отражательную способность 19—22%, при травлении HCl сначала не изменяется, затем быстро чернеет. Определение количественных содержаний валового железа в различных фазах магнетита на рентгеновском микроанализаторе УХА-3 показало, что содержание железа в голубоватой фазе на 1,8—3,8% выше, чем в буроватой, являющейся нормальным магнетитом. Это, а также данные рентгенометрии позволяют голубоватую фазу, обогащенную закисью железа, считать соединением ряда Fe_3O_4 — FeO , имеющим структуру магнетита.

2. Изучение химического состава и данные рентгенометрии пирротинов из месторождений «50 лет Октября», Приорского, Жангана, Шекарабулак и Мынжасар показывают принадлежность их к гексагональной модификации.* В ряде случаев в пирротинах месторождений «50 лет Октября» и на Мынжасаре устанавливаются две фазы: одна — розоватая, другая — зеленоватая. Фазы слегка отличаются меж-

* После сдачи рукописи в набор нами получены данные, свидетельствующие о преобладании на месторождении Приорском моноклинной модификации пирротина.

ду собой по твердости, отражательной способности, световой анизотропии, анизотропии твердости, воздушному травлению, хрупкости. Рентгенометрически обе фазы из руд месторождения «50 лет Октября» и рудопроявления Мынжасар совершенно тождественны.

Розоватая фаза, образующая ориентированные пластинки в зеленоватой, встречается незакономерно, в небольшом количестве и обнаруживает признаки повышенной сернистости. Это дает основание З. Н. Павловой предполагать, что розоватая фаза кристаллизуется не при распаде твердого раствора, а одновременно с зеленоватой в участках с повышенной концентрацией серы.

3. Изучение пиритов разных стадий в рудах месторождений «50 лет Октября», Авангард, Аралча и Приорского было предпринято в целях выяснения генетических признаков пиритов путем установления особенностей их внутренней структуры. Внутреннее строение выявлялось химическим и электролитическим травлением большого количества полированых шлифов.

Пирит всех названных месторождений характеризуется одинаковой реакцией на травление — постоянной, но неравномерной степенью проправляемости совершенно равноценных по морфологии и размеру зерен. Одни из них проправливаются одинаково по всей площади, другие в этих же агрегатах почти не проправливаются, в третьих при травлении выявляется внутреннее зональное строение. Различная степень проправляемости зерен пирита в почти мономинеральных его агрегатах обусловлена различной ориентировкой зерен.

Характер зональности неодинаков в разных зернах. З. Н. Павлова условно выделяет зональность I и II вида. Зональность I вида создается наличием очень тонких рельефных линий, образующих замкнутые полигональные фигуры на всей поверхности среза зерна. Зональность II вида характеризуется наличием резко выраженных зон в центре зерен при почти полном отсутствии ее в краях.

Аналогичная зональность обоих видов характерна для пирита колчеданных месторождений Среднего Урала (Иванов, 1950; Яроши, 1953), Алтая (Шадлун, 1950) и пирита неколчеданных (Францкая, 1956).

Зональность I вида все исследователи считают первичной. Зональность II вида многие связывают с перекристаллизацией при метаморфизме. З. Н. Павлова на основании особенностей строения зональности и положения ее в зернах, соотношения с выделениями халькопирита и сфалерита и других данных сделала вывод о первичной природе незональных кайм в пиритах колчеданных месторождений Северных Мугоджар. Она считает неприемлемой точку зрения о перекристаллизации краевых частей зерен пирита при тепловом воздействии интрузивных масс и в доказательство приводит экспериментальные работы С. Н. Иванова (1950). Образование незональных кайм вокруг зонального центра З. Н. Павлова связывает с особенностями роста кристаллов пирита из растворов со снижающейся концентрацией в процессе их эволюции. Наличие резко затравливающихся зон неупорядоченного внутреннего строения между незональными центром и краем говорит о неоднократном изменении концентрации растворов.

З. Н. Павлова рассмотрела вопрос о месте пирротина и магнетита в рудном процессе. На основании особенностей пространственного развития пирротина в рудных телах, его минеральных ассоциациях и возрастных соотношениях она приходит к выводу, что появление пирротина в рудах северомугоджарских месторождений нельзя связывать с метаморфизмом пиритовых агрегатов. Образование его объясняется высокой концентрацией железа в растворах при сравнительно

низкой концентрации серы, что может быть обусловлено особенностями состава вмещающих пород или рудогенерирующих магм. Магнетит может возникать неоднократно в различные моменты колчеданообразования или до него в связи с повышением окислительного потенциала в растворах, обусловленного различными причинами, в том числе и за счет сульфидов в процессе их эндогенного окисления в конечные этапы гидротермального процесса.

Своебразной особенностью околорудных пород месторождения «50 лет Октября» является их необычный для колчеданных месторождений минеральный состав. Они состоят из биотита, хлорита, кварца, альбита, серицита, кордиерита, антофиллита и менее распространенных андалузита, шпинели и некоторых других минералов. По Н. М. Жукову (1970, 1971), околорудные породы представляют собой гидротермально-метасоматические образования, характеризующиеся обычной для колчеданных месторождений зональностью. Она проявилась прежде всего в развитии сложенной существенно кварцевыми породами области выщелачивания, из которой вынесены практически все пордообразующие элементы, кроме Si и частично Al (кварц-серицитовая субфация), и области отложения выщелоченных компонентов, где преобладают магнезиально-железистые алюмосиликаты (биотит-хлорит-кордиерит-антофиллитовая субфация). Рудные тела располагаются преимущественно на контакте этих зон, больше тяготея к области отложения. В пределах каждой области выделяется несколько метасоматических зон, характеризующихся постепенным уменьшением содержания натрия и кальция при переходе к зонам, расположенным ближе к осевой части метасоматической колонки. В области выщелачивания по направлению к центру колонки содержание магния и железа уменьшается, а в области отложения увеличивается. Общая площадь метасоматитов 0,5 км², установленный вертикальный интервал 0≥700.

Не исключено, что часть метасоматитов области выщелачивания образовалась за счет относительно кислых разностей субулканических или эфузивных образований, но несомненно также, что значительное их количество обязано своим происхождением кислотному выщелачиванию основных эфузивов, так как повсеместно отмечаются постепенные переходы от амфиболитизированных диабазов к кварц-альбитовым породам и частые реликты в последних интерсертальных структур.

Все исследователи месторождения «50 лет Октября» единодушно считают его гидротермально-метасоматическим. Однако время образования и особенно относительные возрастные соотношения оруденения и интрузивных пород Ашилысайского массива являются спорными.

Наиболее распространена точка зрения М. Б. Бородаевской, М. И. Вахрушева, Г. С. Поротова и др. о доинтрузивном и полихронном возрасте оруденения. При этом время формирования месторождения принимается силурийским (Вахрушев, 1971) или среднедевонским (Медетов, 1968).

По нашему мнению, формирование месторождения «50 лет Октября» происходило в условиях горячего контакта раскристаллизовавшейся, по крайней мере в приконтактовых частях, интрузии непосредственно вслед за kontaktовым метаморфизмом эфузивов и внедрением даек кварцевых и базокварцевых альбитофиров. Об этом свидетельствует следующее.

Оруденение и сопровождающие его метасоматиты развиваются по гранитоидам и kontaktово-метаморфизованным эфузивам, при-

чем во всех случаях образуется однотипная зональность, в которой руды занимают определенное положение. Оруденение накладывается на метасоматиты области отложения и замещается метасоматитами области выщелачивания. Если бы наблюдавшие взаимоотношения оруденения с метасоматитами сформировались в процессе метаморфизма раньше существовавшего месторождения, то следовало бы ожидать одинаковое соотношение оруденения со всеми метасоматитами. В пределах Южной рудной залежи дайки альбитофиров, секущие гранитоиды, смешены дорудным тектоническим нарушением. Отмечается воздействие сплошных колчеданных руд на гранитоиды в зоне их непосредственного контакта, выражющееся в развитии в последних метаморфических структур. Распространение пирротина в Южной залежи не контролируется контактом интрузии. В Северной рудной залежи, практически полностью заключенной в теле интрузии, пирротин представляет минералогическую редкость.

Приведенные факты, а также некоторые данные минералогии говорят об образовании оруденения после гранитоидов. Но в то же время несомненно влияние тепла интрузии на формирование минерального состава и структур околоврудных метасоматитов и оруденения. Следовательно, вокруг интрузии в момент образования месторождения сохранялся тепловой ореол с температурой не менее 400°.

Приорское

Месторождение Приорское находится в Северных Мугоджахах, в северной части восточного борта Зеленокаменной зоны Мугоджар. На большей его площади палеозойские породы закрыты четвертичными отложениями мощностью более 3 м, поэтому расшифровка его геологического строения базируется главным образом на данных колонкового бурения. Участок месторождения сложен вулканогенными породами основного и среднего состава, возраст которых по одним данным определяется как силурийский (Кориневский, Абдулин, 1969), а по другим — среднедевонский (Карпов, 1968), и прорывающими их дайками и телами субвулканических пород. На западе участка картируются песчанико-алевролитовые с прослоями известняков образования турне. По данным А. Д. Карпова (1968), контакт их с более древними эфузивами тектонический. Наиболее нижняя, вскрытая к настоящему времени часть разреза эфузивов представлена пачкой порфиритов и афирированных андезитового, реже андезито-базальтового и андезито-дацитового состава мощностью более 260 м. Изредка встречаются более основные (до базальтов) и более кислые (до дацитов) породы. В средней части пачки выделяется горизонт андезитовых, андезито-дацитовых, реже дацитовых порфиритов и афирированных тонкой густой вкрапленностью магматического магнетита. Мощность горизонта 100—150 м. Именно к нему приурочена рудная залежь месторождения.

Выше залегают диабазы. Их вскрытая мощность превышает 400 м. Природа диабазов не всегда ясна. Возможно, среди них присутствуют и эфузивные, и субвулканические разности. А. Д. Карпов выделяет в восточной части участка самостоятельный габбровый массив, приписывая ему верхнепалеозойский возраст. По нашим наблюдениям, между диабазами и мелкозернистыми габбро существует непрерывный ряд структурных переходов без каких-либо изменений в минеральном составе. По-видимому, эти структурные разности пород представляют собой единое целое и формирование габбро не может быть оторвано от процесса образования диабазов, особенно их субвул-

канических разностей. Диабазы нередко перемежаются микродиабазами, иногда среди них встречаются линзы андезитовых порфиритов, линзы кремнисто-гематитовых пород и яшмоидов. По составу породы больше соответствуют мильяшинской свите, чем мугоджарской.

В пределах месторождения эффузивы образуют антиклинальную изогнутую на юго-восток складку северо-восточного простирания, в ядре которой обнажаются андезитовые порфириты нижней пачки. Падение пород юго-восточного крыла складки к юго-востоку под углом $60-70^\circ$, а северо-западного под углом $15-20^\circ$. В приосевой части складки эффузивы обеих пачек прорваны штоками существенно олигоклазовых пород, обладающих сферолитовой структурой, флюидалностью и нередко перлитовой отдельностью («перлиты»). Химический состав этих пород соответствует щелочноземельным гранитам. Наиболее крупный из штоков описываемых пород (площадь выхода на поверхность $450 \times 200 \text{ м}^2$) прорывает ядро антиклинальной складки, имея почти согласный с напластованием эффузивов юго-восточный и секущий крутопадающий к юго-востоку или вертикальный северо-западный контакты. В юго-восточной части месторождения распространены мелкозернистые диориты, прорывающие спилиты, диабазы и мелкозернистые габбро. Кроме «перлитов» и мелкозернистых диоритов, залегающих преимущественно в виде штоков, на месторождении распространены дайки различного состава. Как уже отмечалось, часть диабазов и мелкозернистых габбро представляет собой, вероятно, дайковые образования. Однако выделить их из общей пачки диабазов на основании данных бурения не представляется возможным. Среди диабазов и диоритов картируются дайки плагиогранит-порфиров мощностью до $5-7 \text{ м}$. Наблюдаются дайки липаритовых порфиров, кварцевых плагиопорфиров и андезитовых порфиритов, прорывающие эффузивы обеих пачек и «перлиты». Мощность их не превышает обычно первые метры. Взаимоотношения даек между собой не выяснены.

Наиболее крупной дизъюнктивной структурой месторождения является близмеридиональный разлом, проходящий в его восточной части и падающий к западу под углом около 40° . По-видимому, этим разломом на глубине срезается рудное тело. Устанавливается ряд более мелких тектонических нарушений северо-восточного простирания. Предполагаемое нарушение север-северо-западного простирания ограничивает распространение к востоку «перлитов» и эффузивов андезитового состава, слагающих ядро складки. Не исключено, что блок, расположенный к востоку от этого нарушения, опущен относительно западного не менее чем на 400 м , поскольку пробуренными здесь скважинами пачка эффузивов среднего состава не встречена.

Оруденение на месторождении представлено крупной линзой, выходящей на поверхность палеозойского фундамента своей крайней западной частью на площади в несколько квадратных метров, имеющей в общих чертах согласное с породами залегание (рис. 16). Руды локализуются главным образом в горизонте эффузивов андезитового и андезито-дацитового состава, обогащенных магнетитом, в крутом юго-восточном крыле складки, в висячем боку крупного штока «перлитов». Между подошвой рудной залежи и кровлей штока «перлитов» почти всегда отмечается промежуток эффузивов мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров и только в редких случаях оруденение развивается по «перлитам». Главными минералами руд месторождения являются пирит, магнетит и маггемит, халькопирит, сфалерит, пирротин. Г. С. Поротов и З. Н. Павлова отмечают реже встречающиеся галенит и эндогенный гетит и совсем редко

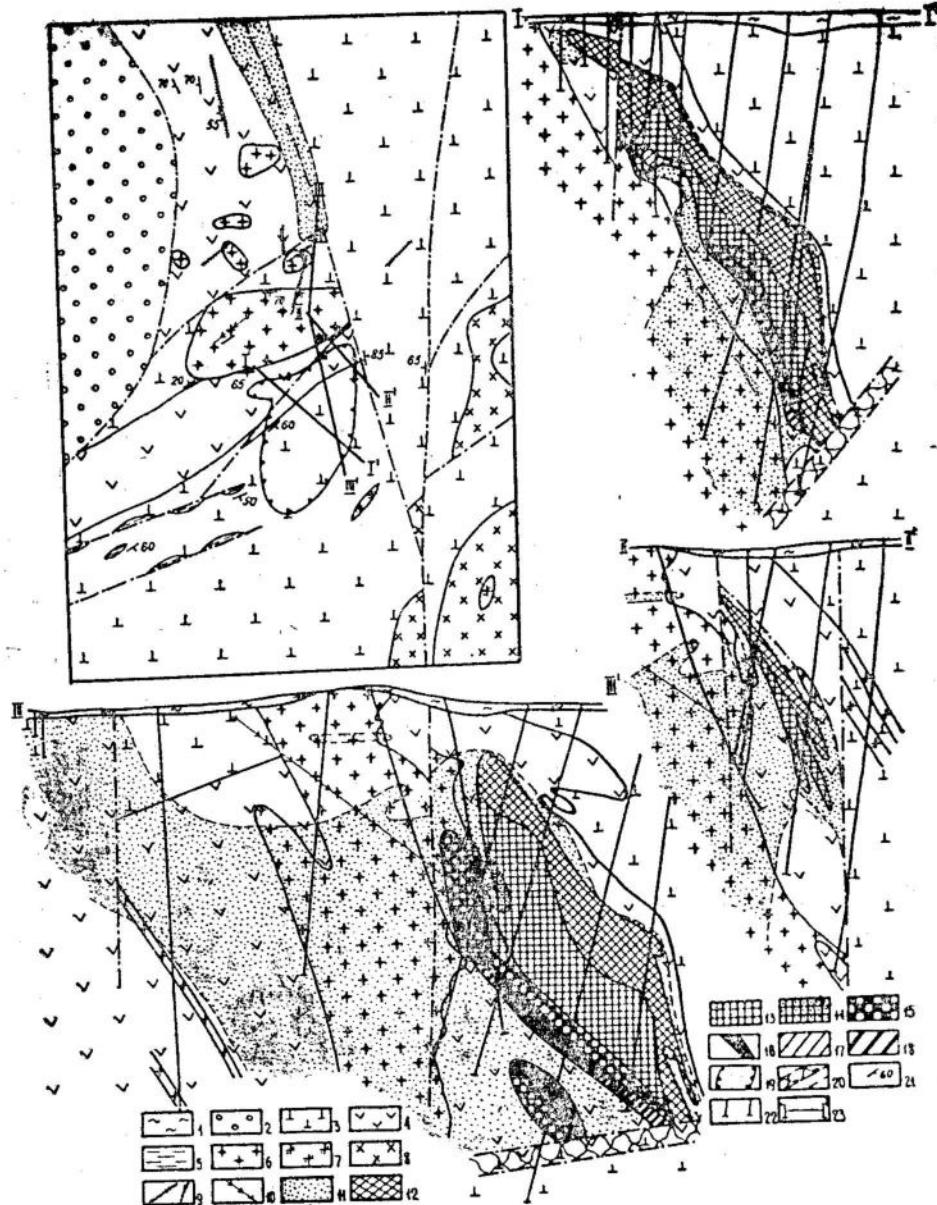


Рис. 16. Месторождение Приорское. Схема геологического строения, план (рыхлые отложения сняты) и разрезы. Составили Н. М. Жуков, Б. М. Руденко с использованием материалов А. Д. Карпова. 1 — рыхлые отложения; 2 — песчаники, алевролиты, известняки турнейского яруса; 3 — диабазы (частично, по-видимому, субвулканические), спилиты, варiolиты, иногда андезито-базальтовые афирыты и порфириты; 4 — андезитовые, андезито-базальтовые, андезито-дацитовые, иногда дацитовые афирыты и порфириты, редко туфы; 5 — кремнисто-гематитовые породы, яшмоиды; 6 — субвулканические существенно олигоклазовые породы («перлиты»); 7 — гранит-порфиры; 8 — кварцевые диориты; 9 — дайки липаритовых порфиров, кварцевых пластионопорфиров; 10 — дайки андезитовых порфиритов; 11 — околорудные изменения: хлоритизация, окварцевание, иногда серицитизация, карбонатизация; вкрапленность сульфидов; 12 — массивные цинково-колчеданные и медио-цинково-колчеданные руды; 13 — массивные медноколчеданные и колчеданные руды; 14 — массивные халькопирит-пиротин-пирит-магнетитовые руды; 15 — массивные пирит-магнетитовые руды; 16 — массивные магнетитовые руды; 17 — прожилково-вкрапленные кварц-колчеданные руды; 18 — прожилково-вкрапленные хлорит-магнетитовые руды; 19 — проекция рудного тела на поверхность; 20 — разрывные нарушения; 21 — элементы залегания; 22 — скважины; 23 — линии геологических разрезов.

марказит, арсенопирит, молибденит, блеклую руду. Нерудные минералы в рудах представлены кварцем, карбонатами, хлоритом, изредка серицитом. По направлению к висячему боку рудной залежи происходит закономерное уменьшение в рудах количества магнетита и увеличение содержания пирита. Магнетитовые руды сменяются магнетит-пиритовыми или халькопирит-магнетит-пирит-пирротиновыми, а потом халькопирит-пиритовыми. Сфалерит-пиритовые руды развиты в висячем боку рудной залежи. Широко развиты руды переходных типов: халькопирит-магнетит-пиритовые, халькопирит-сфалерит-пиритовые. Практически все руды месторождения сплошные, с содержанием нерудных минералов обычно менее 10%, редко до 20—30%. Содержание нерудных (преимущественно кварца) в пиритовых рудах изредка превышает 40%, и руды могут быть названы прожилково-вкрашенными. Прожилково-вкрашенные магнетит-хлоритовые руды отмечаются чаще, приурочиваясь к лежачему боку рудной залежи, где обычно отмечаются постепенные переходы от сплошных магнетитовых руд к хлоритовым метасоматитам.

Характерны тонко- и мелкозернистые структуры руд, менее распространены руды среднезернистые. По мнению Г. С. Поротова, Е. В. Веселова, А. И. Пертель, Н. И. Поташева, тонкозернистые руды являются первично отложенными, а мелко- и среднезернистые — преобразованными под воздействием проходивших сквозь них последующих порций рудообразующих растворов, формировавших более высокие части рудной залежи. В тонко- и мелкозернистых рудах часты реликты колломорфных текстур. В строении колломорфных агрегатов участвуют в различных сочетаниях все основные рудные минералы. Это, по Г. С. Поротову, Е. В. Веселову, А. И. Пертель, Н. И. Поташеву, свидетельствует об их практически одновременном образовании, причем отложение магнетита, происходившее в начале гидротермального процесса, по мере его развития сменилось формированием сульфидов, отлагавшихся в верхних частях рудной залежи.

В результате преобразования в рудах сложились взаимоотношения минералов, указывающие на такую последовательность их образования: магнетит — пирит + маггемит — пирротин — халькопирит + сфалерит + пирит, причем формирование сфалерита несколько запаздывает относительно халькопирита. По данным З. Н. Павловой и Г. С. Поротова, в заметном количестве присутствуют пирит и магнетит, сформировавшиеся после образования руд в результате дисульфидизации пирротина. Наряду с массивной и колломорфной для руд характерны полосчатая, пятнистая, полосчато- пятнистая, вкраленно- пятнистая, брекчиевидная и другие текстуры.

Распределение полезных компонентов подчинено зональности рудной залежи: цинк сконцентрирован в висячем боку, медь — преимущественно в средней части и кобальт — в лежачем боку. Элементы-примеси также распределены неравномерно. По данным Г. С. Поротова и др., в висячем боку концентрировались свинец, индий, галий, германий, таллий, кадмий, мышьяк и серебро, а в лежачем — селен и никель.

Сопровождающие оруденение гидротермальные изменения пород развиваются вокруг рудного тела асимметрично и выражаются в хлоритизации, карбонатизации, окварцевании и серицитизации. В висячем боку рудного тела, а также в лежачем в участках выклинивания рудной линзы, за исключением северной части ее, гидротермальные изменения распространяются на десятки сантиметров — первые метры, редко десятки метров от рудных тел. Контакты руд с измененными породами резкие. В зоне первых сантиметров устанавливаются

остатки незамещенных измененных пород в руде и агрегаты и прожилковидные образования рудных минералов во вмещающих породах. При изучении под микроскопом выясняется, что такие взаимоотношения часто обусловлены дроблением и перемешиванием обломков руд и измененных вмещающих пород. Прожилково-вкрапленная рудная минерализация в породах висячего бока развита сравнительно слабо. Такой же характер контактов отмечается между рудами и включениями незамещенных эфузивов внутри рудного тела. Со стороны лежачего бока рудной залежи, в ее центральной и северной частях, окорудные изменения имеют значительную мощность, нижняя граница их распространения не оконтурена. Колонна измененных пород распространяется к северу от рудной залежи вдоль север-северо-западного нарушения, пересекая шток «перлитов» и эфузивы обеих пачек. Выход измененных пород на поверхность палеозойского фундамента отмечается в 250 м к северу от рудного тела.

Пространственное распространение окорудных изменений и оруднения подчиняется метасоматической зональности, характерной для колчеданных месторождений: область кислотного выщелачивания представлена хлорито-кварцевыми и кварц-хлоритовыми породами, а область отложения — хлоритовыми метасоматитами и рудами (Жуков, 1971 *a, b*). Взаимоотношения минералов отражают последовательность развития метасоматической колонки — замещение метасоматитов области отложения метасоматитами области выщелачивания. Оруднение и окорудное изменение находятся в поле незначительного развития эпидот-пумпеллиит-пренитовой и цеолит-карбонатной фаций и не связаны с их границами.

На генезис месторождения имеется две точки зрения. Г. С. Портов, Е. В. Веселов и др. считают его вулканогенно-осадочным, а М. Б. Бородавская и др. — метасоматическим, связанным с конечными этапами вулканизма, и в последующем метаморфизованным, чем обусловлено значительное развитие магнетита.

Приведенный выше фактический материал свидетельствует о том, что месторождение не может быть вулканогенно-осадочным. В то же время последовательность образования минералов, преобладание тонкозернистых руд, наличие колломорфных структур и текстур, слабая общая перекристаллизация их не позволяют считать месторождение интенсивно метаморфизованным. По-видимому, месторождение Приорское представляет собой метасоматическое образование, практически не затронутое региональными и локальными процессами метаморфизма. Отмечаясь перекристаллизация руд носит скорее всего диагенетический характер.

Весенне-Аралчинское

Весенне-Аралчинское месторождение расположено в северной части Мугоджар, в восточном экзоконтакте Кошенсайского гранитного массива (рис. 17, 18).

Рудное поле приурочено к близмеридиональной полосе эфузивов карамалыташской свиты среднего девона (Коробков, 1968) шириной 1,0—3,5 км. Эфузивы представлены диабазами, спилитами, диабазовыми, андезито-базальтовыми и андезитовыми порфиритами, вариолитами, нередко имеют подушечное сложение. По данным В. Ф. Коробкова, среди эфузивов в подчиненном количестве присутствуют альбитофир и их туфы, а также яшмы, яшмокварциты, туфопесчаники. Простирание пород близмеридиональное, падение западное под углом 70—75°. С востока полоса эфузивов ограничена тектониче-

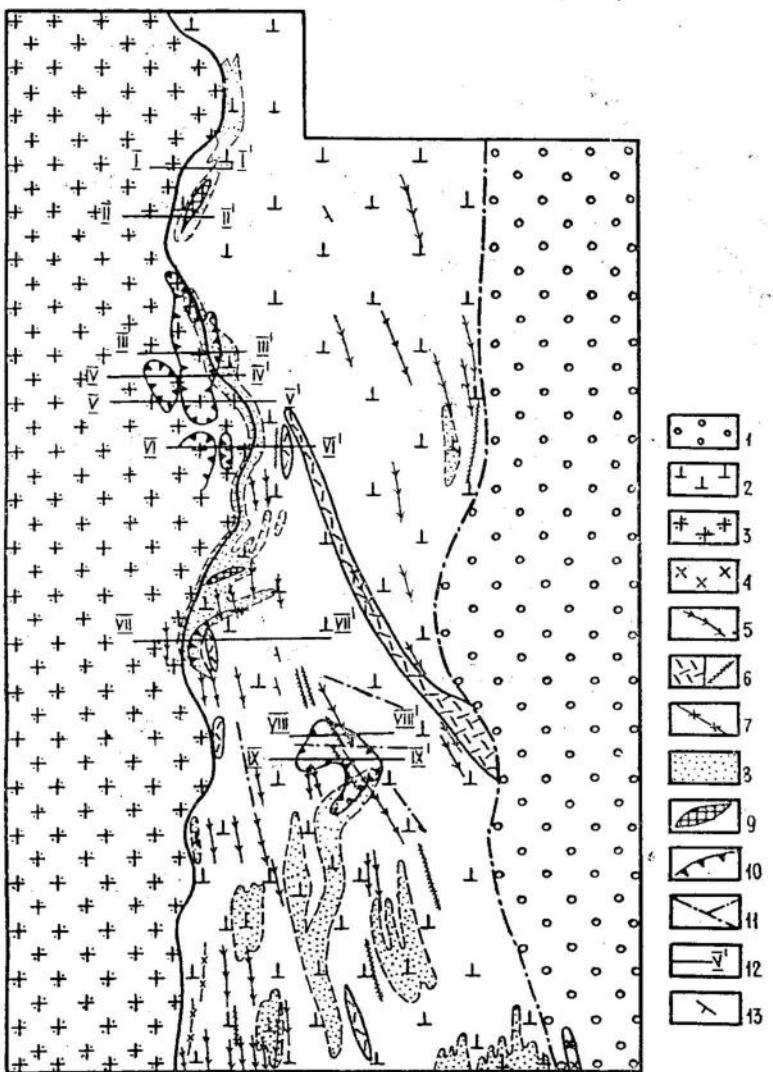


Рис. 17. Месторождение Весенне-Аралчинское. Схема геологического строения (рыхлые отложения сняты). По материалам В. Ф. Коробкова. 1 — осадочные породы нижнего карбона; 2 — диабазы, спилиты, диабазовые, андезито-базальтовые, андезитовые порфиры, вариолиты карамалыташской свиты среднего девона; 3 — граниты; 4 — диориты; 5 — дайки диабазовых порфиритов, габбро-диабазов, габбро; 6 — дайки кварцевых альбитофиров; 7 — пегматиты, гранит-порфиры; 8 — околоврудные измененные породы; 9 — выходы рудных тел на поверхность палеозойского фундамента; 10 — проекция рудных тел на поверхность; 11 — тектонические нарушения; 12 — линии геологических разрезов; 13 — элементы залегания пород.

ским контактом с осадочными образованиями домбаровской свиты нижнего карбона, а с запада — прорывающими эфузивами гранитами и плагиогранитами Кошленсайского массива, среди которых отмечаются ксенолиты диоритов и габбро. В эндо- и экзоконтакте массива распространены дайки гранит-порфиров, гранитов, плагиогранитов и диоритов. Эфузивы прорваны также дайками диабазовых порфиритов, габбро-диабазов, габбро, кварцевых альбитофиров, причем последние нередко пересекают и гранитоиды. Отмечаются дайки диоритов, сущущие породы домбаровской свиты. На большей части площади па-

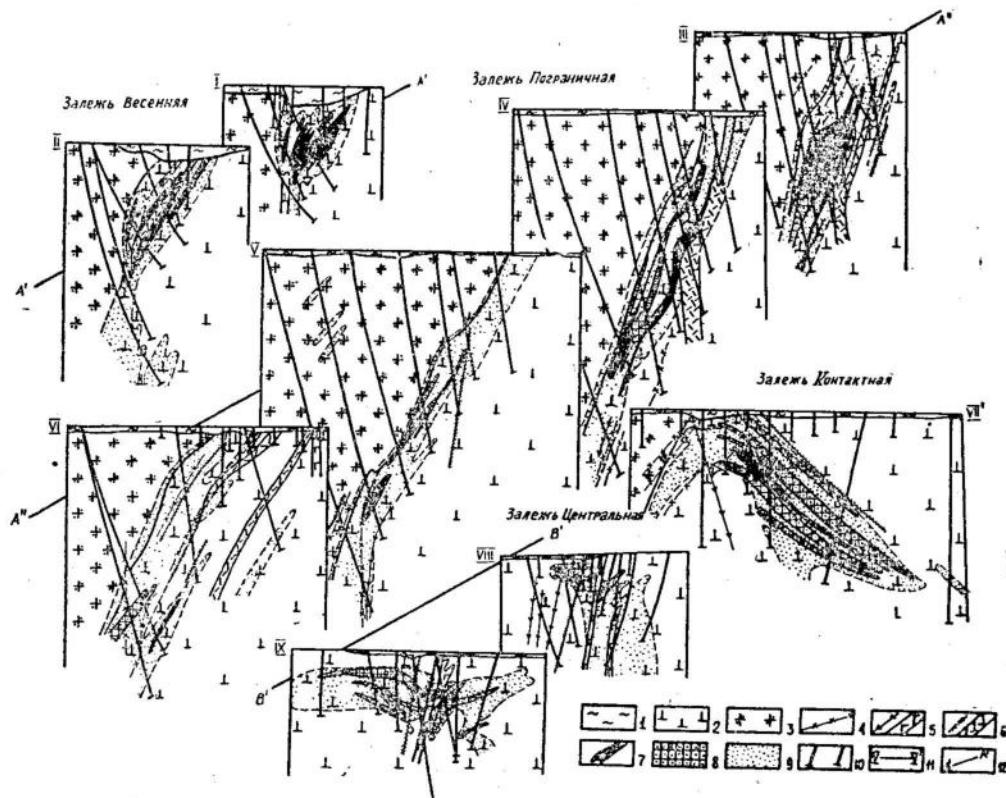


Рис. 18. Месторождение Весенне-Аралчинское. Схематические геологические разрезы. По материалам В. Ф. Коробкова. 1 — четвертичные рыхлые отложения; 2 — диабазы, спилиты, диабазовые, андезито-базальтовые и андезитовые порфиры, вариолиты карамалыташской свиты среднего девона; 3 — граниты; 4 — дайки гранит-порфиров, плагиогранитов, пегматиты; 5 — дайки диабазовых порфиритов, габбро-диабазов, габбро; 6 — дайки кварцевых альбитофоров; 7 — сплошные колчеданные руды; 8 — прожилково-вкрапленные руды; 9 — околоврудно-измененные породы; 10 — скважины; 11 — линии геологических разрезов; 12 — линии совмещения геологических разрезов.

леозойские породы закрыты рыхлыми четвертичными образованиями мощностью до 10—15 м.

Эффузивы претерпели интенсивный контактный метаморфизм, в результате чего в них полностью замаскированы проявления регионального регressiveного автометаморфизма. Контактный метаморфизм выразился прежде всего в интенсивной амфиболизации эффузивов. Нередко отмечаются неправильные гранат-эпидотовые гнезда и прожилки. Основные плагиоклазы эффузивов часто скаполитизированы.

Оруденение и сопровождающие его метасоматические изменения пород накладываются на проявления контактного метаморфизма. В настоящее время на месторождении можно выделить две группы рудных залежей — Западную и Восточную.

Западная группа залежей (Пограничная, Весенняя, Контактная, Западная) приурочена к восточному экзоконтакту Кошенсайского гранитоидного массива. Рудные залежи распространены не на всем протяжении контакта, а лишь на участках западных изгибов его линий, ориентированных в сторону падения контактной плоскости. При этом, чем больше изгиб, тем больше по размеру приурочен-

ные к нему рудные залежи, представленные здесь сплошными и прожилково-вкрашенными медноколчеданными рудами. Простирание трещинных зон согласуется с простиранием контакта массива и не согласуется с залеганием рудовмещающих эффузивов. Трещинные зоны секут эффузивы под углом 35—40°. По падению зоны и приуроченные к ним рудные залежи подчинены залеганию контактовой поверхности гранитоидов и так же, как и она, с глубиной изгибаются, приобретая то восточное, то западное падение. При этом интенсивность трещиноватости и оруденения по мере смены направления падения меняется, когда восточный изгиб (участок относительного сжатия) снова сменяется западным (участком относительного растяжения).

Восточная группа мелких залежей, объединенных в одну крупную, Центральную, расположена несколько западнее контакта основных эффузивов с песчано-алевритовыми отложениями домбровской свиты нижнего карбона (турне) и приурочена к трещинной зоне близмеридионального направления с падением на восток под углом 10—15 до 60°. Так же как и Западная, Восточная зона изогнута по простиранию, и изгибы ее располагаются строго в широтном направлении против изгибов западной зоны, что свидетельствует о едином плане деформаций. При этом расположение в них (в поперечном направлении) участков растяжения и сжатия асимметрично, что обусловлено различным падением зон (западной — к западу, восточной — к востоку).

По данным В. Ф. Коробкова, наибольший интерес представляют Пограничная и Весенняя залежи, содержащие основную часть запасов месторождения. Они состоят из ряда линзообразных тел сплошных и прожилково-вкрашенных руд, быстро выклинивающихся по простиранию и падению, грубо согласных с залеганием вмещающих пород и повторяющихся изгибы контакта гранитоидов с эффузивами. Мощность их достигает 40—50 м.

Контактная и Центральная залежи состоят из ряда полого залегающих линз мощностью 1—20 м преимущественно прожилково-вкрашенных руд. Сплошные руды имеют подчиненное распространение.

Руды месторождения разделяются на серноколчеданные, медные, медно-цинковые и цинковые. Характерно высокое содержание кобальта. Основными рудными минералами являются пирит, халькопирит и сфалерит. Менее распространены пирротин, магнетит, гематит, арсенопирит, галенит, молибденит, блеклая руда. Очень редко встречаются герсдорфит, коринит.

В. Ф. Коробков (1968) выделяет несколько стадий рудной минерализации. В начальный период происходило образование магнетита, пирротина, пирита. После них выделилась основная масса пирита. В следующую стадию отложились халькопирит, сфалерит, галенит и молибденит, сопровождаемые незначительным количеством пирита. В завершающий этап образовались минералы группы арсенидов и сульфоарсенидов никеля.

Околорудные изменения Аралчинского месторождения аналогичны таковым месторождений «50 лет Октября» и Авангард и отличаются от околорудных изменений других месторождений наличием высокотемпературных минералов: кордиерита, антофиллита, андалузита, биотита. Нередко встречается алюминиевый серпентин. Широко распространены хлорит, кварц, серицит. Четко выраженная метасоматическая зональность в расположении околорудных изменений отсутствует, однако по большинству разрезов намечается преиму-

щественное развитие окварцевания на более глубоких горизонтах.

Эффузивы, непосредственно вмещающие оруденение, как правило, полностью превращены в антофиллито-кордиеритовые с хлоритом и биотитом метасоматиты или образованные по ним хлоритовые, серпофито-хлоритовые, кварцево-хлоритовые и хлорито-кварцевые породы, часто с серицитом. По мере удаления от рудных тел степень изменения убывает. Здесь развиты кордиеритизированные эффузивы, в которых кордиерит образует отдельные порфиробласты в гранобластовой антофиллит-альбит-кварцевой массе с четким рисунком структур исходной породы. Обычно кордиерит и антофиллит полностью замещены хлоритом, серпофитом, иногда серицитом.

Кордиеритсодержащие породы и их хлоритизированные разности описываются В. Ф. Коробковым под названием «аралчиты». Для них характерна порфировидная структура, обусловленная присутствием порфиробласт кордиерита размером до 10—15 мм, контуры которых сохраняются даже при полном замещении их хлоритом. В «аралчитах» всегда присутствует более или менее интенсивная вкрапленность сульфидов. Внешнюю зону изменения составляют хлоритизированные или антофиллитизированные эффузивы, в которых амфибол частично или полностью замещен хлоритом или антофиллитом, а плагиоклаз — гранобластовым кварц-альбитовым агрегатом. Как правило, каждая рудная линза сопровождается своим ореолом оклорудного изменения, поэтому наблюдается частое чередование в различной степени измененных и даже практически неизмененных пород в пределах единого общего контура. Оклорудные изменения развиваются не только по контактово-метаморфизованным эффузивам, но и по гранитам, в которых, как правило, биотит замещается хлоритом, а полевые шпаты — серицитом и кварцем. Крайнюю степень такого изменения представляют кварц-сериицитовые породы с вкрапленностью сульфидов, в которых нередко устанавливаются реликты гранитных структур. Дайки кварцевых альбитоферов изменены в меньшей степени. Обычно в них происходит частичное или полное замещение основной массы гранобластовым кварц-альбитовым с серицитом и хлоритом агрегатом при полном сохранении вкрапленников кварца и иногда альбита. Изредка отмечается интенсивная серицитизация и развитие сульфидной минерализации. Вкрапленники кварца и в этом случае остаются неизмененными. Взаимоотношения минералов оклорудно-измененных пород и руд обычны для такого типа месторождений. Сульфидная минерализация развивается по кордиериту, образованным одновременно с ним хлориту, антофиллиту, биотиту. Кварц в большинстве своем накладывается на сульфиды. Прожилки карбоната секут все минералы руд и оклорудных пород.

Метасоматический характер оруденения у исследователей не вызывает сомнения. Спорным является возрастное соотношение рудной минерализации и гранитов. По мнению В. Ф. Коробкова (1968), Б. М. Руденко (1970, 1971) и Б. Е. Милецкого (1971), месторождение образовалось после внедрения Кошенской интрузии. В то же время существует мнение (Бельков, 1971) о доконтактовом происхождении месторождения, современный облик которого, в том числе и взаимоотношения минералов, сформирован в процессе контактового метаморфизма. Имеющийся к настоящему времени фактический материал (подчиненность расположения оруденения и оклорудных изменений контакту интрузии, развитие оруденения и сопровождающих его изменений по контактово-метаморфизованным эффузивам и гранитоидам) свидетельствует в пользу послегранитоидного образования ме-

сторождения. Фактов, доказывающих наличие догранитоидного оруднения, не имеется, и точка зрения о догранитоидном возрасте месторождения базируется преимущественно на общих соображениях и аналогиях и, по нашему мнению, является в настоящее время менее приемлемой.

Авангард

Месторождение Авангард расположено в северной части Северных Мугоджар. Участок месторождения сложен диабазами, диабазовыми и андезито-базальтовыми порфиритами, туфами среднего состава с прослойями туфосланцев и кремнистых сланцев силурийского (Кориневский, Абдулин, 1969) или среднедевонского (Медетов, 1968) возраста. Много зон брекчирования и интенсивного рассланцевания преимущественно меридионального, северо-западного и субширотного направления. К северу от него развиты гранодиориты Коктюбинского массива, включающие мелкие тела габбро, гранитов и диоритов. Возраст гранодиоритов, по данным Е. М. Медетова, 330 млн. лет и, по А. Т. Тельгузиеву, 368—388 млн. лет. Апофизы гранитоидного состава часто пересекают эфузивные породы участка месторождения.

В результате интенсивного рассланцевания эфузивов почти на всей площади месторождения первичные структуры пород утрачены. Развиваются милонитовые и гранобластовые структуры и полосчатые текстуры. Образуются породы типа кварц-плагиоклаз-амфиболовых кристаллических сланцев. Дайки гранитоидов секут сланиватость или развиваются вдоль нее. Выделяются две рудомещающие зоны измененных пород — Центральная и Западная, расположенные в пределах единой субширотной зоны рассланцевания. Они соединяются между собой полосой северо-восточного простирания с убогой вкрашенной сульфидной минерализацией. Простирание Центральной зоны 320—340°, падение северо-восточное под углом 85—90°, прослежена на поверхности на 300 м. Оруденение представлено девятью сближенными крутопадающими линзами сплошных руд, между которыми развивается прожилково-вкрашенная сульфидная минерализация. В Западной зоне известны два рудных тела (рис. 19).

Главные рудные минералы — пирит, халькопирит; второстепенный — сфалерит. Редко встречаются пирротин, галенит, магнетит и ильменит. По минеральному составу выделяются руды пиритовые, халькопирит-пиритовые и сфалерит-халькопирит-пиритовые. Преобладают массивные среднезернистые структуры, переходящие иногда в крупнозернистые. Встречаются руды полосчатые и брекчиевидные.

З. Н. Павловой в пиритах месторождения Авангард установлено такое же внутреннее строение и такая же зональность, что и в пиритах месторождений «50 лет Октября» и Приорского.

Минеральный состав окорудно-измененных пород месторождения Авангард аналогичен составу окорудных метасоматитов месторождения «50 лет Октября». Главными минералами являются хлорит, биотит, кордиерит, аントофиллит, кварц, реже встречаются альбит, серицит, магнетит. Фации и субфации окорудных метасоматитов те же. Абсолютный возраст биотита по K—Ar 370 млн. лет.

В отличие от месторождения «50 лет Октября» четко проявленной зональности минеральных метасоматических фаций здесь нет.

Существенно кварцевые и кварц-альбитовые породы тесно перемежаются с биотит-хлоритовыми и кордиерит-антрофиллитовыми. Кордиерит неравномерно рассеян во всех метасоматических породах, не образуя в отличие от месторождения «50 лет Октября» концентра-

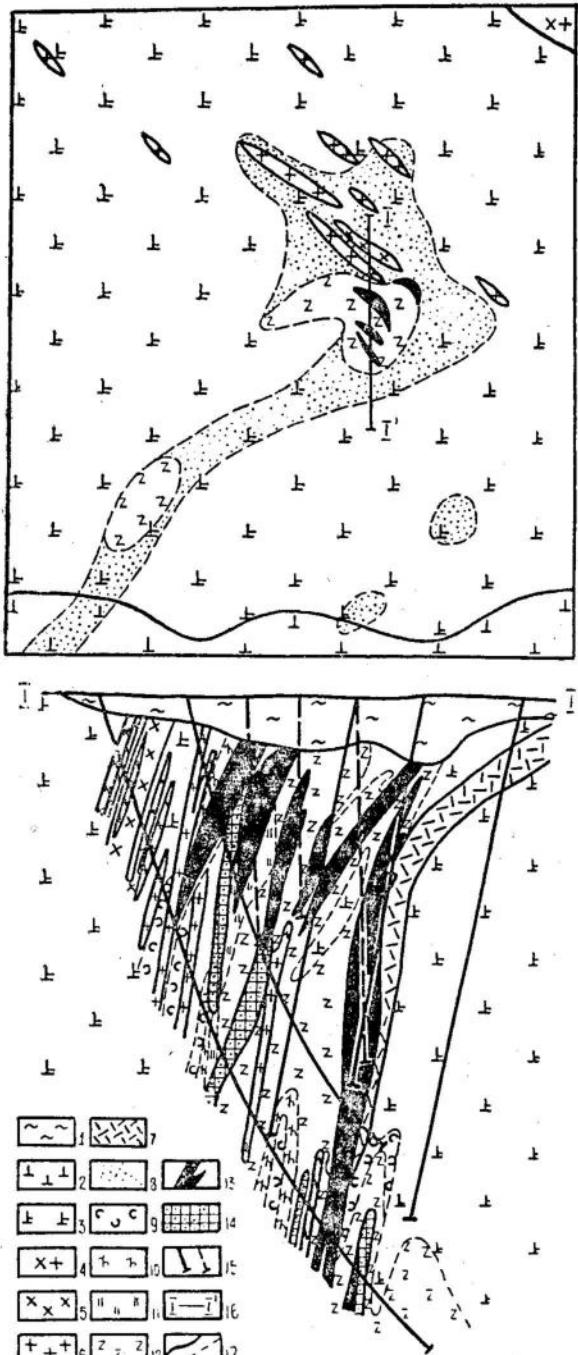


Рис. 19. Месторождение Авангард. Схема геологического строения, план (рыхлые отложения сняты) и разрез. Составил Н. М. Жуков с использованием материалов В. П. Короткова. 1 — рыхлые отложения; 2 — андезито-базальтовые и базальтовые эфузивы; 3 — плагиоклаз-амфиболовые сланцы по основным эфузивам; 4 — гранодиориты Коктюбинского массива; 5 — дайки диоритов; 6 — дайки гранитов; 7 — дайки кварцевых альбитофиров; 8 — убогая вкрапленность сульфидов; 9 — антифиллит-хлоритовые околорудные метасоматиты; 10 — кварц-альбитовые метасоматиты; 11 — кварц-серицитовые метасоматиты; 12 — антифиллит-кордиеритовые метасоматиты; 13 — массивные медноколчеданные руды; 14 — прожилково-вкрапленные медноколчеданные руды; 15 — скважины; 16 — линия геологического разреза; 17 — контакты пород и околорудных изменений.

ций в висячем боку рудных тел. Вертикальный интервал распространения метасоматитов $0 \geq 600$ м. Оруденение и окорудные изменения накладываются на контактово-метаморфизованные эфузивы и образованные по ним сланцы. Залегая среди сланцев, руды и окорудные метасоматиты не рассланцовываны. Все это дает основание считать оруденение послеинтрузивным. По мнению М. Б. Бородаевской, М. И. Вахрушева, Е. М. Медетова (1968), оруденение является доинтрузивным, преобразованным Коктюбинской интрузией.

Кызылкибачи

Рудопроявление Кызылкибачи находится в Северных Мугоджахах. Участок рудопроявления слагается подушечными массивными и миндалекаменными лавами базальтового андезито-базальтового, редко андезито-дацитового состава Smg, среди которых выделяются диабазовые порфиры и диабазы, спилиты, вариолиты, афирииты и порфирииты. Встречаются мелкие дайки кварцевых альбитофиров, а также единичные штоки (или апофизы) плагиогранит-порфиров. Крупные и протяженные дайки кварцевых альбитофиров субширотного и северо-восточного простираний развиты к западу за пределами участка. В 2 км к востоку от него находятся крупные массивы габбро и гранитов Кошансайской интрузии, к северо-западу — плагиограниты и кварцевые диориты Ашилысайского массива.

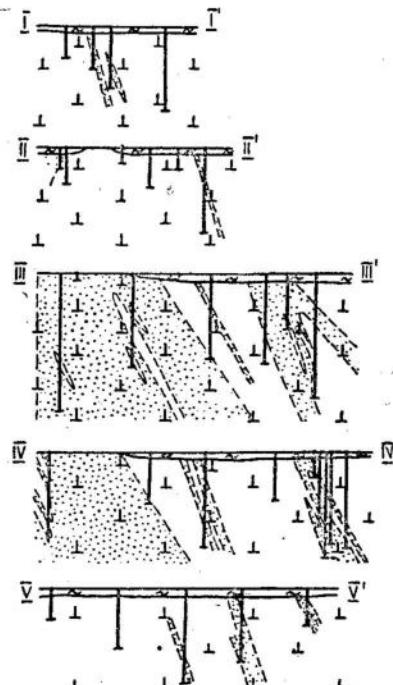
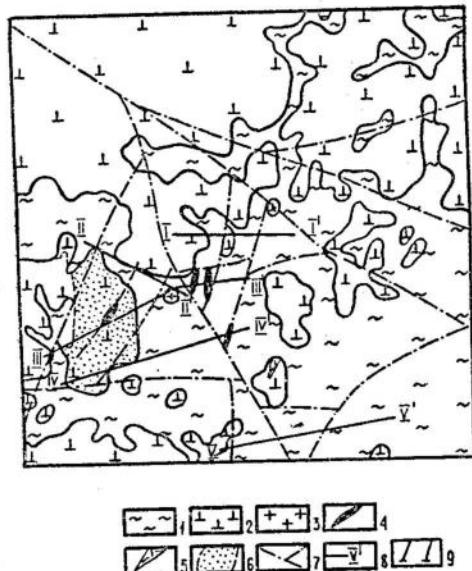


Рис. 20. Рудопроявление Кызылкибачи. Схема геологического строения, план и разрезы. Составила Г. Э. Нареайт с использованием материалов М. М. Медетова, А. Б. Бойко. 1 — рыхлые отложения; 2 — базальтовые, андезито-базальтовые и андезитовые афирииты и порфирииты мугоджарской свиты силура; 3 — плагиограниты мелкозернистые и порфировидные; 4 — бурье железники «железных шляп»; 5 — дайки кварцевых альбитофиров; 6 — проявления кварц-хлоритовой фации окорудного изменения с прожилково-вкраpledной минерализацией пирита, халькопирита, сфалерита; 7 — тектонические нарушения; 8 — линии геологических разрезов; 9 — скважины (вертикальное направление принято условно).

Рудопроявление расположено вблизи региональных Борлинских (здесь северо-восточных) и близмеридиональных Приорских разломов, на участке их сопряжения. Разрывная тектоника проявлена весьма интенсивно и обусловливает блоковое строение участка. Оруденение прожилково-вкрапленное с единичными маломощными линзовидными участками массивных руд. Вмещающие породы — эффузивы основного состава. На поверхности оно представлено несколькими «железными шляпами», вытянутыми в северном и северо-восточном направлениях (рис. 20). Мощность рудных тел до 15 м, падение восточное, угол 40—48°. Минеральный состав руд не изучался. По предварительным данным, рудная минерализация представлена пиритом, халько-пиритом, сфалеритом. Вертикальный интервал оруденения 0—200 м; основные руды на глубинах 0—50 м (?). Зональность отсутствует.

В юго-западной части площади рудопроявления установлены очень четко оконтуриваемые биминеральные кварц-хлоритовые околоврудные метасоматиты типичного для Западных Мугоджар облика: макроскопически зеленые, светло-зеленые, с реликтовой структурой замещенных основных пород, с бледноокрашенным (до почти бесцветного) хлоритом и варьирующими содержаниями кварца (Нарвайт, 1971). В небольших количествах присутствуют остатки эпидота и лейкоксен. Участок этих пород имеет размер 250×700 м, вытянут в меридиональном направлении и включает крайнюю западную «железную шляпу». На продолжении его к северу наблюдаются слабые кварц-хлоритовые изменения. Зональность метасоматитов отсутствует; на глубину они прослеживаются до максимально разбуренных глубин (250 м) и глубже. Оруденение (и околоврудное изменение) не приурочено к границам каких-либо региональных метаморфических фаций. Площадь, непосредственно вмещающая основное оруденение, выходящее на поверхность в виде четырех «железных шляп», перекрыта элювиально-делювиальными отложениями.

Жиланда

Жиландинское месторождение находится на юге Зеленокаменной зоны Мугоджар, у западного борта Берчогурской синклиналии. В его пределах распространены подушечные лавы мугоджарской, куркудуцкой и мильашинской свит. В небольшом количестве к востоку от месторождения развиты кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы бугулыгырской свиты верхнего эйфеля и глыбовые вулканомиктовые конгломерато-брекчии, песчаники и туфопесчаники живета. В составе вулканогенных пород определяются базальтовые, андезитобазальтовые, андезитовые, редко дацитовые афириты и порфириты, также диабазы, вариолиты, спилиты, гиалокластиты. Эффузивные породы имеют субмеридиональное (20—40—340°) простирание, моноклинальное залегание и падение на восток под углом 20—50°. Моноклинальное залегание эффузивов устанавливается по субмеридиональным прослойям кремнистых и яшмоидных пород, имеющих всюду на территории месторождения восточное падение. Вулканогенные толщи силура прорываются субвулканическими интрузиями кварцевых альбитофиров, имеющими северо-восточное (15°) простирание, моноклинальное залегание с падением на юго-восток под углом 50—85°.

Кварцевые альбитофирсы представляют собой морфологически сложные дайкообразные тела мощностью до 200 м, протяженностью до 2—2,5 км, являющиеся, возможно, корнями эродированных покровов (Руденко, Нарвайт, Белецкий, 1963). По возрасту они постэйфельские, так как прорывают породы бугулыгырской свиты верхнего эйфе-

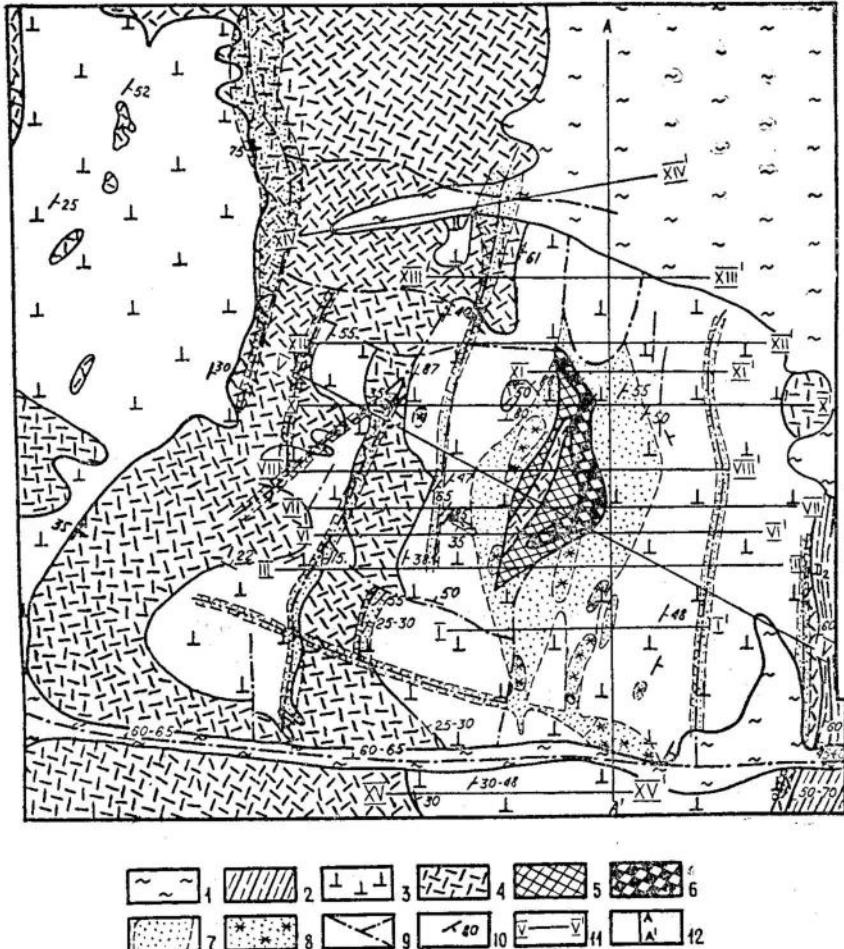
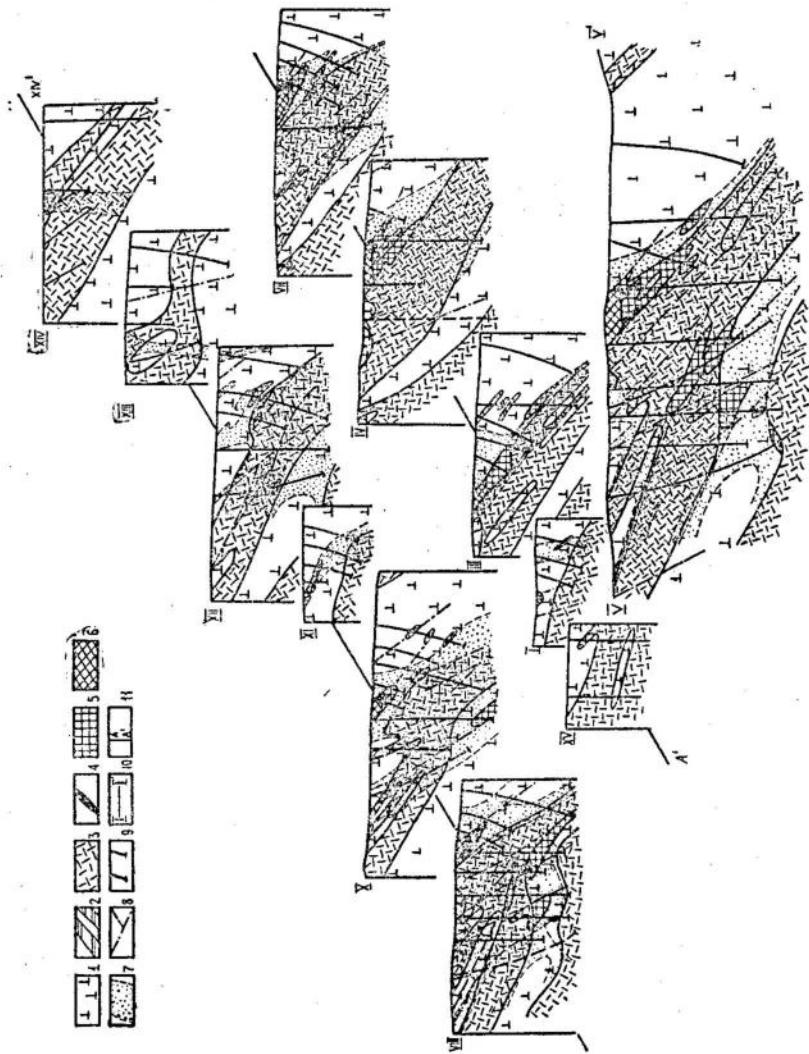


Рис. 21. Месторождение Жилянда. Схематическая геологическая карта. Составлена Б. М. Руденко с использованием материалов С. Г. Грешнера, Ю. С. Белецкого, дополнена Г.Э. Нарвайт. 1 — рыхлые отложения; 2 — глинисто-кремнистые сланцы бугулыгырской свиты среднего девона; 3 — базальтовые, андезито-базальтовые, андезитовые афириты и порфириты массивные и мицдалекаменные милыашинской свиты нижнего девона, куркудукской и мугоджарской свит силура. Часто подушечное сложение; 4 — суббулканнические тела кварцевых альбитофиров среднего девона (айфеля); 5 — бурые железняки за счет прожилково-вкрашенных медноколчеданных руд; 6 — бурые железняки за счет массивных медноколчеданных руд; 7 — кварц-серийт-хлоритовые околоврудные изменения; 8 — кварц-серийт-хлоритовые изменения с пленками малахита и вкрапленностью халькозина; 9 — тектонические нарушения; 10 — элементы залегания пород; 11 — линии разведочных профилей; 12 — линия совмещения профилей.

ля, а галька их вместе с галькой кремнистых пород находится в живетских конгломератах. В структурном отношении участок месторождения приурочен к поперечному выпуклому (на юго-восток) изгибу валканогенно-осадочных пород, осложняющему северо-западное крыло Берчогурской синклиналии. Широко развиты разрывные нарушения додайкового и постдайкового возраста. Наиболее крупными являются нарушения, фиксируемые массивами кварцевых альбитофиров. По простирианию эти нарушения изогнуты. В висячем боку наиболее восточного тела кварцевых альбитофиров на участке макси-

Рис. 22. Месторождение Жыланда. Схематические геологические разрезы. Составили Г. Э. Нардайт, Б. М. Руденко, Ю. С. Белецкий с использованием материалов С. Г. Грещнера. 1 — базальтовые, андезито-базальтовые, андезитовые афирыты и порфирииты, массивные и миндалекаменные мильмашинской свиты нижнего девона и куркудуцкой свиты силура; 2 — кремнистые сланцы и яшмоиды мильмашинской и куркудуцкой свит; 3 — субвулканические кварцевые альбитофиры эйфеля; 4 — массивные медноколчеданные руды; 5 — прожилково-вкрашенные медноколчеданные руды; 6 — бурые железняки за счет массивных и прожилково-вкрашенных руд; 7 — кварц-серпентит-хлоритовые околоворудные изменения; 8 — зоны повышенной трещиноватости и брекчирования, дорудные и послерудные; 9 — скважины; 10 — линии разведочных профилей; 11 — линии совмещения разрезов.



мального изгиба (растяжения) фиксируется интенсивная трещиноватость, гидротермальные изменения и основное оруденение Жиландинского месторождения.

Зоны дробления и трещиноватости, развитые в контактах даек в контуре оруденения и вблизи него, являются структурами разрывного типа с северо-восточным ($10-35^\circ$) простиранием и юго-восточным падением под углом $25-30^\circ$. Нарушения, расположенные под углом $80-90^\circ$ к ним, имеют сколовый характер. Вдоль них отмечаются горизонтальные смещения с амплитудами $5-40\text{ м}$.

Пять рудных залежей, известных на месторождении,—Основная (выходящая на поверхность), Южная, Северная, Средняя и Нижняя (слепые) — связаны с зонами разломов субмеридионального и северо-восточного простирания и тяготеют к восточному контакту кварцевых альбитафиров (рис. 21, 22). Основная масса медноколчеданных руд локализуется в выпуклых изгибах трещинных зон — в участках их максимального растяжения. В вогнутых изгибах, участках относительного сжатия, отмечается лишь прожилково-вкрашенная минерализация. В расположении рудных залежей можно выделить два горизонта, приуроченных к экзоконтактам кварцевых альбитафиров в местах максимального флексурообразного изгиба рудовмещающих основных эфузивов и кварцевых альбитафиров. По мере удаления от этого изгиба рудная минерализация выклинивается. На участке изгиба нередко наблюдается сочетание крутопадающих слабо минерализованных зон с пологозалегающими более минерализованными. Рудные залежи имеют форму неправильных линз и мощность до 55 м . Образованы агрегативными массивными и прожилково-вкрашенными рудами, в составе которых определяются: пирит (главный минерал), халькопирит, сфалерит (второстепенные), пирротин, галенит, теннантит, марказит, мельниковит, арсенопирит, вюрцит, висмутин, самородное серебро (редкие) (Грешнер, 1963; Павлова, 1968). Зональность руд отсутствует. Оруденение сформировано в две стадии. Последовательность образования минералов первой стадии: пирит \rightarrow мельниковит \rightarrow марказит \rightarrow халькопирит \rightarrow вюрцит \rightarrow сфалерит \rightarrow галенит \rightarrow блеклая руда, второй стадии: марказит \rightarrow халькопирит \rightarrow серебро самородное \rightarrow висмутин. Структуры руд тонкозернистые, местами до сажистых, часто колломорфные. Отмечаются эмульсионные включения халькопирита в сфалерите и вюрциите, хорошо выраженные зоны роста в пирите. Признаки метаморфизма руд отсутствуют. Элементы-примеси руд: Ag, Au, Mo, As, Sb, Sn, Cd, Ni, Ga, Ba (Павлова, 1968).

Месторождение Жиланда находится в контуре интенсивного регионального дорудного гидротермального метасоматизма, главным образом пумпеллинизации, пренитизации и «красноцветного» изменения, которые развиваются как в средне-основных эфузивах, так и в кварцевых альбитафирах, в наибольших количествах в их контактах, в равной степени в висячем и лежачем боках рудных тел. Околорудные гидротермальные изменения выражаются в замещении регионально гидротермально-измененных средне-основных эфузивов и кварцевых альбитафиров кварцем, хлоритом и серицитом с образованием кварц-хлоритовых, кварц-серийцит-хлоритовых и кварц-серийцитовых субфаций околорудных метасоматитов. Околорудные изменения окаймляют рудные залежи со стороны висячего и лежачего боков. Главная площадь околорудного изменения имеет в плане форму укороченной расчлененной на концах линзы длиной до 600 м , шириной до 300 м .

Вертикальный интервал околоврудного изменения $0 \geq 700$ м. Общая площадь метасоматитов на поверхности $\sim 0,2$ км². Область изменения характеризуется крайней неоднородностью и неравномерностью переработки и пестротой минерального состава, определяемого в первую очередь составом замещаемых пород. Зональность метасоматитов отсутствует (Нарвайт, 1971).

Возраст оруденения и околоврудного изменения послеэйфельский. Датируется наложением их на кварцевые альбитофиры эйфеля и нахождением галек медноколчеданных руд и околоврудно-измененных пород в мелкогалечном конгломерате франа (Белецкий, Руденко, Нарвайт, 1962). Абсолютный возраст околоврудных серицитов по К—Аг 330 млн. лет (Грешнер, 1963).

Аккырпыш

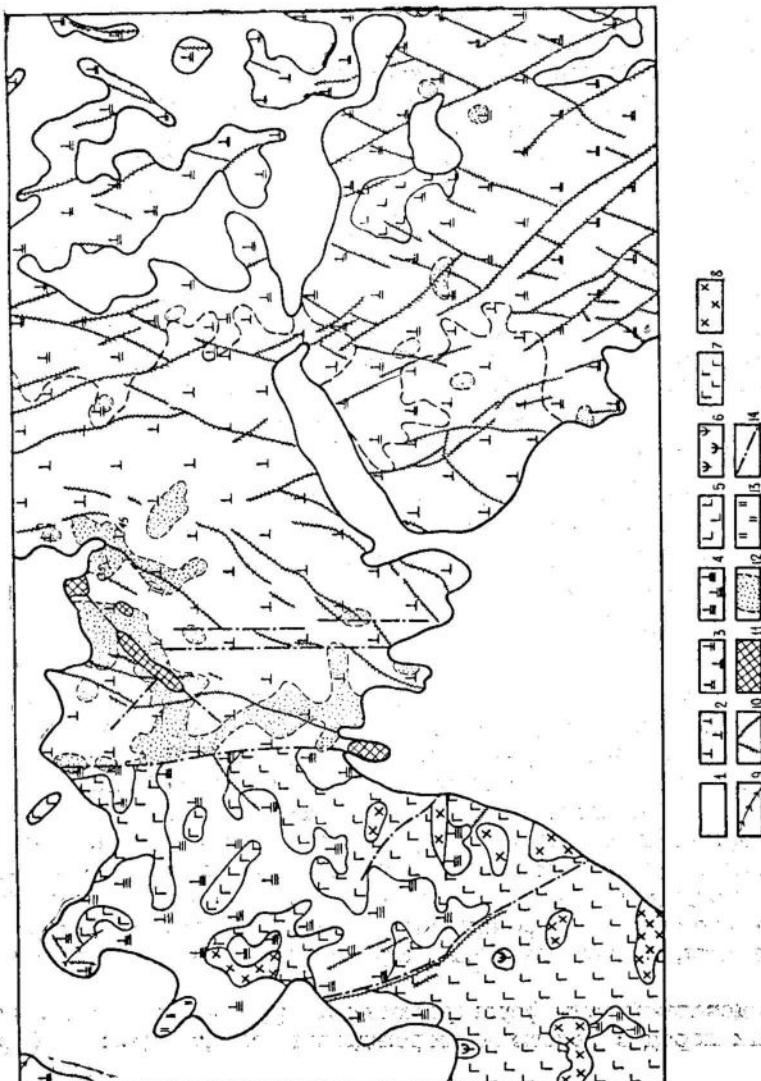
Рудопроявление Аккырпыш находится в центральной части Зеленокаменной зоны Мугоджар, на западном склоне главного Мугоджарского хребта.

Вмещающие породы преимущественно подушечные массивные и миндалекаменные базальтовые, андезито-базальтовые, андезитовые до андезито-дацитовых афириты и порфириты, реже спилиты, вариолиты, стекла мугоджарской свиты с многочисленными, особенно в центральной части площади месторождения, прослойями сургучно-красных яшм. Породы имеют близмеридиональное простирание и падение на запад под углом 20—30° на востоке месторождения и 50—55° на западе.

На западном фланге участка развиты сильно контаминированные и гибридизированные габбро, среди которых установлены небольшие тела пироксенитов, перidotитов, кварцевых диоритов, плагиогранитов, а также обильные разнообразные по размерам и форме ксенолиты эффузивов. В 2 км к востоку от месторождения, за пределами изученной площади, находится крупная интрузия плагиогранитов. Интрузии и вмещающие их породы (к западу и востоку от месторождения) пересекаются многочисленными дайками кислого состава — кварцевых и базокварцевых альбитофирам, плагиогранит-порфиров и диоритовых порфиритов северо-западного, северо-восточного, реже меридионального простирания. Особенно густая сеть даек фиксируется к юго-востоку от «железной шляпы». Дайки кварцевых и базокварцевых альбитофирам являются самыми молодыми магматическими образованиями, так как секут плагиограниты, в свою очередь, прорывающие кварцевые диориты и габброиды.

В восточном контакте габбровой интрузии (центральная часть участка) установлено крупное меридиональное нарушение, срезающее интрузию и экзоконтактовые роговики и выражющееся рассланцеванием, дроблением, катаклизом эффузивных пород в зоне шириной до 200—250 м, особенно интенсивно проявленными в 40—50 м от контакта интрузии. В 300—360 м от этого контакта находятся менее значительные зоны дробления того же направления. Система этих деформаций образует, очевидно, единую крупную зону общей мощностью более 400—500 м, в пределах которой находятся «железные шляпы» месторождения. По мнению Б. М. Руденко, разрывные нарушения, контролирующие размещение даек кварцевых и базокварцевых альбитофирам в центре месторождения, образуют структуру «конского хвоста» с северо-восточным (30°) простиранием и крутым западным падением, к которой и приурочена основная масса медноколчеданной минерализации. Мелкие разрывные нарушения северо-западного, се-

Рис. 23. Рудопроявление Аккырытык. Схема геологического строения, план. Составили Н. М. Жуков и Г. Э. Нардайт с использованием материалов С. Г. Трешнера и др. 1 — четвертичные рыхлые отложения; 2 — спорадически слабо амфиболизированные базальтовые и андезито-базальтовые афириты, порфириты, спилиты мутоджарской свиты сподуна; 3 — интенсивно амфиболизированные базальтовые и андезито-базальтовые эффиузивы мугоджарской свиты; 4 — весьма интенсивно амфиболизированные базальтовые и андезито-базальтовые эффиузивы мутоджарской свиты, местами превращенные в кристаллобластовые роговики; 5 — диабазы и диабазовые порфириты; 6 — перидотиты и пироксениты; 7 — габбро; 8 — диориты, кварцевые диориты, плагиограниты; 9 — дайки габбро-диабазов; 10 — дайки кварцевых и базокварцевых альбитофиров; 11 — бурые железистые «железные шляпы»; 12 — околоврудные кварц-хлоритовые изменения; 13 — кварциты; 14 — тектонические нарушения.



веро-восточного, редко меридионального направления фиксируются на всей площади месторождения, часто проявляются вдоль контактов даек или смещают их.

Главная «железная шляпа» вытянута в северо-восточном направлении на расстояние до 250 м, ширина до 40 м. По данным С. Г. Гречнера, Б. И. Комягина и А. Д. Гуровой, в процессе разведочных работ на месторождении выявлено два рудных тела в виде неправильных линз — Основная залежь и Южная линза, расположенная несколько южнее Основной залежи (рис. 23). Основная залежь сложена агрегативными и прожилково-вкрашенными колчеданными рудами. Наибольшая мощность рудного тела 50—55 м, по падению она постепенно уменьшается и на глубине 200 м практически выклинивается. В верхней части залежь сложена сплошными кристаллически-зернистыми халькопирит-пиритовыми рудами, на глубине ниже 200 м постепенно сменяющимися прожилково-вкрашенными серноколчеданными. В висячем боку верхней части залежи вскрыта слепая линза массивных медно-цинковых руд длиной 50 м. Южная линза сложена массивными тонкозернистыми рудами. В основной своей массе оруденение слепое. На поверхности кроме «железных шляп» отмечаются лишь маломощные зонки и кварцевые прожилки с бедной халькопиритовой и пиритовой минерализацией, пленки и примазки малахита. Рудная минерализация накладывается на дайки кварцевых и базо-кварцевых альбинофиров. Состав руд: пирит, халькопирит, сфалерит, редко галенит. Зональность руд отсутствует.

Околорудные изменения выражаются в различном по интенсивности замещении пород хлоритом и кварцем, иногда с небольшой примесью серицита. Наиболее интенсивно изменены породы вблизи главной «железной шляпы», на северо-восточном продолжении и к востоку от нее. В направлении от этой «шляпы» к южной наблюдается неправильная по форме меридиональная полоса частично измененных пород, отнесенных к околорудным с некоторым сомнением. В целом морфология частично и нацело измененных околорудных пород весьма неправильная, грубо повторяющая меридиональные, северо-восточные и, возможно, северо-западные направления разрывных структур. Общая площадь метасоматитов на поверхности не более 0,1 км²; зональность в контуре ее отсутствует.

По данным буровых работ, измененные породы образуют линейно-вытянутые зоны, согласные с рудными телами, и оторочки в непосредственной близости к рудам. Наиболее широкое развитие они получили в висячем боку.

Сарлыбай

Рудопроявление находится на юге Зеленокаменной зоны Мугоджар. Вмещающие породы — подушечные лавы базальтового состава с редкими прослойками туфов и гиалокластитов мугоджарской свиты. Строение подушек, состав, структурно-текстурные особенности слагающих их пород обычны и включают все разновидности базальтоидов: диабазы, афириты, порфириты, вариолиты, спилиты, тахилиты. Встречаются единичные дайки кварцевых диоритовых порфириотов и пластиогранит-порфиров северо-восточного и субширотного простирания. В 3 км к востоку от месторождения эти дайки секут гранат-мусковитовые пегматиты, в свою очередь, пересекающие верхнепалеозойские граниты.

Последовательность формирования интрузивных магматических и дайковых пород в районе месторождения следующая: габбро —

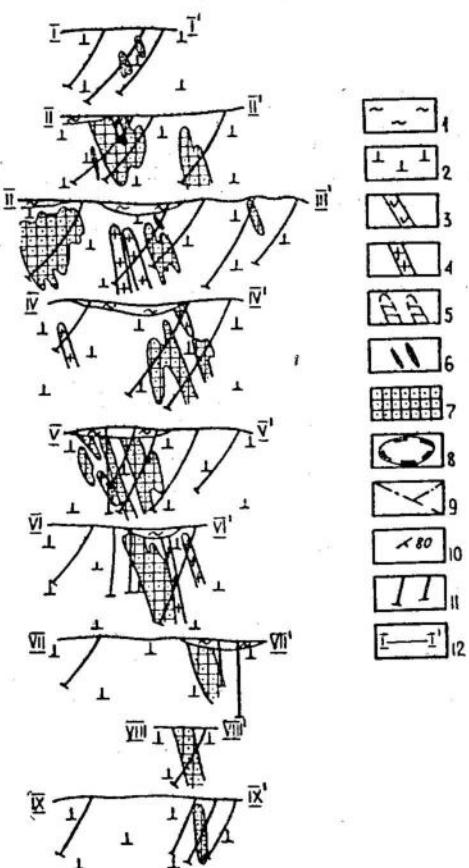
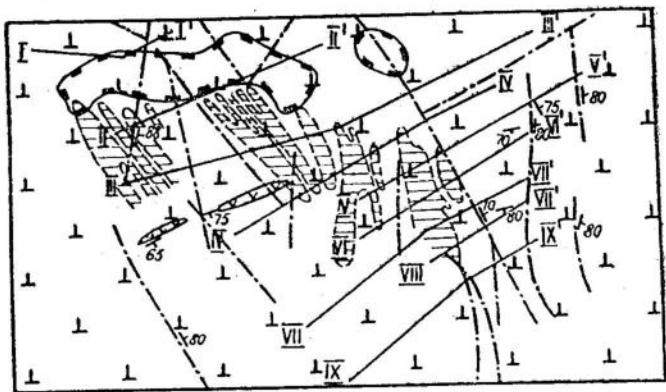


Рис. 24. Рудопроявление Сарлыбай. Схема геологического строения, план и разрезы.
По материалам Б. М. Руденко, К. М. Егимбаева, с использованием материалов С. Г. Гречнера и др. 1 — рыхлые отложения; 2 — подушечные лавы простого и сложного строения базальтового и андезито-базальтового состава (афириты, спилиты, вариолиты, стекла) мугоджарской свиты силура; 3 — дайки габбро-диабазов; 4 — дайки плагиогранит-порфиров; 5 — проекции рудных тел на поверхность; 6 — массивные медно-никелевые руды; 7 — прожилково-вкрапленные руды; 8 — площади распространения вкрапленного золота (по данным шлихового опробования); 9 — тектонические нарушения; 10 — элементы залегания пород; 11 — скважины; 12 — линии геологических разрезов.

кварцевый диорит → кварцевые альбитофиры → гранит → гранато-мусковитовые пегматиты → кварцевые диоритовые порфириты, плагиогранит-порфиры. Рудопроявление находится в тектоническом клине, образованном сочленением меридиональных Борлинских на востоке и северо-западных Сарлыбайских на западе разломов, падающих навстречу друг другу. Оно расположено на восточном крыле Жанганинской антиклинали (на участке самого рудопроявления), осложненной асимметричной синклинальной складкой с осью, ориентированной в северо-западном направлении. Северо-восточное крыло ее, где находится основное оруденение, частично срезано региональным нарушением, входящим в систему Борлинских разломов. В юго-западном крыле угол падения толщ $60-65^{\circ}$ на северо-запад, в северо-восточном $2-10^{\circ}$ на юго-запад.

Основные разрывные нарушения — система северо-западных зон дробления, оперяющих крупный Борлинский разлом север-северо-восточного простирания, а также широтные структуры. Наиболее крупные разрывные нарушения ограничивают участок рудопроявления с запада и востока, фиксируются крупными массивами габброидов и гранитоидов и более поздними подвижками, ориентированы субмеридионально и падают навстречу друг другу. С ними связаны мелкие нарушения того же или диагонального простирания. Трециниевые зоны широтного простирания с южным падением под углом $70-75^{\circ}$ пересекают участок почти посередине. К ним приурочено русло р. Сарлыбай. К северу и югу от русла количество широтных трециниевых зон быстро убывает.

Оруденение вкрапленно-прожилковое и связано с трециниевыми зонами северо-западного и субмеридионального простирания, рассекающими подушечные лавы почти под прямым углом и, вероятно, оперяющими Борлинского разлома. Зоны широтного и северо-восточного направления минерализованы. По данным С. Г. Грепшина, В. И. Комягина, А. Д. Гуровой, рудные тела имеют форму коротких линз и субмеридиональную ориентировку (рис. 24). Вскрываются скважинами в долине р. Сарлыбай, где погребены под речными отложениями или фиксируются в виде «железных шляп» в бортах долины. В северной половине рудопроявления рудные залежи выклиниваются на глубине, не достигая поверхности, т. е. являются слепыми. В южной половине слепые рудные тела отсутствуют, выходящие на поверхность единичны. Участки наибольшей мощности рудных тел совпадают с руслом р. Сарлыбай. Состав рудной минерализации: пирит, халькопирит, сфалерит. Зональность руд отсутствует. Максимальные количества пирита и халькопирита на глубине 25—80 м. На северо-западном продолжении рудных тел установлены арсенопирит, молибденит, галенит, барит и золото. Рассеянные элементы руд — Ag, Pb, Mo, As.

В пределах доступной площади, совпадающей с областями северо-западного и юго-восточного выклинивания рудных тел, околоврудное кварц-хлоритовое изменение практически отсутствует. Наибольшее количество вкрапленности пирита отмечено на южном выклинивании западной залежи и на северном выклинивании восточных рудных тел. На северо-западном продолжении центральной группы залежей пиритизация более слабая, а на всей осталльной площади незначительная.

Можно предполагать, что заметное кварц-хлоритовое изменение может быть только в контурах самих рудных залежей, т. е. в пределах минерализованных трециниевых зон. Вертикальный интервал околоврудного изменения предположительно $0 \geqslant 310$ м. Окварцевание на

северном выклинивании рудных тел, ранее принимаемое целиком за синхронное с золотой и сульфидной минерализацией, оказалось только частью одновременным с ней, а остальной кварц является более ранним и генетически разнородным, связанным со временем деанортитизации плагиоклаза и разложения стекла или эпидот-пренитовым изменением.

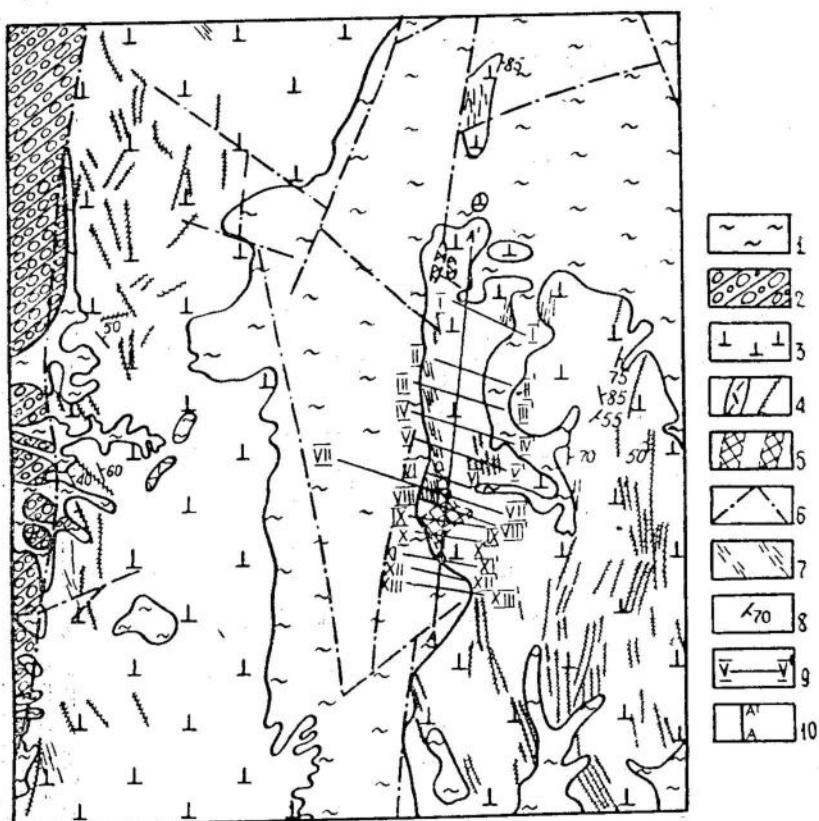


Рис. 25. Месторождение Каражендырь. Схематическая геологическая карта. По материалам С. Г. Грешнера, А. Д. Гуровой, Б. И. Комягина, А. Н. Ященко, В. Г. Касьянова, Г. В. Тимофеева. 1 — рыхлые отложения; 2 — мелкогалечные конгломераты и песчаники верхнего девона — нижнего карбона; 3 — основные эфузивы мугоджарской свиты силура; 4 — дайки альбитофиров и кварцевых альбитофиров; 5 — бурые железняки «железных шляп»; 6 — тектонические нарушения; 7 — рассланцевание; 8 — элементы залегания пород; 9 — линии геологических разрезов; 10 — линии совмещения разрезов.

Закономерностей в пространственном развитии рудных тел относительно эпидотизированных, с одной стороны, и пумпеллиитизированных и пренитизированных пород — с другой, не отмечается. Эпидот, пумпеллиит, пренит и пр. пространственно совмещены на одних и тех же площадях. Карбонатизация — процесс региональный, явно связанный на участке месторождения с зонами тектонических деформаций.

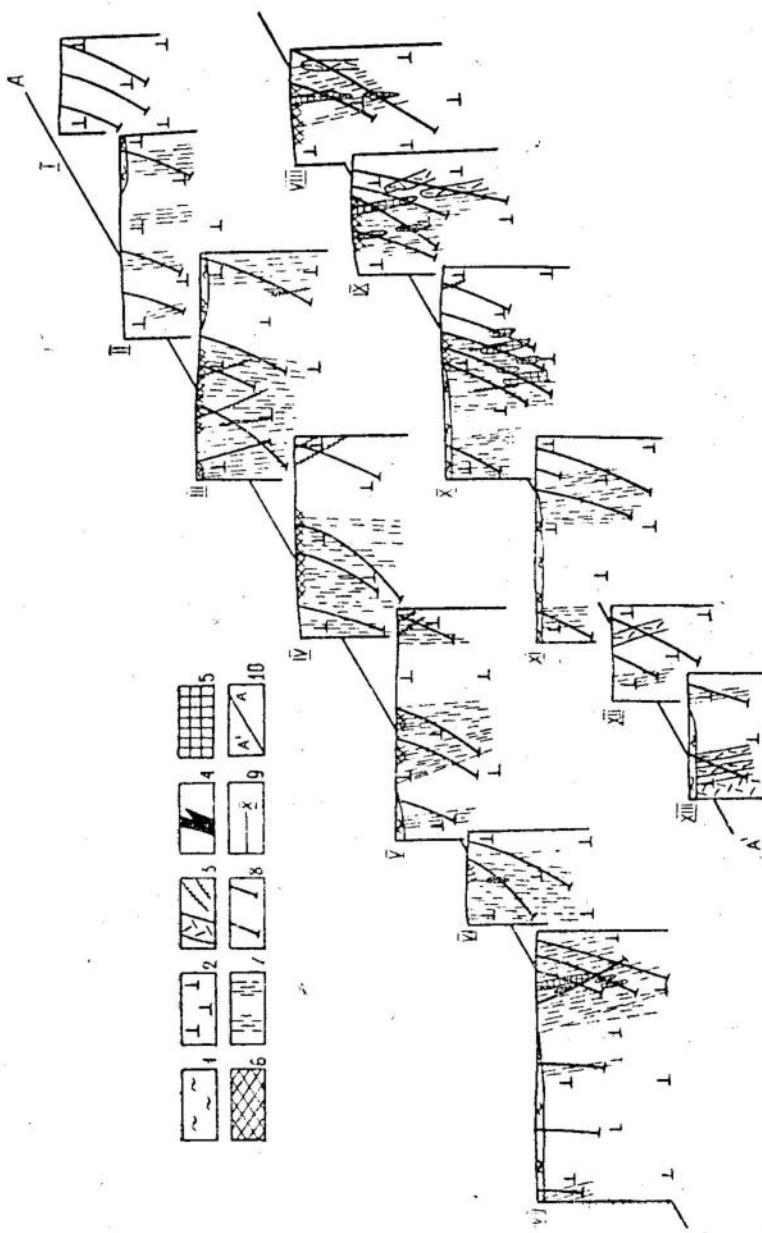


Рис. 26. Месторождение Каражаны. Схематические геологические разрезы. По материалам С. Г. Гречнера, А. Д. Гуровой, Б. И. Колмагина. 1 — рыхлые отложения; 2 — основные эфузивы мутоджарской свиты силура; 3 — дайки альбитофиров, кварцевых альбитофиров; 4 — массивные медно-челаданные руды; 5 — вкрапленно-прожилковые медно-челаданные руды; 6 — бурые железники • шлины; 7 — рассланцевание, участками до образования хлоритовых сланцев за счет основных эфузивов; 8 — скважины; 9 — линии геологических разрезов; 10 — линия совмещения разрезов.

Карабендыр

Месторождение Карабендыр находится у западных границ центральной части Зеленокаменной зоны Мугоджар. Большая часть территории перекрыта рыхлыми отложениями.

Вмещающие породы — подушечные массивные и миндалекаменные базальтовые, андезито-базальтовые афириты, порфириты, диабазы и спилиты мугоджарской свиты с прослоями яшм.

Непосредственно вблизи оруденения, а также к западу и востоку от него развиты серии даек кварцевых и базокварцевых альбитофирам, реже габбро-диабазов и диоритов субмеридионального простирания с крутым восточным падением.

Месторождение расположено в близосевой части синклиналии субмеридионального направления с падением пород на восток под углом 40—85°, срезанной с запада системой Западно-Мугоджарских меридиональных пограничных разломов. Весь участок месторождения характеризуется интенсивным, но неравномерным рассланцеванием, брекчированием и перетиранием пород.

По данным М. М. Музалевского, А. Д. Гуровой, С. Г. Грешнера, Б. И. Комягина, оруденение, приуроченное к участкам с наиболее интенсивным рассланцеванием, прожилково-вкрапленное с пятью мелкими залежами массивных руд. Зона с оруденением имеет меридиональное простижение и крутое восточное падение. Рудные залежи — круто-падающие линзовидные тела (рис. 25, 26). С поверхности рудные зоны представлены бурожелезняковыми образованиями «железной шляпы». Состав руд: пирит, халькопирит, сфалерит; в рудах установлена примесь Mo, As, Pb, Co.

Околорудные изменения, судя по отрывочным данным, представлены кварц-хлоритовыми метасоматитами с незначительной микроскопической примесью серицита. Распространены они примерно в рамках разбуренной площади. Из-за отсутствия данных в настоящее время месторождение оконтуриено быть не может. Оруденение и околорудные изменения развиты в области повсеместного, но неравномерного распространения эпидот-пумпеллийт-пренитовой и цеолит-карбонатной фации. Последняя особенно интенсивна в наиболее дробленых породах.

Верхний Чуулдак

Месторождение Верхний Чуулдак находится в южной половине Зеленокаменной зоны Мугоджар. Вмещающими оруденение породами являются покровные и подушечные эффузивы мыльашинской свиты — массивные и миндалекаменные базальтовые, андезито-базальтовые, андезитовые до андезито-дацитовых афириты, порфириты, спилиты, вариолиты с незначительным количеством туфов и лавобрекчий того же состава и прослоями яшмоидов, кварцевые диориты и плагиограниты (Айрюкского массива?), кварцевые альбитофиры. Кварцевые диориты и плагиограниты встречены в пределах месторождения в виде мелких тел мощностью до 0,8 м в керне некоторых скважин. Кварцевые и базокварцевые альбитофиры образуют серии параллельных широтных даек мощностью до 70—50 см к северу, востоку и югу от «железной шляпы». Падение их большей частью на северо-восток под крутыми углами. В южной части месторождения находится крупное дайкообразное тело кварцевых альбитофирам северо-западного простираания с крутым падением на северо-восток.

Месторождение приурочено к сочленению юго-западного окончания Чуулдак-Мынжасарского разлома и субширотной Чуулдак-Сарлы-

байской зоны, вблизи центроклинального замыкания Берчогурской мульды. Сочленение происходит со стороны лежачего бока Чуулдак-Мынжасарской зоны, где дайки альбитофиров и плагиогранит-порфиров секут среднедевонские плагиограниты Айрюкского массива.

Эффузивные породы на участке месторождения залегают почти горизонтально или падают очень полого на восток. Характерны интенсивное площадное дорудное и послерудное дробление и смятие пород, участками полное превращение их в разнообломочные брекчии, в значительной степени маскирующие первоначальный облик эффузивов. Породы пересекаются многочисленными разрывными нарушениями различных направлений. Структуры северо-восточного простирания следуют вдоль границы Айрюкской интрузии, срезая ее на северо-западном фланге месторождения, и входят в систему Чуулдак-Мынжасарских долгоживущих разломов. Северо-западная трещинная зона расположена на юго-западном фланге. К ней приурочены крупнейшая на месторождении дайка кварцевых альбитофиров, зоны интенсивнейшей хлоритизации, цеолитизации и карбонатизации. Вдоль этого нарушения (по керну скважин) отмечается наиболее богатая и разнообразная сульфидная минерализация. Нарушения субширотного направления, входящие в систему Чуулдак-Сарлыбайской субширотной зоны, фиксируются сериями даек кварцевых альбитофиров, жилами кварца, гидротермальной синрудной и рудной минерализацией. Вблизи рудо-проявления Верхний Чуулдак отмечаются минерализованные кольцевые структуры. Наиболее крупная из них, находящаяся к юго-западу от участка, представляет собой небольшую возвышенность размером 150—120 м с чашеобразным углублением в центре и интенсивным окварцеванием, сопровождаемым редкой вкрапленностью пирита, иногда халькопирита. Минерализация приурочена главным образом к западной периферической части этой возвышенности. В плане она образует кольцо с отходящими от него на северо-запад языками и является, возможно, надинтрузивной зоной.

Рудовмещающие структуры — вся крупная зона дробления при сочленении Чуулдак-Сарлыбайской дайковой зоны с Чуулдак-Мынжасарским разломом.

Оруденение имеет вкрапленно- прожилковый характер штокверкового типа. Форма участков штокверка неправильная, часто изогнута как по простиранию, так и по падению, четко подчинена разрывным нарушениям северо-западного и широтного, в меньшей степени северо-восточного простирания (рис. 27). Границы штокверка условны, интенсивность минерализации к периферии меняется постепенно и незакономерно, встречаются отдельные обогащенные участки.

В районе «железной шляпы» было вскрыто несколько сближенных маломощных колчеданных тел общей мощностью 10 м. Падение на север под углом 45—50°.

Состав руд следующий: главный минерал — пирит, второстепенные — халькопирит, сфалерит, галенит, борнит, теннантит, редкие — мельниковит, марказит. Иногда в ассоциации с кварц-пирит-халькопиритовыми прожилками, а также в виде самостоятельных скоплений по сети тонких трещин в эффузивах присутствует твердый битум. Зональность руд отсутствует. Рассеянные элементы руд: Ag, Mo, W, Sn, Co, Ni, Ga, Bi, Sb, As, Cd, Zn. Структуры руд тонкозернистые, часты эмульсионные включения халькопирита в сфалерите и колломорфные образования пирита (Павлова, 1968).

Окорудные гидротермальные изменения, выражающиеся в полном или частичном замещении пород кварцем, хлоритом и серицитом с пиритом, ограничены очень четко, имеют в плане неправильные, слег-

ка вытянутые в широтном направлении контуры и размер $\sim 1 \text{ км}^2$. Окаймлены внешней зоной с неравномерной пиритизацией и спорадическими незначительными проявлениями оклорудного изменения. Эта внешняя зона имеет еще более четкое широтное простирание, вблизи разлома, частично срезающего Айрюкскую интрузию, образует языки, вытянутый в северо-восточном направлении вдоль этого разлома. Размеры ее $\sim 4 \text{ км}^2$. Наиболее полно переработанные породы занимают центральную часть участка месторождения.

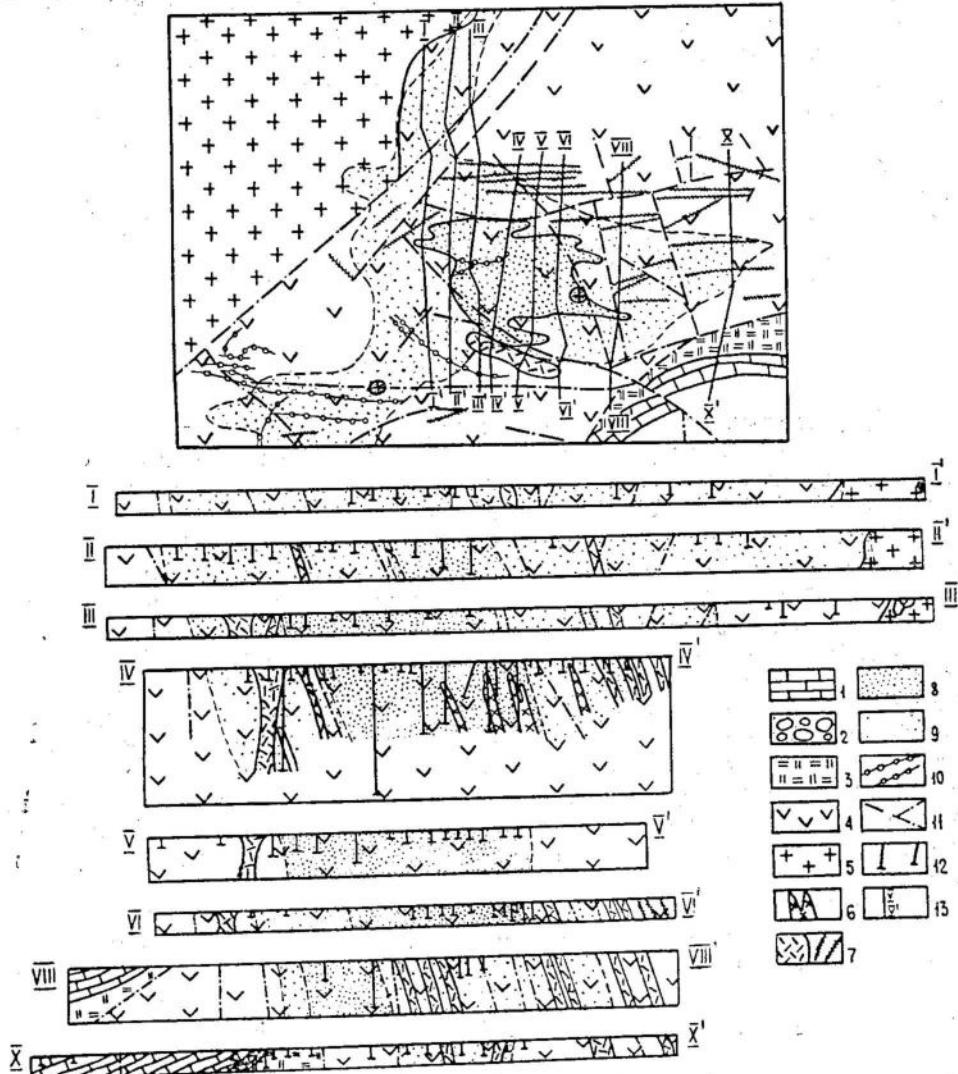


Рис. 27. Месторождение Верхний Чуулдак. Схема геологического строения, план и разрезы. Составлена Б. М. Руденко, Г. Э. Нарвайт с использованием материалов М. И. Ильющенко, З. Н. Гамовой. 1 — известняки с прослойями песчаников, нижний карбон; 2 — конгломерато-песчаники и песчаники франа; 3 — альбитофиры, кварцевые альбитофиры покровные мильяшинской свиты нижнего девона; 4 — андезитовые, андезито-базальтовые, андезито-дацитовые порфириты мильяшинской свиты нижнего девона; 5 — плагиограниты, гранодиориты среднего девона; 6 — кварцевые диориты среднего девона; 7 — дайки кварцевых и базокварцевых альбитофирам эйфельского яруса среднего девона; 8 — кварц-серцинат-хлоритовая фация оклорудного изменения; 9 — площадь с неравномерной рассеянной пиритизацией и спорадическими слабыми проявлениями кварц-серцинат-хлоритовой фации изменения; 10 — кварцевые жилы и зоны кварцевого штокверка; 11 — тектонические нарушения; 12 — скважины; 13 — линии разведочных профилей.

Сульфидная минерализация накладывается на интрузивные контаминированные и гибридизированные породы Айрюкского массива. Пирит с хлоритом, серицитом и кварцем образуют жилки, сеть жил, гнезда в актинолитизированной породе экаоконтакта; жилки пирита и хлорита пересекают гранитоиды и дайки кварцевых альбитофиров.

В скважине, пробуренной в отложениях франа Берчогурской синклинали (к востоку от месторождения), на глубине 15—43 м в конгломератах встречены обломки окварцованных пород с вкрапленностью халькопирита. Следовательно, возраст оруденения и околоврудного изменения датируется как послеэйфельский, но доверхнедевонский.

Месторождение находится в поле развития умеренной и слабой региональной эпидотизации и окварцевания, сопровождавшихся незначительными спорадическими проявлениями пумпеллитизации, пре-нитизации и красноцветного изменения, и интенсивно проявленного пострудного метасоматизма — карбонатизации, цеолитизации и др. Пространственное соотношение всех региональных и околоврудных изменений не указывает на какую-либо закономерную приуроченность последних к границам разных региональных метаморфических фаций. Зональность метасоматитов отсутствует.

Кокжарлы

Рудопроявление Кокжарлы находится в южной половине Зеленокаменной зоны Мугоджар. Непосредственно вмещающими оруденение породами являются подушечные лавы мугоджарской свиты простого и сложного строения андезито-базальтового состава, среди которых выделяются порфиры, афириты, спилиты, вариолиты, гиалокластиты. Породы куркудукской свиты, представленные диабазами, реже спилитами, и включающие многочисленные прослои сургучно-красных кремнистых пород (яшмоидов), развиты в юго-восточной части участка.

Рудопроявление приурочено к юго-восточному крылу Кокжарлы-Брайской антиклинальной складки, ориентированной в северо-восточном (25—30°) направлении. Непосредственно на участке породы залегают близгоризонтально или со слабым наклоном (5—10°) на юго-восток. Падение толщ куркудукской свиты на восток под углом 40—35°. Мощная зона Кокжарлы-Куркудукских разломов, разделяющая свиты в юго-восточной части участка, ориентирована в северо-восточном направлении (20°), падение ее неясное, вероятно, юго-восточное с углом 70—80°.

Трецинные зоны, в которых локализованы рудные тела, изогнуты, имеют северо-западное простижение (300—350°), юго-западное падение (70—75°) и являются, по-видимому, оперяющими Кокжарлы-Куркудукской зоны разломов. Местами отмечаются близгоризонтальные трещины, образованные в результате межслоевых (межпокровных) подвижек.

Две наиболее минерализованные зоны северо-западного простирания соединяются слабо оруденелыми трещинками северо-восточного направления, имеющими, по-видимому, юго-восточное падение (рис. 28).

На участке причленения оперяющих рудлокализующих зон к Кокжарлы-Куркудукской в последней отмечается слабая пирит-халькопиритовая минерализация.

Рудные тела неправильные, жилообразные, линзовидные, имеют штокверковый характер. По данным З. Н. Павловой (1968), с породами висячего бока рудные тела имеют резкие границы, а в нижележа-

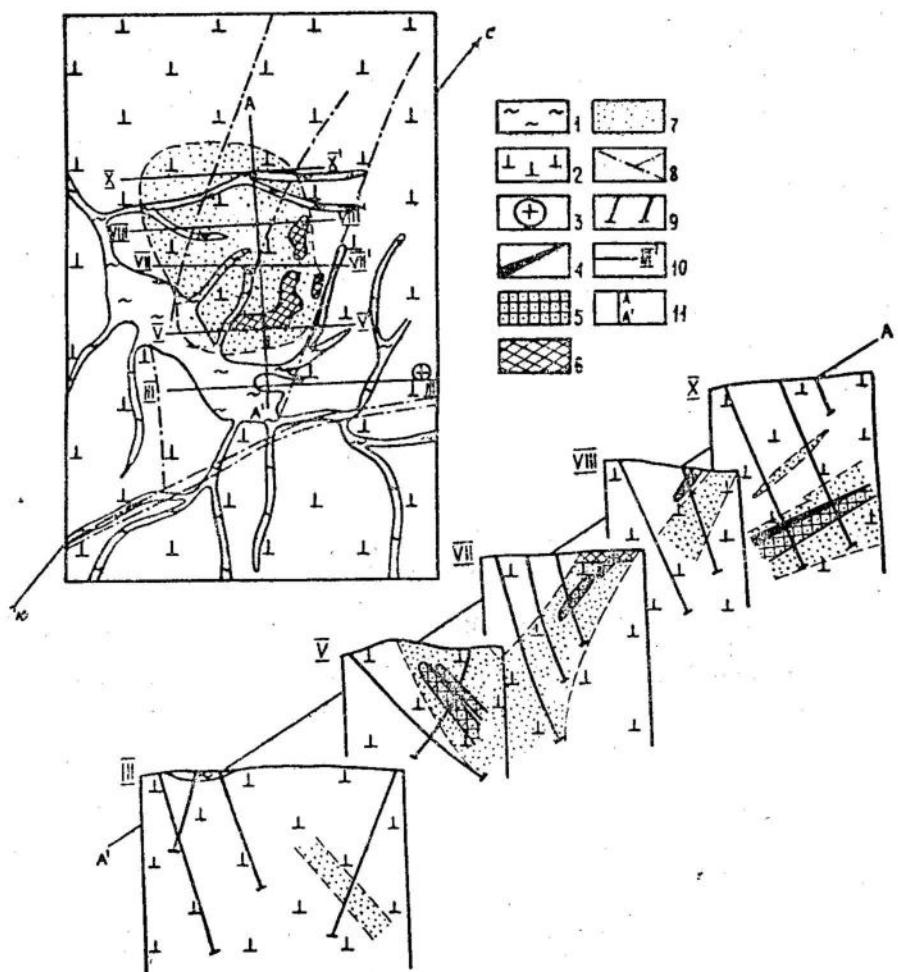


Рис. 28. Рудопроявления Кокжарлы. Схема геологического строения, план и разрезы. По материалам З. М. Маховой, М. И. Ильющенко и З. Н. Гамовой с дополнениями Г. Э. Нарвайт. 1 — рыхлые отложения; 2 — базальтовые афириты, порфириты, спилиты, вариолиты и стекла мугоджарской и куркудукской свит силура; 3 — мелкие штоки плагиогранитов среднего девона; 4 — массивные медно-колчеданные руды; 5 — прожилково-вкрапленные медноколчеданные руды; 6 — бурые железняки «железной шляпы»; 7 — кварц-хлоритовая фация околодунго-го изменения (на разрезах) и ее проекция на поверхность (план); 8 — разрывные нарушения; 9 — скважины; 10 — линии разведочных профилей; 11 — линия совмещения разрезов.

щих толщах наблюдается постепенный переход от рудных залежей к слабоминерализованным и неминерализованным породам.

Отмечается некоторое накопление халькопирита в центре рудных тел, а сфалерита в периферии.

По текстурным признакам выделяются сплошные (единичные мелкие линзы), вкрапленно-прожилковые и брекчиевидные руды. Главный минерал — пирит, второстепенные — халькопирит, сфалерит, мельниковит-пирит, мельниковит, марказит, кварц, халцедон, редкие — галенит, пирротин, гематит, магнетит, маггемит, сидерит, сферосидерит, гипс. Структуры руд тонкозернистые, часто колломорфные, зоны роста в пирите обычны и выражены хорошо. Мелкие пустотки и поры в ру-

дах выполнены сидеритом, гипсом, кварцем. Признаки метаморфизма руд отсутствуют. Общая последовательность образования основных минералов в рудах: пирит \longrightarrow халькопирит \longrightarrow сфалерит \longrightarrow халцедон, кварц \longrightarrow кальцит, сидерит, гипс. В колломорфных образованиях все сульфиды нередко отлагаются совместно, образуя пирит-сфалеритовые, пирит-халькопирит-мельниковитовые и т. п. почки.

Рассеянные элементы руд: Ag, Mo, Bi, As, Sn, Cd, Ga, Co, Ni, Sb, In.

Околорудные гидротермальные изменения выражаются в окварцевании и окремнении пород, хлоритизации их, осветлении ранее существовавшего хлорита, собирательной перекристаллизации и укрупнении сфена, а также пиритизации. Наибольшие содержания кварца приурочены к центральным частям рудных тел. Халцедон встречается не часто, иногда ассоциирует с пиритом и другими сульфидами. Хлорит в непосредственной близости от рудных тел или внутри них, как правило, бледноокрашен. Максимальные концентрации пирита наблюдаются в зонах интенсивного околорудного изменения и в рудных телах, за их пределом пирит фиксируется в виде бедной редкой вкрапленности. Халькопирит за пределами рудных тел и оруденелых зон встречается очень редко. Сфалерит установлен только в пределах рудных тел и оруденелых зон.

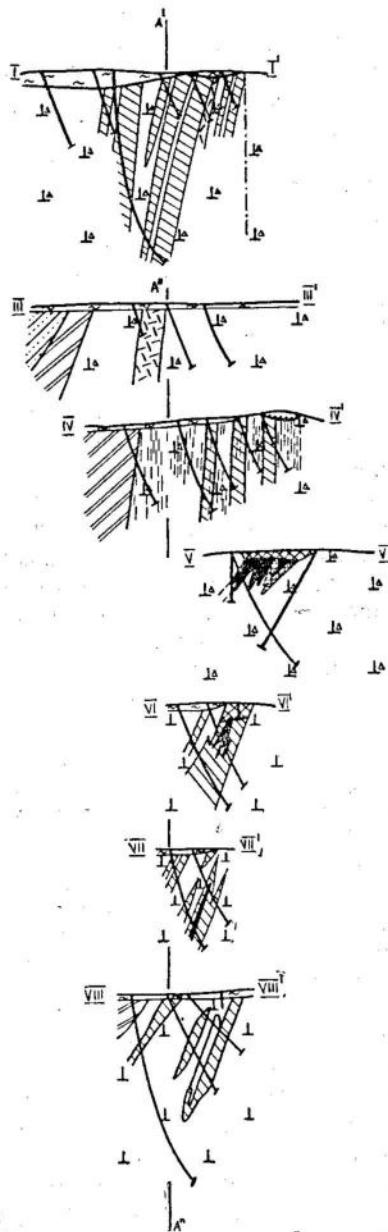
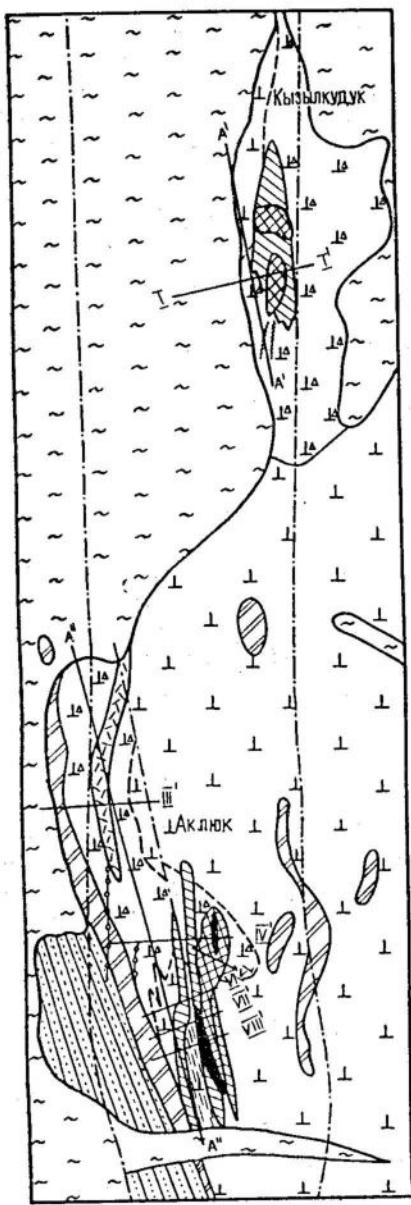
Наиболее интенсивные околорудные изменения, выражающиеся в полном замещении пород кварцем, бледно-зеленым хлоритом и сульфидами, имеют место только в пределах самих вкрапленно-прожилковых руд. На поверхности очень слабые изменения, в ряде случаев условно отнесенные к околорудным, охватывают весь участок рудопроявления. На глубине указанные новообразования спорадически фиксируются почти везде выше сильно переработанных зон. Рассеянная пиритизация установлена на всех глубинах от 0 до 310 м, на поверхности развита на площади всего рудопроявления. Зональность метасоматитов отсутствует.

Рудопроявление Кокжарлы находится в контурах повсеместно, но слабо проявленного регионального гидротермального метасоматизма — пумпеллиитизации и карбонатизации.

На глубинах 370—250 м во многих местах отмечается амфиболизация. На северо-восточном фланге на глубине 130—150 м встречены апофизы (?) плагиогранитной и кварц-диоритовой интрузий. Это позволяет предполагать присутствие под рудопроявлением невскрытой эрозией интрузии, вытянутой в северо-восточном направлении.

Кызылкудук-Аклюкское рудное поле

Рудное поле расположено примерно в центре Зеленокаменной зоны Мугоджар, в равнинной части у западных ее границ. Почти вся площадь его закрыта рыхлыми четвертичными отложениями и корой выветривания пород палеозоя, над которыми возвышаются мелкие сопки, сложенные бурыми железняками («железных шляп») и супергенно-измененными окремненными лимонитизированными вулканогенно-осадочными породами мыльашинской свиты. Рудопроявление Кызылкудук находится в 1,5 км к северу от месторождения Аклюк. В пределах Кызылкудук-Аклюкского рудного поля, кроме того, отмечается несколько точек с халькопирит-пиритовой минерализацией. На картах и разрезах прошлых лет вмещающие породы показаны туфами смешанного состава. Породы очень дроблены, смяты, брекчированы, перетерты, рассланцованны. По данным И. Д. Рогожина, И. К. Лепинского, А. В. Урюпина, Д. Г. Костецкого, по скважинам на обоих участках



1	2	3	4	5
6	7	8	9	10
11	12	13	14	15

Рис. 29. Рудное поле Кызылкудук — Аклюк. Схема геологического строения, план и разрезы. По материалам И. Д. Рогожина, И. В. Лепинского, А. В. Юропина, Д. Г. Костецкого. 1 — рыхлые отложения; 2 — глинистые и глинисто-кремнистые сланцы предположительно среднедевонского возраста; 3 — яшмоиды и кремнистые сланцы силура; 4 — основные эфузивы мугоджарской свиты силура; 5 — по-видимому, дробленые и смятые основные эфузивы; ранее принимались за туфы; 6 — дайки альбитофиров и кварцевых альбитофиров; 7 — кварцевые жилы; 8 — хлоритовые сланцы за счет основных эфузивов Мугоджарской свиты и кварцевые оклорудные породы; 9 — бурые железняки «железной шляпы»; 10 — массивные колчеданные руды; 11 — прожилково-вкрашенные руды; 12 — рассланцевание; 13 — тектонические нарушения; 14 — линии геологических разрезов; 15 — линия совмещения разрезов.

установлены хлоритовые сланцы за счет основных эфузивов с участками брекчирования и лимонитизации.

В пределах рудного поля отмечаются дайки альбитофиры и протяженные кварцевые жилы. Интенсивная тектоническая деформированность пород рудного поля обусловлена нахождением его в пределах тектонического клина близмеридиональных зон рассланцевания системы Западно-Мугоджарских меридиональных пограничных разломов. Тектонические деформации и глубоко проникшее по зонам супергенное разложение настолько изменили первоначальный облик пород, что определить его чрезвычайно трудно, а зачастую и невозможно.

Оруденение на Кызылкудуке прожилково-вкрашенное. Рудные тела линзовидные, линейно-вытянутые, представляют собой серию минерализованных зон с кулисным залеганием, крутым западным падением и условными границами. Общая длина по простирианию до 440 м.

Оруденение месторождения Аклюк массивное и прожилково-вкрашенное. Известны два рудных тела плосколинзовидной и неправильной формы длиной по простирианию до 300 м (рис. 29). Вертикальный интервал оруденения 0—270 м. Основные руды залегают на глубине 0—130 м. Состав руд: пирит, халькопирит, сфалерит. Почти никаких сведений об околоврудных изменениях этих месторождений нет, кроме единственного указания на интенсивное гидротермальное окварцевание (до образования кварцитов) вокруг небольшой линзы массивных руд на месторождении Аклюк. Повсеместно развиты минералы эпидот-пумпеллит-пренитовой и особенно цеолит-карбонатной фаций регионального метасоматизма.

Кудуксай

Рудопроявление Кудуксай расположено примерно в центральной части Зеленокаменной зоны Мугоджар и приурочено к южному погружению Катынадырской антиклинали близмеридионального простириания. Вся территория рудопроявления перекрыта рыхлыми четвертичными отложениями и продуктами выветривания палеозойских эфузивов. Вмещающими породами являются массивные и миндалекаменные базальтовые, андезито-базальтовые, реже андезитовые и андезито-дацитовые афирыты, порфиры, спилиты, редко отмечаются туфы дацитового состава, иногда — прослои яшм.

Под рыхлыми отложениями на восточном фланге находится крупная интрузия гранитоидов, в западном эндоконтакте которой, непосредственно вблизи оруденелой зоны, отмечаются небольшие тела габбро и гипербазитов. В небольшом количестве установлены дайки кварцевых и базокварцевых альбитофиров предположительно северо-западного и субмеридионального простириания.

Основные разрывные структуры — северо-западные, второстепенные — северо-восточные и меридиональные, возможны широтные. Фиксируются зонами дробления и гидротермального изменения.

Рудовмещающие структуры северо-западные в зоне контакта эфузивов и интрузии. Падение контакта восток-северо-восточное. Оруденение прожилково-вкрашенное. Геолого-геофизическими работами установлено четыре перспективных рудоносных зоны длиной по простирианию до 1200 м. Падение зон крутое восточное, простириание близмеридиональное. Вертикальный интервал оруденения $0 \geq 500$ м. Основные руды находятся на глубинах 0—200 м. Состав руд: пирит, халькопирит, сфалерит.

Околорудные метасоматические изменения очень значительны по площади ($\sim 3 \text{ км}^2$ на поверхности) и интенсивности проявления, отно-

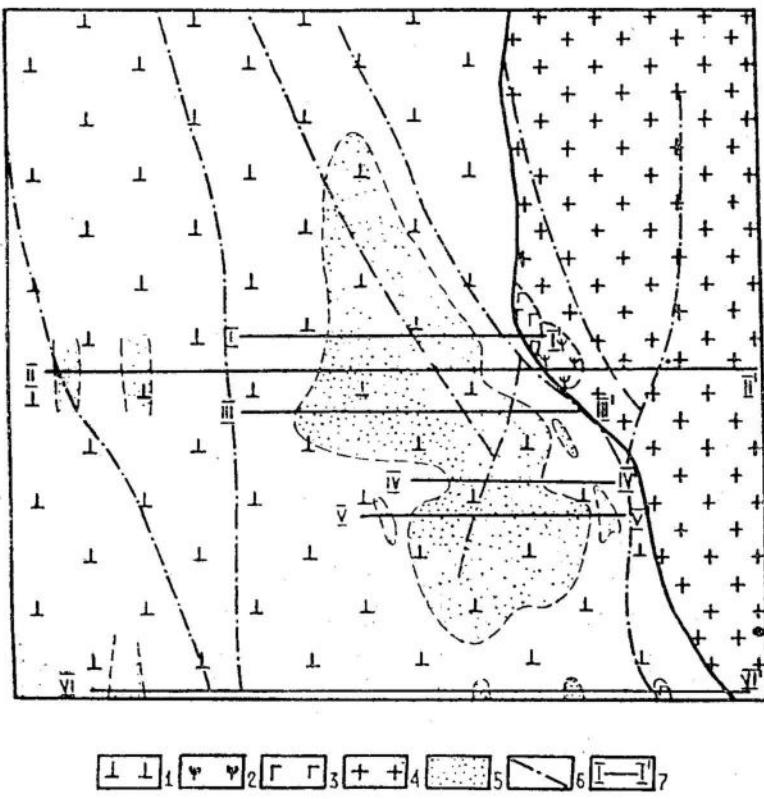


Рис. 30. Рудопроявление Кудуксай. Схема геологического строения, план, рыхлые отложения сняты. Составила Г. Э. Нарвайт с использованием материалов В. М. Хребтенко. 1 — базальтовые, андезито-базальтовые, андезитовые афирыты, порфириты, спилиты, вариолиты мугоджарской свиты силура; 2 — серпентиниты за счет перидотитов; 3 — габбро диаллаговое; 4 — плагиограниты и кварцевые диориты; 5 — кварц-серцицит-хлоритовая фация околоврудного изменения с прожилково-вкрашенной минерализацией пирита, реже халькопирита и сфалерита; 6 — тектонические нарушения; 7 — линии геологических разрезов.

сятся к кварц-хлоритовой субфации с небольшой примесью серцинита. Площадь околоврудного изменения имеет в плане вид укороченной линзы, вытянутой в северо-западном направлении согласно с северо-западными разрывными структурами на расстояние около 3 км шириной до 1200 м и прослеженной по падению более чем на 500 м (до максимально разведанных глубин). Падение зоны изменения крутое восточное (рис. 30, 31). Зональность в контуре метасоматитов отсутствует, проработанность исходных пород неравномерная. Границы метасоматитов резкие. Эпидот-пумпеллиит-пренитовая и актинолитовая фации проявлены повсеместно, но незначительно. Цеолит-карбонатная и кремнистая субфации четко связаны с разрывными структурами. Оруденение и околоврудное изменение не приурочены к определенным региональным фациям метаморфизма или их границам.

Насырлымола

Рудопроявление Насырлымола находится на юге Зеленокаменной зоны Мугоджар, в 7 км южнее месторождения Сырлыбай. Участок ру-

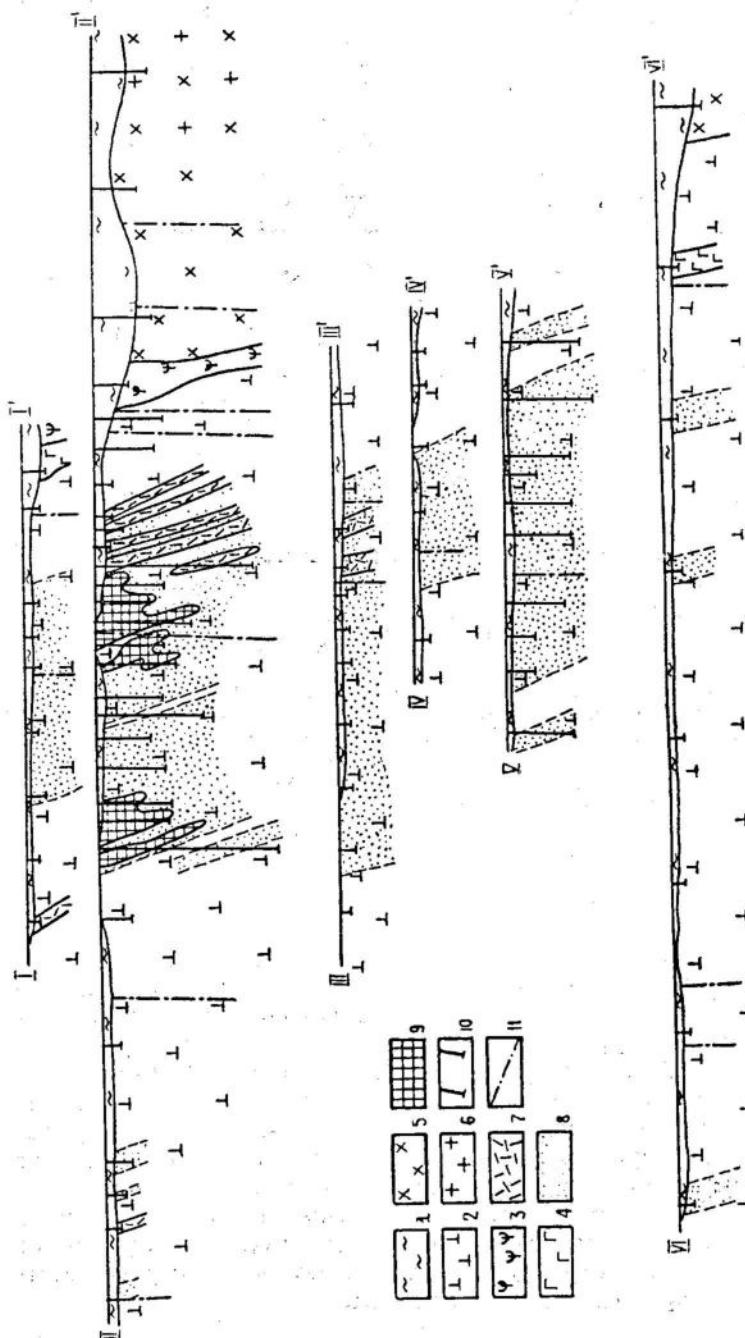


Рис. 31. Рудопроявление Кулуксай. Схематические геологические разрезы. Составила Г. Э. Нарвайт. 1 — рыхлые отложения; 2 — базальтовые, андезито-базальтовые афириты, апеллиты, спилиты, варнолиты мугоджарской свиты; 3 — серпентиниты за счет перидотитов; 4 — габбро диаллаговое; 5 — кварцевые диориты; 6 — плагиограниты; 7 — дайки кварцевых альбитофиров; 8 — кварц-серпентин-хлоритовая фация околосрудного замещения; 9 — прожилково-вкрашенная медноколчеданная минерализация (убогие руды); 10 — скважины; 11 — предполагаемые тектонические нарушения.

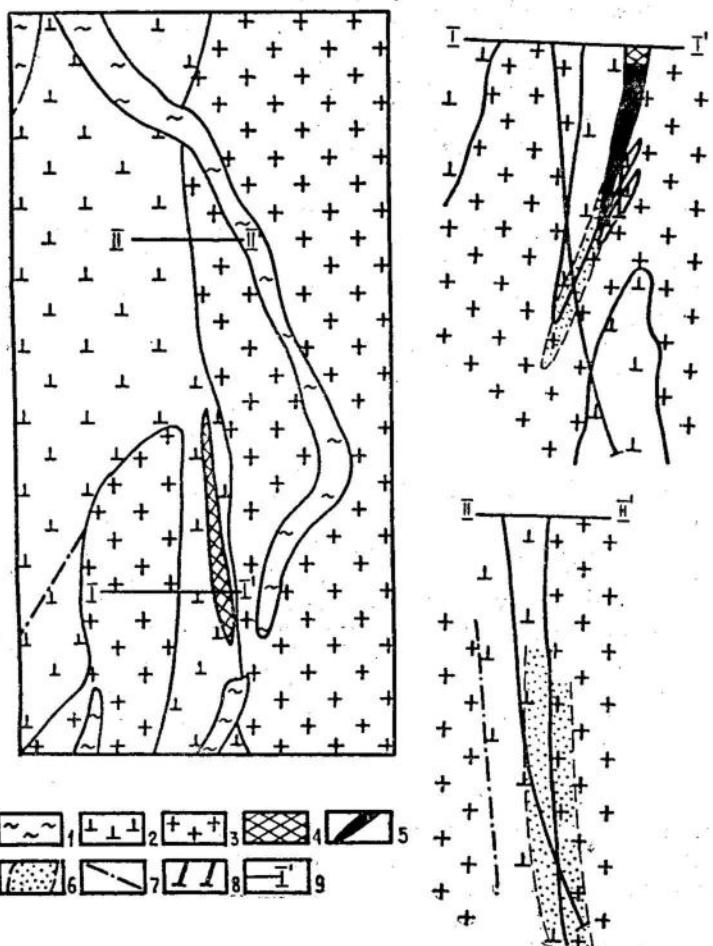


Рис. 32. Рудопроявление Насырлымола. Схема геологического строения, план и разрезы. По материалам С. Г. Грешнера. 1 — четвертичные рыхлые отложения; 2 — базальтовые афирииты, спилиты, диабазы мугоджарской свиты силура; 3 — верхнепалеозойские граниты; 4 — бурые железняки «железной шляпы»; 5 — массивные колчеданные руды; 6 — окварцевание и пиритизация; 7 — тектонические нарушения; 8 — скважины; 9 — линии геологических разрезов.

допроявления сложен основными эфузивами мугоджарской свиты — диабазами, спилитами, афириитами, вариолитами и т. п. Эфузивы на востоке участка прорываются меридионально-ориентированной верхнепалеозойской интрузией гранитов, образующей, кроме того, крупную апофизу, протягивающуюся параллельно основному контакту, вблизи от него к западу. В эндоконтакте гранитов отмечаются ксенолиты вмещающих эфузивов. На площади рудопроявления встречаются дайки кислого и основного состава и кварцевые жилы с сульфидами. Рудопроявление приурочено к контакту с гранитами в зоне, оперяющей с востока Борлинские разломы меридионального простирания.

«Железная шляпа» рудопроявления расположена в основных эфузивах в 15—20 м от контакта их с гранитами. Скважинами под бурыми железняками установлены полуокисленные массивные и прожилково-вкрашенные медноколчеданные руды (рис. 32). Рудная за-

лежь имеет форму плоской линзы близмеридионального простирания и падения на запад под углом 80—85° мощностью до 3 м и контролируется крутопадающей зоной рассланцевания. Состав руд: пирит (главный минерал), халькопирит, сфалерит. Структуры тонкозернистые до сажистых, часто колломорфные. Характерны прожилки анкерита, секущие руду. Основные элементы-примеси: Ag, Mo, Sb, As, Sn, Co, Ga, Ni (Павлова, 1968).

Непосредственно под рудной линзой и к северу от нее скважинами разбурены окварцованные лейкократовые граниты с вкрапленностью и прожилками пирита, халькопирита и сфалерита. Кварцевые прожилки с сульфидами отмечаются в экзо- и эндоконтакте гранитов, вскрываемых канавами на участке рудопроявления. Вертикальный интервал распространения рудной минерализации $0 \leq 200$ м; основные руды залегают на глубинах 0—80 м.

Геофизическое

Рудопроявление Геофизическое находится к югу от месторождения Жиланда, у западного борта Берчогурской синклинали.

Вмещающими оруденение породами являются покровные и подушечные массивные и миндалекаменные базальтовые, андезито-базальтовые, андезитовые до андезито-дацитовых афириты, порфириты, спилиты, вариолиты милышинской свиты с прослоями яшмоидов. Простижение их северо-восточное (20°), падение на юго-восток под углом 20—25°. Эффузивы секутся дайками кварцевых, базокварцевых и безкварцевых альбитофириров близмеридионального, северо-восточного и широтного простирания мощностью до 20 м и более. Установлены жерловые фации среди эффузивов (Белецкий, 1965). Основное распространение имеют разрывные нарушения северо-восточного и северо-западного простирания, подчиненное — меридиональные, субширотные. Оруденение на рудопроявлении Геофизическом имеет прожилково-вкрапленный характер и приурочено к системам трещинных зон различного направления в андезито-базальтовых эффузивах, различной протяженности и мощности, преимущественно с крутыми углами падения на восток (рис. 33). Размер оруденелых зон не превышает 150—200 м по простирианию. Среди вкрапленно-прожилковых руд встречаются маломощные (не более 0,8—1,0 м) интервалы агрегативных массивных колчеданов. Рудные тела — неправильные жилообразные, плоские линзы. Главный рудный минерал — пирит, второстепенный — мельниковит, редкие — халькопирит, сфалерит, галенит, теннантит. Последовательность минералов неизвестна, предположительно: мельниковит \rightarrow пирит \rightarrow халькопирит \rightarrow сфалерит \rightarrow галенит, теннантит. Рассеянные элементы руд: Ag, Mo, As, Zn, Co, Ni, Ga.

Вертикальный интервал оруденения $0 \geq 200$ м. Основные руды на глубине 0—100 м.

Зона окорудочно-измененных пород ориентирована в северо-западном направлении. Длина до 700 м, ширина до 300 м. Участок наиболее сильного изменения окружен ореолом пиритизации и слабого кварц-хлоритового метасоматоза. Главная площадь (включающая «железную шляпу») имеет характер крутопадающей зоны, в пределах которой породы нацело изменены в кварц-серicit-хлоритовый метасоматит, включающий неравномерно рассеянную вкрапленность и жилки сульфидов. Возраст серicitсодержащих пород по определению K—Ag методом 340 млн. лет (Грешнер, 1963).

Морфология ореола окорудного изменения в общем неправиль-

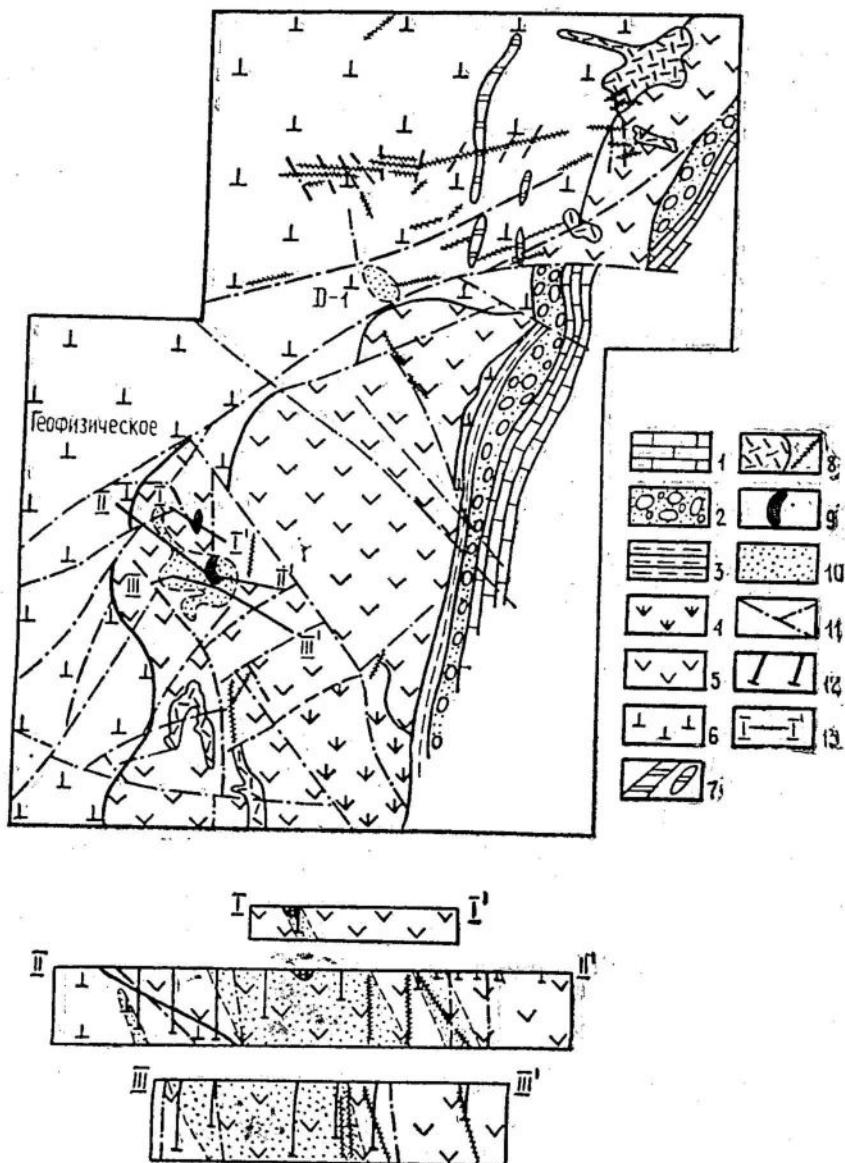


Рис. 33. Рудопроявление Геофизическое. Схема геологического строения, план и разрезы. По материалам С. Г. Грешнера, Ю. С. Белецкого с дополнениями Г. Э. Нарвайт: 1 — известняки с прослойями песчаников и глинистых сланцев нижнего карбона; 2 — конгломерат-песчаники и песчаники франа; 3 — глинисто-кремнистые сланцы бугульгирской свиты среднего девона; 4 — дацитовые порфириты мильяшинской свиты нижнего девона; 5 — андезитовые порфириты мильяшинской свиты нижнего девона; 6 — базальтовые и андезито-базальтовые афириты и порфириты массивные и миндалекаменные куркудукской и мугоджарской свит силура; 7 — сургучные кремнистые сланцы и яшмоиды; 8 — субвулканические дайки и штоки кварцевых и базокварцевых альбитофиров; 9 — бурые железняки «железной шляпы»; 10 — кварц-серпентит-хлоритовые околоврудные изменения и пиритизация; 11 — тектонические нарушения; 12 — скважины; 13 — линии геологических разрезов.

ная и определяется сочетанием и сочленением зон повышенной проницаемости разных направлений и углов падения. Метасоматическая зональность отсутствует. Рудопроявление находится в пределах совмещенных обширных полей развития пумпеллитизации, эпидотизации, пренитизации и красноцветного изменения, что не позволяет считать его приуроченным к границам каких-либо определенных фаций регионального метаморфизма.

Анастасьевское

Рудопроявление Анастасьевское находится в крайней северо-западной части Зеленокаменной зоны Мугоджар, пограничной с Южным Уралом.

Вмещающими породами являются кварцевые и базокварцевые альбитофирсы, спилиты, диабазы, порфириты, туфы кислого и основного состава, яшмы и кремнистые породы мильяшинской свиты, по данным А. А. Абдулина, В. Г. Кориневского и др., и карамалыташской, нижний—средний девон, по данным О. Ф. Гордеева, В. П. Федько, В. В. Иванова. Последними комплекс этих пород подразделяется на две толщи — нижнюю, состоящую из альбитофиров и их туфов, и

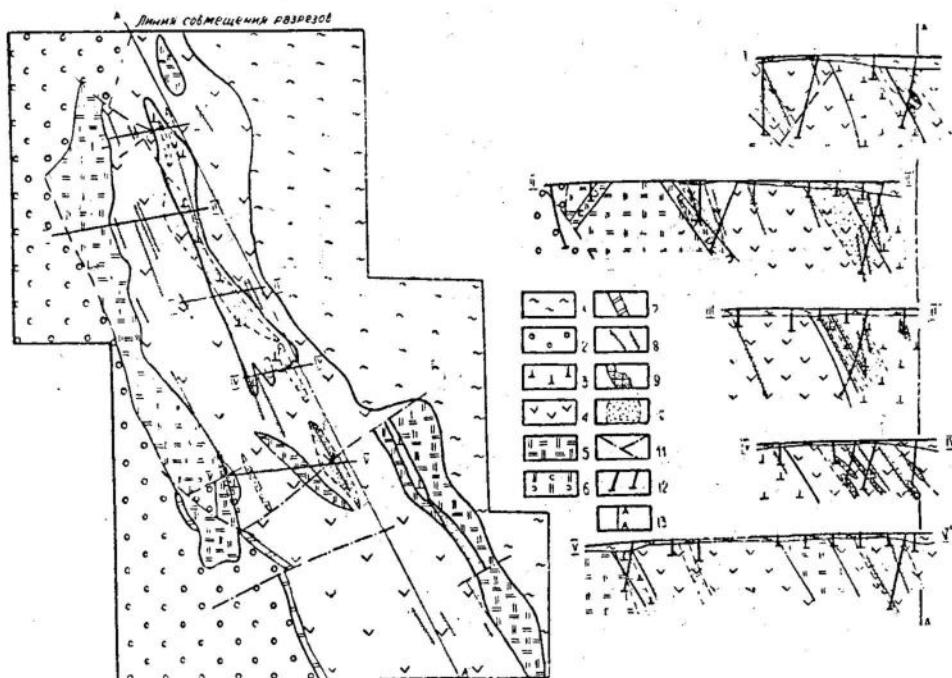


Рис. 34. Рудопроявление Анастасьевское Южное. Схема геологического строения, план и разрезы. По материалам О. Ф. Гордеева и В. П. Федько. 1 — рыхлые отложения; 2 — туффиты, туфопесчаники среднего девона; 3 — базальты, редко алевропелитовые туфы того же состава мильяшинской свиты нижнего девона? (карамалыташской свиты среднего девона?); 4 — андезиты, до андезито-базальтов, редко алевропелитовые туфы того же состава мильяшинской свиты нижнего девона? (карамалыташской свиты среднего девона?); 5 — альбитофирсы, кварцевые альбитофирсы (покровные) мильяшинской свиты нижнего девона? (карамалыташской свиты среднего девона?); 6 — туфы альбитофиров, кварцевых альбитофиров; 7 — яшмоиды; 8 — дайки альбитофиров и кварцевых альбитофиров; 9 — прожилково-вкрашенные руды; 10 — кварц-серицит-хлоритовые околоврудные изменения и пиритизация; 11 — тектонические нарушения; 12 — скважины; 13 — линия совмещения геологических разрезов.

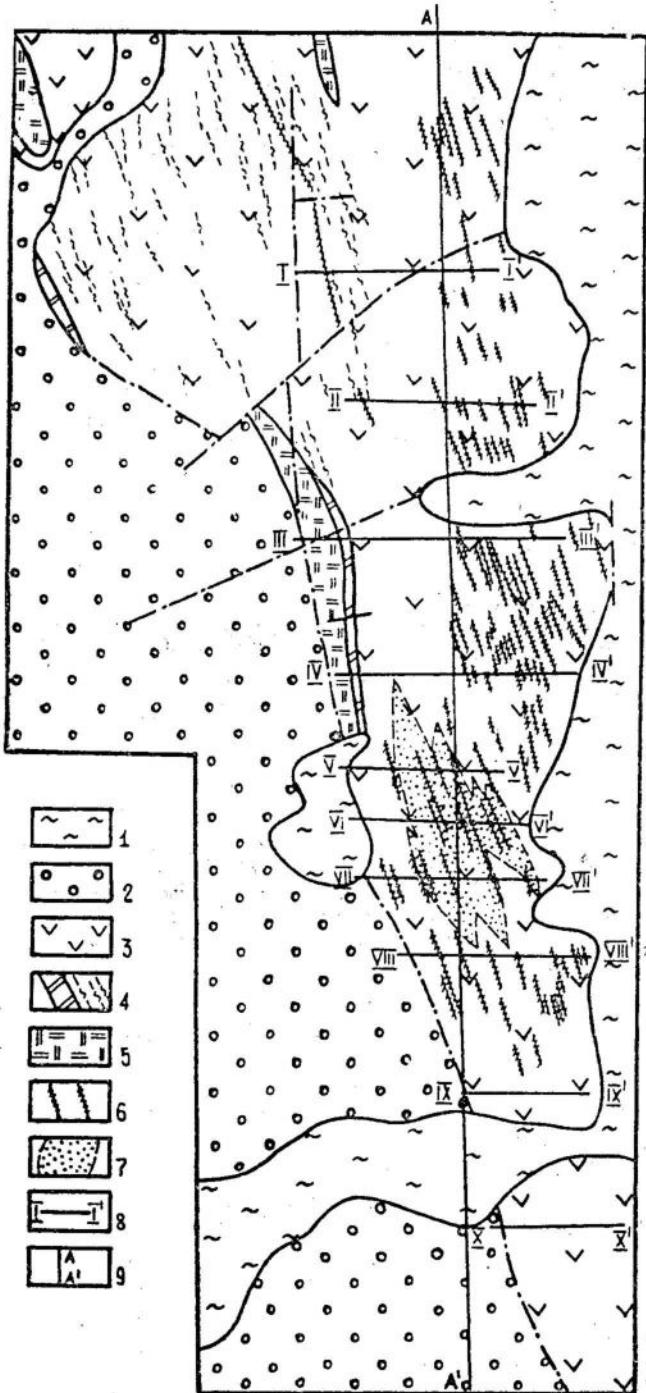


Рис. 35. Рудопроявление Анастасьевское Центральное. Схема геологического строения, план. По материалам О. Ф. Гордеева, В. П. Федько. 1 — рыхлые отложения; 2 — туффиты, туфопесчаники среднего девона; 3 — андезиты, до андезито-базальтов, редко алевролитовые туфы того же состава милязишинской свиты нижнего девона? (карамалыташской свиты среднего девона?); 4 — яшмы, яшмоиды; 5 — альбитофирсы, кварцевые альбитофирсы (покровные); 6 — дайки альбитофиров и кварцевых альбитофиров; 7 — проекция на поверхность (по восстанию) кварц-серцицит-хлоритовой фации околоврудных изменений с вкрапленно- прожилковой минерализацией пирита, реже халькопирита и сфалерита; 8 — линии геологических разрезов; 9 — линия совмещения разрезов.

верхнюю — из диабазов, спилитов, вариолитов и туфов основного состава с линзами яшм и кремнистых пород.

Рудное поле включает два участка — Центральный и Южный. Местные геологи (Иванов, Федько, 1968) предполагают, что Южный участок может быть сложено построенным вулканическим кратером центрального типа, жерловой фацией которого являются кварцевые альбитофирсы и их туфы (рис. 34, 35, 36).

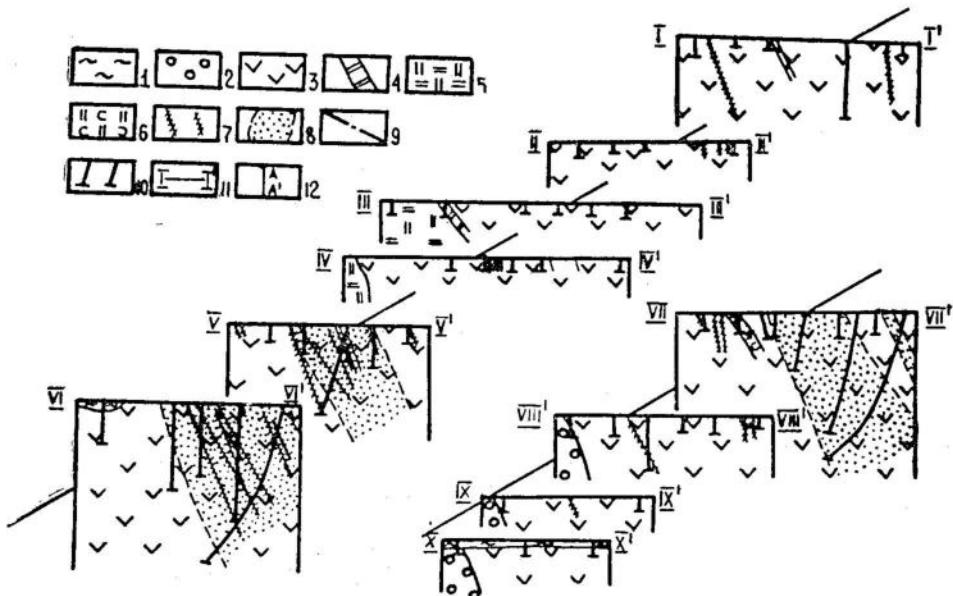


Рис. 36. Рудопроявление Анастасьевское Центральное. Схематические геологические разрезы. По материалам О. Ф. Гордеева, В. П. Федько. 1 — рыхлые отложения; 2 — туффиты, туфопесчаники среднего девона; 3 — андезиты, до андезито-базальтов, редко алевропелитовые туфы того же состава мильяшинской свиты нижнего девона? (карамалыташской свиты среднего девона?); 4 — яшмы, яшмоиды; 5 — альбитофирсы, кварцевые альбитофирсы (покровные); 6 — туфы альбитофиров, кварцевых альбитофиров; 7 — дайки альбитофиров, кварцевых альбитофиров; 8 — проявления кварц-серийт-хлоритового окородурного изменения и пиритизация; 9 — тектонические нарушения; 10 — скважины; 11 — линии геологических разрезов; 12 — линия совмещения разрезов.

В пределах Южного и Центрального участков существует много даек альбитофиров север-северо-западного простирания (субвулканическая фация нижнедевонских или среднедевонских излияний). На Южном участке крупное дайкообразное тело кварцевых альбитофиров, находящееся на северо-западном фланге, имеет волнообразно-изогнутую форму с неравномерной мощностью по простиранию, наибольшей в участках северо-восточных изгибов. Дайки кварцевых и базокварцевых альбитофиров, образующие зону северо-западного простирания, а также зона гидротермально-измененных и оруденелых пород, расположенные в висячем боку этого тела, сосредоточены главным образом в местах его северо-восточных изгибов. Аналогичное строение имеет и Центральный участок.

Рудопроявление в целом приурочено к антиклинальной складке субмеридионального простирания. Широким распространением пользуются субмеридиональные и иные (в том числе и субширотные) зоны дробления, брекчирования, рассланцевания. Рудовмещающие структуры субмеридиональные, север-северо-западные. Оруденение

убогое прожилково-вкрапленное, встречено одно маломощное тело сплошных серных колчеданов. Рудные тела неправильные, линзовидные, границы условные. Отдельные зоны минерализации прослеживаются по простирианию до 4—6 км, падение восточное под углом 50—70°. Состав руд: пирит, халькопирит, редко сфалерит, галенит, есть признаки золота.

Околорудные гидротермальные изменения проявлены очень слабо и относятся к кварц-серicitовой фации, развивающейся за счет покровов и даек альбитофиров и их туфов, и кварц-хлоритовой — в эфузивах основного и среднего состава.

Общая протяженность прерывистой полосы пиритизации и слабого гидротермального изменения, имеющей север-северо-западное простирание, до 11 км, ширина до 700 м, прослеженная глубина более 350 м. Общая площадь метасоматитов на поверхности 0,5 км².

Оруденение и околорудные изменения находятся в поле повсеместного и неравномерного распространения дорудных метаморфических и метасоматических региональных фаций и не связаны с их границами.

Тыкбутак

Рудопроявление Тыкбутак находится в северной половине Зеленокаменной зоны. Вмещающими оруденение породами являются диабазы, диабазовые порфиры, спилиты мугоджарской свиты с прослоями яшмоидов, дайки альбитофиров меридионального простириания мощностью до 50 м, а также единичные дайки среднего или основного состава. На участке рудопроявления дайка кварцевых альбитофиров, на которую накладывается медное оруденение, содержит включения габбро-диабазов, кварцевых диоритов, плагиогранитов и кварцевых жил. В 1 км северо-восточнее рудопроявления развиты плагиограниты и роговообманковые габбро, к север-северо-западу — плагиограниты. В пределах территории рудопроявления вмещающие эфузивы и дайки альбитофиров очень сильно рассланцованны, разлиствованы, превращены в кварц-серicit-хлоритовые сланцы. Рассланцовка меридиональная с восточным падением под углом 60—85°. Весь участок в целом расположен в зоне мощного рассланцевания, к югу от него рассланцовка затухает. На участке наблюдается серия кулисных и параллельных меридионально ориентированных кварцевых жил длиной до 150—160 м, мощностью 1—1,5 м с восточным падением. Кварц молочно-белый, иногда с вкрапленностью пирита, халькопирита, галенита, включает обломки эфузивных пород, в жилах — местами рассланцовка.

В пределах восточного выхода гранитоидной интрузии также отмечаются жилы кварца, иногда с турмалином (шерлом), в гранитах и жилах — рассланцовка.

В средней части площади рудопроявления прослеживается близ-меридиональная (330—350°) полоса бурожелезняковых образований шириной 10—40 м и падением на восток под углом 80—85°. Скважины под бурыми железняками подсечены рассланцованные, разлиствованные эфузивы и дайки, превращенные частично или нацело в динамометаморфические сланцы; а также брекчированные, дробленые, перетертые породы, ранее описываемые как туфы основного и кислого состава. По данным И. Д. Рогожина и И. К. Лепинского, рудная минерализация приурочена к сланцам и дробленым породам и имеет вкрапленный, редко прожилково-вкрапленный характер. Встречена одна маломощная (2 м) линзочка массивного колчедана, состоя-

щая из пирита и халькопирита. Глубина пересечения висячего бока 55 м от поверхности. Вертикальный интервал распространения рудной минерализации $0 \geq 200$ м.

Аулие

Рудопроявление Аулие находится в северо-западном, слабо изогнутом на юго-восток крыле Кундуздинской синклинали. Вмещающие оруденение породами являются очень сильно мятые, дробленые, рассланцовые эфузивы основного состава мугоджарской свиты — диабазы, спилиты, порфириты с прослоями яшмоидов. Падение пород (или тектонически-деформированных зон?) на юго-восток под углом 84—88°. К северу и югу от рудопроявления отмечаются небольшие тела (дайки) кварцевых альбитофиров.

Оруденение на поверхности имеет два выхода бурых железняков общей протяженностью в северо-восточном ($17-20^\circ$) направлении 400—500 м. В северо-восточном выходе бурым железнякам на глубине, по данным А. В. Урюпина и Д. Г. Костецкого, соответствуют маломощная (до 10 м) линза колчеданов и прожилково-вкрашенное оруденение. Линза имеет простирание 15° и восточное падение с углом 82° , длина по простиранию до 100 м. Состав руд: пирит, халькопирит, сфалерит (марматит), мельниковит. Вертикальный интервал оруденения $0 \geq 90$ м. Околорудные изменения выражаются хлоритизацией и окварцеванием, развивающимися в эпидотизированных и красноцветно-измененных, очень деформированных эфузивах с обильными зеркалами скольжения. Максимальные проявления рассланцевания, дробления и оруденения отмечаются в центральной части вышеуказанного изгиба северо-западного крыла синклинали. По мере удаления от него они постепенно затухают, и рудная минерализация здесь связана с единичными кварцевыми прожилками, секущими кварцевые альбитофiry. Наибольшие количества сульфидной прожилково-вкрашенной минерализации фиксируются в наиболее интенсивно окварцованных породах. Мощность интенсивно рассланцовых и хлоритизированных пород в висячем и лежачем боках рудного тела около 1 м.

Женишке

Рудопроявление Женишке находится в центральной части Западных Мугоджар, в лежачем боку Чуулдак-Мынжасарской зоны разломов. Оно приурочено к участку сопряжения дорудных тектонических зон, вмещающих дайки кварцевых альбитофиров северо-западного и близмеридионального простирания, с трещинной зоной северо-восточного (40°) направления, падающей на северо-запад под углом 75° . Эта зона является рудолокализующей. Дайковые зоны падают навстречу друг другу под углом $75-80^\circ$ и соединяются по простиранию с Чуулдак-Мынжасарской зоной разломов. Вмещающими оруденение породами являются основные эфузивы мугоджарской свиты — диабазы, спилиты, порфириты, вариолиты с маломощными прослоями яшмоидных и кремнистых пород.

Оруденение на поверхности представлено двумя небольшими выходами бурых железняков и лимонитизированных пород, находящимися в 500 м друг от друга. Здесь же отмечаются интенсивная хлоритизация и тонкие кварцевые прожилки с пиритом и халькопиритом (на флангах). В бурых железняках установлены Au, Ag, Zn, Ni, Co, Mo, V, Ti, Cr. На глубине под бурыми железняками северного (бо-

лее крупного) выхода вскрыта единственная, крутопадающая на северо-запад маломощная (60 см) линзочка медистого колчедана и убогая прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация (по Б. И. Комягину). Вертикальный интервал оруденения 0—70 м.

Студенческое

Рудопроявление Студенческое находится в 6 км южнее месторождения Аклюк. Почти вся его территория закрыта рыхлыми четвертичными отложениями и корой выветривания среднепалеозойских толщ. Вмещающими оруденение породами являются, вероятно, диабазы, спилиты, базальтовые афириты и порфириты мугоджарской свиты, а также дайки альбитофиров (?). Рудопроявление расположено на крайнем юге вышеотмеченного тектонического клина зон расланцевания, входящих в систему региональных меридиональных Западно-Мугоджарских разломов. Породы интенсивно дроблены, перетерты, брекчированы. Эти дробленые, катаклазированные супергенно-измененные на большую глубину породы ранее принимались за туфы основных и кислых пород. Рудная минерализация локализована в зоне, вытянутой в субмеридиональном ($345-350^{\circ}$) направлении на 800 м. На поверхности она представлена бурожелезняковыми образованиями, под которыми на глубине встречено вкрапленное оруденение с единственной маломощной линзой колчедана. Состав оруденения: пирит, халькопирит, сфалерит (марматит). Падение зоны минерализации западное под углом $63-80^{\circ}$. Три отдельных разобщенных оруденелых участка в пределах общей зоны имеют длину до 160 м и горизонтальную мощность до 12 м каждый. Вертикальный интервал распространения оруденения $0 \geq 175$ м.

Куркудук

Рудопроявление Куркудук находится в южной половине Западных Мугоджар. Вмещающими оруденение породами являются основные эфузивы куркудукской свиты: диабазы, афириты, порфириты, спилиты, вариолиты, гиалокластиты, местами с прослоями и линзами яшмоидов. В 300 м от рудопроявления подушечные лавы имеют северо-восточное простижение ($10-15^{\circ}$) и юго-восточное падение ($35-40^{\circ}$).

Рудопроявление приурочено к северо-западному крылу Куркудукской синклинали и расположено в пределах системы Кокжарлы-Куркудукской зоны разломов северо-восточного (25°) простириания. По данным аэромагнитной съемки, в пределах рудопроявления устанавливаются три широтных нарушения, оперяющих Кокжарлы-Куркудукский разлом. Наиболее четко выраженное из них проходит через южный выход бурых железняков. Оруденение на поверхности представлено тремя «железными шляпами» (с древними карьерами), расположенными друг от друга в северо-восточном ($30-40^{\circ}$) направлении на расстоянии 800 м. По данным Б. И. Комягина, наиболее изученной является южная «железная шляпа», где бурым железнякам с пленками малахита и лимонитизированным породам на глубине 2—65 м соответствует незначительная прожилково-вкрапленная колчеданная минерализация, сменяющаяся на флангах незначительными кварцевыми прожилками с пиритом и халькопиритом. Падение минерализованной зоны крутое (83°), северо-западное. В месте максимального развития оруденения зона рассланцевания имеет слабый изгиб на северо-запад. Состав рудной минерализации: пирит, халь-

копирит, сфалерит. Вертикальный интервал оруденения 0—50 м. Хлоритизация и окварцевание наблюдаются только в контурах прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации. В бурых железняках отмечается золото до 0,8 г/т.

Кундузды

Участок Кундузды находится в центральной части южной половины Зеленокаменной зоны и приурочен к северо-восточному крылу Кундуздинской синклинали. В пределах участка на площади ~ 50 км² установлено множество проявлений медной минерализации и почти повсеместно пиритизация. Вмещающими породами являются основные и средние, обычно миндалекаменные эфузивы мугоджарской свиты — диабазы, спилиты, порфиры, а также андезито-базальтовые до андезито-дацитовых афирыты и порфиры с прослоями яшмоидных кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев и песчаников мильяшинской свиты. В северо-западной части участка прослеживаются в северо-восточном направлении выходы обломочных пород франского возраста. Интрузивные породы образуют неправильные по форме массивы, вытянутые в целом в северо-восточном направлении и занимающие значительную территорию участка. Отмечаются субвуликанические тела и дайки кварцевых альбитофиров. Местами на поверхности или в скважинах в небольшом количестве в отложениях мильяшинской свиты встречаются тонкообломочные туфы состава кварцевых альбитофиров. Структурная позиция участка Кундузды характеризуется расположением его в сочленении дайковых зон кварцевых и базокварцевых альбитофиров северо-западного простирания с Чуулдак-Мынжасарской зоной разломов, которое находится со стороны висячего бока этой зоны. Внутреннее строение участка весьма сложное и из-за плохой обнаженности пока не расшифровано. Очень интенсивно, хотя и неравномерно проявлены здесь процессы послемагматического регионального изменения — эпидотизация, пумпеллинизация, преититизация, карбонатизация, окварцевание и пр.

Выделяется несколько медных проявлений с мелкой вкрапленностью, пленками, корочками или тонкими жилами малахита, халькопирита и пирита — Кундузды I, II, II^a, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XI (рис. 37). Медная минерализация сопровождается пиритом, редко сфалеритом, связана преимущественно с кварцевыми прожилками, иногда образующими небольшой штокверк (Кундузды VII), тяготеет к эндоконтактам гранитоидных интрузий (Кундузды III), включена в средне-основных эфузивах или дайках кварцевых альбитофиров, где всегда связана с зонами дробления и смятия. Наибольший интерес представляют рудопроявления Кундузды IV и X. Кундузды IV находится в осевой части Кундуздинской синклинали и представляет собой окварцованный с вкрапленностью пирита и халькопирита шток кварцевых альбитофиров в андезито-дацитах мильяшинской свиты. Максимальные проявления окварцевания и сульфидизации образуют вокруг штока зону в виде кольца. В 1,4 км к востоку отмечается большая площадь интенсивного окварцевания в андезито-дацитах, среди которой встречаются округлые понижения рельефа с очень сильным окварцеванием (до монокварцитов) и пирит-халькопиритовой минерализацией. Аналогичные образования отмечены и в 500 м к северо-западу от штока. Природа их пока не ясна. Возможно, это интрузивные зоны штоков плагиогранит-порфиров, с которыми в районе связано медно-золото-молибденовое оруденение. Рудная минерализация рудопроявления Кундузды X локализована в близшироктной

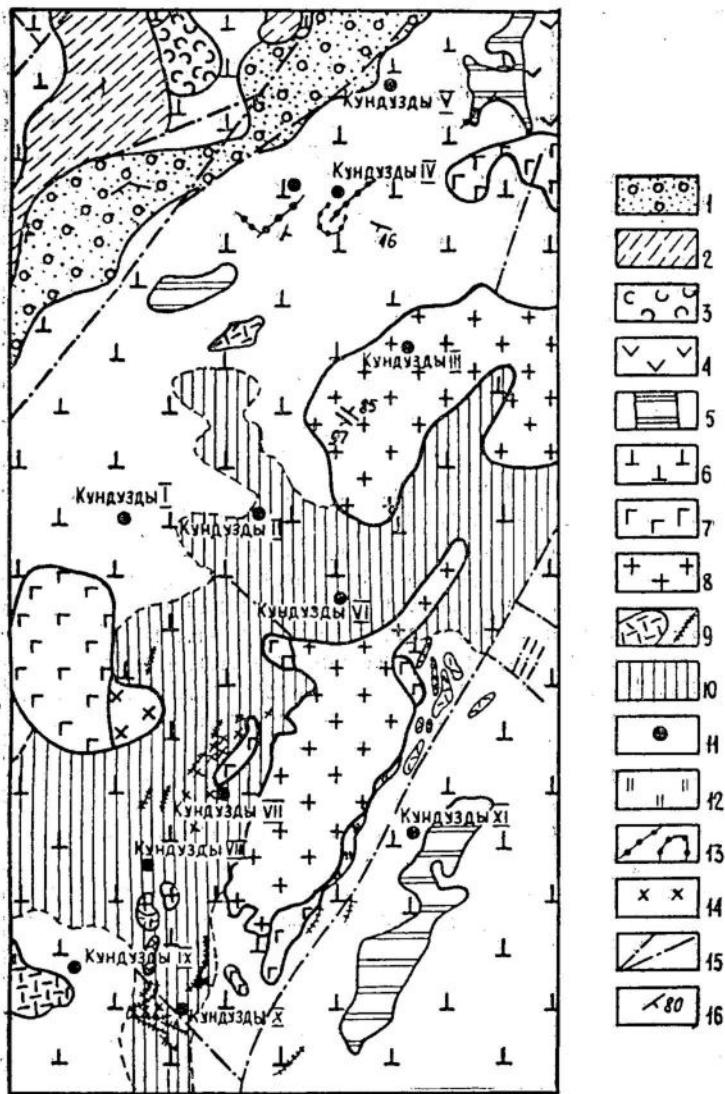


Рис. 37. Участок Кундузды. Схема геологического строения. По материалам А. И. Карцова, Б. М. Руденко, В. Д. Ряпосова, Г. Э. Нарвайт и др. 1 — песчаники и конгломераты франа; 2 — кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы бугулыгырской свиты эйфеля; 3 — туфы кислого состава эйфельского яруса; 4 — андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты миляшинской свиты нижнего девона; 5 — кремнистые сланцы нижнего девона; 6 — базальтовые афириты, спилиты, вариолиты мугоджарской свиты силура; 7 — габброиды; 8 — гранитоиды; 9 — штоки и дайки альбитофирам, кварцевых альбитофирам, фельзитов; 10 — контактовые амфиболизированные породы; 11 — рудопроявления; 12 — окварцевание; 13 — кварцевые жилы и штокверки; 14 — малахит в коренном залегании и элювии; 15 — тектонические нарушения; 16 — элементы залегания.

трещинной зоне длиной 250 м, в андезитовых порфиритах, пересекаемых мощной также близширотной дайковой зоной альбитофирам и плагиогранит-порфирам. Максимум пирит-халькопиритовой минерализации отмечается в центральной части этой зоны. Все разновидности

даек в различной степени окварцованны и содержат вкрапленность пирита, реже халькопирита.

К разрывным структурам преимущественно северо-восточного простирания приурочены многочисленные первичные и вторичные металлометрические медные ореолы. В эфузивах и дайках иногда отмечаются мелкие разобщенные участки кварц-хлоритового или кварц-серцит-хлоритового изменения с пиритом, иногда магнетитом. В двух случаях установлены выходы каолинитовых кварцитов площадью до $0,3 \text{ км}^2$. Территория участка разбурена 150 картировочными скважинами с максимальной глубиной до 173 м от поверхности. Вертикальный интервал распространения рудной минерализации, кварцевого сульфиданосного штокверка и околорудных изменений $0 \geq 173 \text{ м}$.

Пшенсай

Участок Пшенсай находится на юге Зеленокаменной зоны, вблизи северо-восточного борта Берчогурской мульды и сложен базальтовыми и андезито-базальтовыми эфузивами куркудукской свиты с обильными прослоями красных кремнистых яшмоидов и глинистокремнистых сланцев. Простижение пород в целом близмеридиональное, падение моноклинальное на запад под углом $40-60^\circ$, что обусловлено положением участка в северо-западном крыле Жанганинской антиклинали. В центре участка находится небольшая, изогнутая на юго-запад брахиантеклинальная складка северо-восточного простирания до 1 км в поперечнике. В строении ее принимают участие эфузивы, кремнистые сланцы и кварцевые альбитофирсы, образующие в ядре складки серповидное, изогнутое на юго-запад (в сторону своего падения) тело — силл (Абдулин, Кулубеков, 1963). Наибольшая мощность его отмечается в центральной части изгиба.

Характерной особенностью территории участка является обилие даек кварцевых и базокварцевых альбитофиров, образующих систему субпараллельных, ветвящихся, сливающихся тел, вытянутых почти в широтном или северо-западном ($290-310^\circ$) направлении в основном в северной части участка. На поверхности они прослеживаются в виде довольно высоких гривок на расстояние до 1—2 км. Падение даек северо-восточное с углом $50-60^\circ$, изредка вертикальное и обратное. Дайки сочленяются с вышеизенным силлом и мелкими штокобразными телами того же состава.

Дайки и суббулканические тела кварцевых альбитофиров входят в систему Чуулдак-Сарлыбайского субширотного разлома, на западном продолжении которого находится месторождение Верхний Чуулдак.

В пределах участка максимальная трещиноватость и связанные с нею различные по величине и направлению кварцевые жилы и прожилки приурочены к участку наибольшего растяжения юго-западного крыла брахиантеклинали, т. е. к участку его выпуклого изгиба. Здесь же отмечаются и многочисленные древние выработки.

Рудная минерализация — пирит, пирротин, халькопирит, магнетит — приурочена главным образом к жилам кварца, встречается также в дробленых яшмоидах, контактах эфузивов и даек, накладывается на дайки и силлы кварцевых альбитофиров.

Вертикальный интервал распространения сульфидной минерализации 0—100 м. С глубиной содержание сульфидов не увеличивается. Околорудные изменения очень незначительны. Выражаются в сла-

бом окварцевании даек альбитофиров и яшмоидов, слабой хлоритизации, иногда окварцевании эфузивов.

Медноколчеданно-магнетитовое оруденение

Представителями медноколчеданно-магнетитового оруденения являются месторождения и рудопроявления Жангана, Шекарабулак I, Балбохтыбай, Южный Жамантау.

Жангана

Месторождение Жангана находится в ядре субмеридиональной Жанганинской антиклинали, вблизи восточного борта Берчогурской мульды (рис. 38). В пределах участка месторождения развиты эфузивные породы мугоджарской свиты и интрузии габбро-плагиогранитного комплекса. Дайки кварцевых альбитофиров и многочисленные кварцевые жилы распространены преимущественно к востоку и югу от него.

Эфузивы залегают почти горизонтально и представлены в основном базальтовыми и андезито-базальтовыми, реже андезитовыми подушечными лавами — афиритами, порфиритами, вариолитами, спилитами, редко тахилитами и гиалокластитами. Интрузивные породы — габбро диаллаговое, оливиновое, габбро-нориты, кварцевые диориты (и диориты), реже плагиогранофиры, плагиограниты и плагиоаплиты.

Наиболее распространенное имеют габроиды, слагающие крупный Жанганинский массив, выходящий далеко за пределы участка месторождения и вытянутый в северо-восточном направлении ($35-50^{\circ}$) с падением на северо-запад ($35-80^{\circ}$). Кварцевые диориты с переходами к диоритам и плагиогранитам образуют неправильной формы штоки и дайкообразные тела, секущие габроиды и включающие ксенолиты последних. Ориентированы в северо-западном направлении и развиты главным образом в центральной части габбрового массива, меньше в эндо- и экзоконтакте его. К юго-западу от месторождения они образуют зону северо-западного простирания. Дайки кварцевых альбитофиров отмечаются в юго-восточном экзоконтакте габбрового массива, где слагают зону юго-восточного (145°) простирания с падением на северо-восток ($50-85^{\circ}$). Ширина зоны до 0,5 км. Они секут габроиды Жанганинского массива. Отмечаются единичные дайки андезитовых порфириотов широтного простирания. Возрастная последовательность интрузивных пород в районе Жанганинского месторождения: габбро—кварцевые диориты—плагиограниты, плагиоаплиты.

Жанганинская антиклиналь пересекается одноименной зоной разломов северо-восточного простирания, залеченных указанной выше крупной габроидной интрузией, а также серией более поздних зон северо-западного простирания, выполненных кварцевыми диоритами, плагиогранитами, кварцевыми альбитофирами и секущих Жанганинскую зону разломов.

В более позднее время северо-западные зоны и в меньшей степени северо-восточные подновляются. Образуются многочисленные кварцевые жилы и зоны трещиноватости главным образом северо-западного, реже северо-восточного направления, пересекающие все магматические породы района месторождения.

Месторождение Жангана приурочено к участку сочленения (пересечения) зоны северо-западных нарушений с висячим боком Жанганинской зоны разломов.

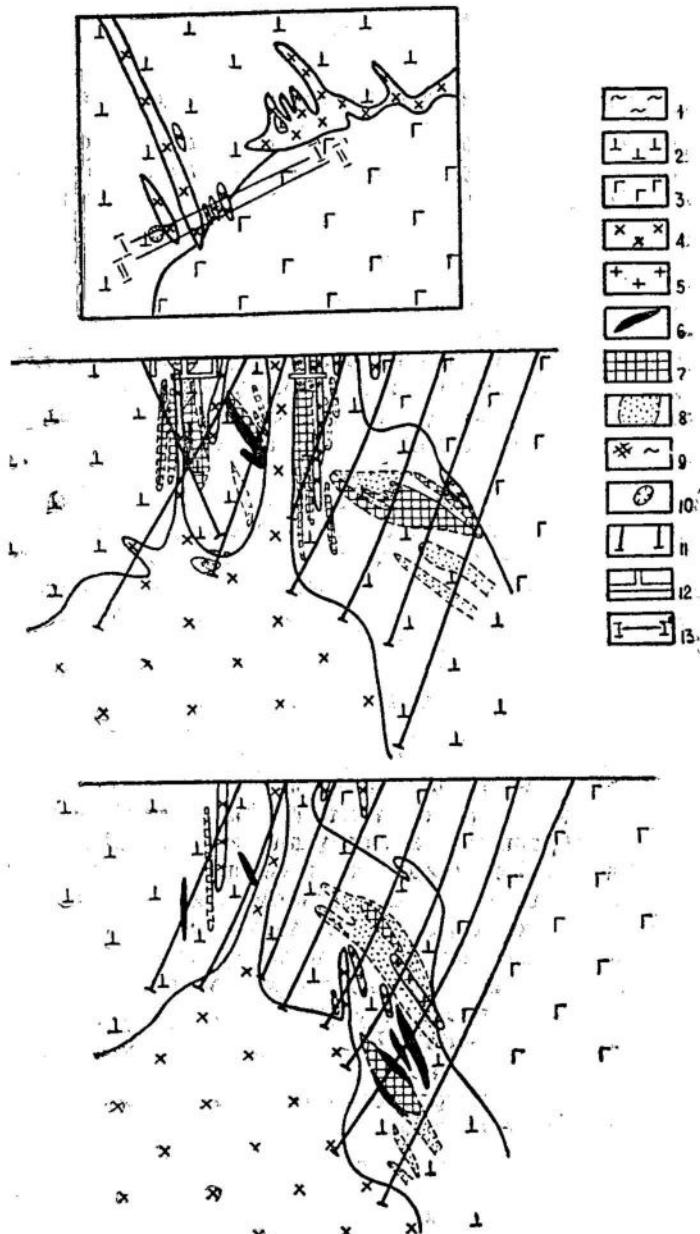


Рис. 38. Месторождение Жангана. Схема геологического строения, план и разрезы. По материалам С. Л. Спиринса, С. Г. Гречнера, Ю. С. Белецкого. 1 — рыхлые отложения; 2 — базальтовые афириты, порфиры, спилиты мугоджарской свиты силура; 3 — габбро диаллаговое нижнего девона; 4 — кварцевые диориты среднего девона; 5 — дайки и апофизы плагиогранитов среднего девона; 6 — магнетитовые руды; 7 — массивные медноколчеданные руды с магнетитом или без него; 8 — прожилково-вкрапленные медноколчеданные руды; 9 — окисленные и полуокисленные руды; 10 — древняя выработка; 11 — скважины; 12 — горные выработки; 13 — линии разведочных профилей.

Рудоконтролирующими структурами являются линейные зоны штокверкового типа, хорошо развитые в эффузивах и слабо проявленные в интрузивных породах.

Оруденение, по данным С. Г. Гречнера и С. Л. Спирина, имеет характер сплошных магнетит-пирротин-халькопиритовых руд с прожилково-вкрашенной минерализацией в зальбандах. Рудные тела представляют серию коротких неправильных линз, смещающих друг друга по простиранию и падению. Простирание их северо-западное, падение на северо-восток по углом 40—60° и более.

Главные залежи — Средняя и Восточная — ориентированы в северо-западном направлении. Средняя залежь представляет собой линзу неправильной формы, Восточная — ряд мелких линз. Рудные тела слепые, на поверхности фиксируются отдельными маломощными ожелезненными трещинными зонами северо-западного (340°) простирания и северо-восточного падения под углом 40—70°.

Минеральный состав руд: магнетит, пирротин, халькопирит, пирит, мушкетовит, сфалерит, гетит, галенит, борнит, теннантит. Рассеянные элементы руд: Ag, Mo, As, Sn, Ga, Co, Ni, Bi, Sb, Cd, In. Характерно обилие эмульсионных выделений халькопирита в сфалерите, зональность роста в пирите не всегда отмечается и выражена плохо. Колломорфных структур и текстур нет (Павлова, 1968). Руды формировались в две стадии: первая — гематит-магнетитовая, вторая — сульфидная (Богданов, 1960). Зональность в рудах отсутствует. Вертикальный интервал оруденения 0≥220 м.

Возраст послесреднедевонский, так как, по данным Ю. В. Богданова (1961), халькопирит-пирротин-магнетитовое оруденение последиоритовое. В 1963 г. в центре месторождения Жангана Борлинской ГРП была пробурена скважина, которой встречены кварцевые диориты, пересеченные жилами и прожилками гематит-магнетит-пирротин-халькопиритового состава. Околорудные гидротермальные изменения, выражаются в хлоритизации и окварцевании эффузивных и интрузивных пород. В последних в ассоциации с хлоритом, кварцем и сульфидами нередко встречается серицит.

Шекарабулак I

Месторождение Шекарабулак I расположено в южной половине Зеленокаменной зоны Мугоджар, вблизи северо-западного борта Кундуздинской синклиналии. Вмещающие породы — подушечные лавы мугоджарской свиты базальтового, андезито-базальтового и андезитового состава, среди которых выделяются афириты, порфириты, диабазы, вариолиты и стекла, включающие маломощные прослои яшмоидов. Интрузивные породы представлены небольшими телами габбро и габбро-диабазов изометричной и удлиненной форм, которые расположены цепочкой в северо-восточном направлении на расстоянии 200—250 м, преимущественно к юго-востоку от месторождения.

Дайки образованы диабазами, диабазовыми порфириитами, андезитовыми и андезито-дацитовыми порфириитами, кварцевыми порфириями (альбитофирами). Последние два типа пород развиты преимущественно к юго-востоку от месторождения, где образуют дайковый пояс северо-восточного простирания и прослеживаются далеко на юго-запад. Дайки основного и среднего состава вместе с интрузивными телами габбро трассируют тектонические зоны северо-западного и меридионального направления.

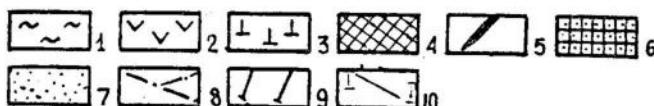
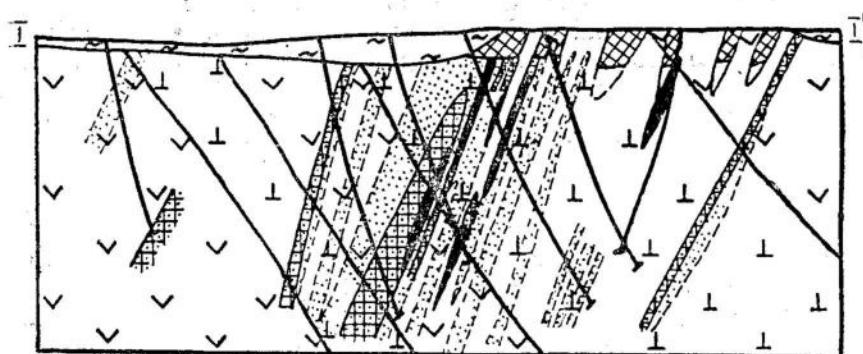
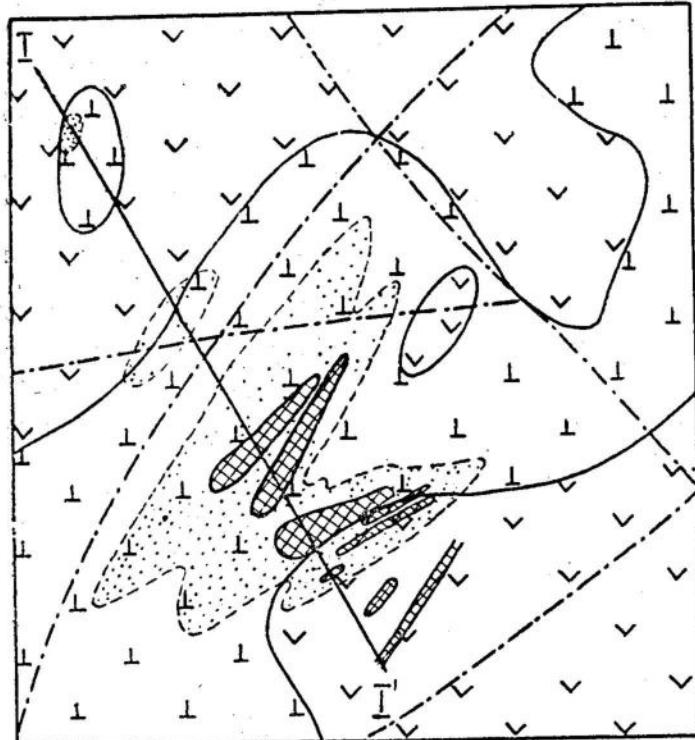


Рис. 39. Месторождение Шекаабулак I. Схема геологического строения, план и разрез. Составлены Г. Э. Нарвайт с использованием материалов С. Г. Грешнера, Б. М. Руденко, Ю. С. Белецкого. 1 — четвертичные рыхлые отложения; 2 — андезитовые порфириты мугоджарской свиты силура; 3 — базальтовые, андезито-базальтовые афириты, порфириты, спилиты, вариолиты мугоджарской свиты; 4 — бурье железняки «железных шляп»; 5 — массивные медноколчеданно-магнетитовые руды; 6 — прожилково-вкрашенные медноколчеданно-магнетитовые руды; 7 — кварц-хлоритовое и монокварцевое окорудное изменение; 8 — тектонические нарушения; 9 — скважины; 10 — линия геологического разреза.

Серия сближенных параллельных северо-восточных разломов, сопровождавшихся зонами интенсивной трещиноватости и брекчирования, образует, по данным Ю. С. Белецкого, мощную тектонически ослабленную (Шекарабулакскую) зону, ограничивающую Кундуздинскую синклиналь с северо-запада и проходящую несколько южнее месторождения. Разломы фиксируются также рядом магматических и постмагматических проявлений — мелкими интрузиями габбро, габбро-диабазов, плагиогранитпорфиров, интенсивным развитием актинолитизации, эпидотизации, линейным расположением мелких проявлений с медной минерализацией.

По Б. М. Руденко, месторождение приурочено к сочленению северо-восточной близмеридиональной Аулие-Шекарабулакской и близширотной Кундуздинской зон.

На месторождении Шекарабулак I рудные залежи представляют собой жилообразные или плосколинзовидные тела (рис. 39). Приурочены к трещинным зонам северо-восточного направления с падением на северо-запад под углом 60—70°. Руды массивные и полосчатые, агрегативные и прожилково-вкрашенные. Состав руд: главные минералы — пирит, пирротин, халькопирит; второстепенные — магнетит; редкие — сфалерит, мушкетовит, мельниковит, галенит, теннантит, марказит, арсенопирит, золото. Последовательность образования минералов: гематит — мушкетовит — магнетит — пирит — арсенопирит — марказит, мельниковит — пирротин, халькопирит — сфалерит, галенит, теннантит. Рассеянные элементы руд: Ag, Mo, Sn, As, Ga, Co, Ni.

В рудных залежах наблюдаются два вида зональности руд по мощности тел: первый — в висячем и лежачем боку магнетит-гематитовые руды, в центре пирит-халькопиритовые; второй — в висячем боку пиритовые, в лежачем пирротиновые. Руды тонкозернистые, колломорфных структур и текстур нет, зоны роста в пирите отмечаются не часто и выражены плохо (Павлова, 1968).

Околорудные изменения, сопровождающие медно-магнетитовое оруденение Шекарабулак I, имеют существенно хлоритовый, реже кварц-хлоритовый состав. Главная зона хлоритизации имеет ширину до 60—70 м, протяженность по простирианию до 200—300 м, со стороны висячего и лежачего бока сопровождается маломощными зонками того же состава, включающими мелкие линзы массивной и прожилково-вкрашенной руды. Общая площадь изменений на поверхности $\sim 0,06 \text{ км}^2$. Вертикальный интервал $0 \geq 200 \text{ м}$. Зональности метасоматитов нет. Главные рудные залежи размещаются внутри зон полного хлоритового и кварц-хлоритового изменения или окаймляются ими со стороны висячего и лежачего бока. Интенсивно измененные околорудные породы и руды расположены среди пород со слабыми и спорадическими новообразованиями синрудного хлорита и кварца, неравномерной пиритизацией и умеренным проявлением дорудной эпидотизации, пумпеллиитизации, пренитизации и окварцевания. Оруденение и околорудное изменение не связаны с границами региональных метаморфических фаций.

Балабохтыбай

Балабохтыбайское рудопроявление находится на юге Зеленокаменной зоны. В его строении участвуют эфузивы мугоджарской свиты — подушечные базальтовые, андезито-базальтовые афириты, порфирииты, диабазы, спилиты, вариолиты, гиалокластиты и интрузивные образования — среднепалеозойские габброиды и кварцевые диориты.

Простирание эффузивных толщ на рудопроявлении изменяется в широких пределах. Так, в северо-восточной части оно варьирует от 17 до 75° с углами падения от 12 до 20°, в центральной или восточной части меняется от 50 до 57° с углами падения от 10 до 30°, в юго-восточной — от 32 до 104° с углами падения от 6 до 35°. Во всех случаях падение в южных румбах юго-восточное или юго-западное. Отмечается некоторое увеличение угла падения пород по мере удаления на восток.

Расположенные в западной части участка габбро и кварцевые диориты слагают восточную окраину Балабохтыбайской интрузии. Главнейшая особенность этой части интрузии — широкое развитие контаминированных гибридных разностей неопределенного состава, наиболее близких к пиро-сен-амфиболовым диоритам, реже габро-диоритам, включающих обильные останцы и ксенолиты эффузивных пород размером до нескольких десятков метров. Контакт интрузий с вмещающими породами обычно чрезвычайно неправильный, извилистый, размазанный с «постепенными» переходами от эффузивов к интрузии. Изредка встречаются инъекции в виде апофиз в эффузивах и эруптивных брекчиях. В интрузии и вмещающих эффузивах наблюдаются мелкие тела, штоки, дайки плагиогранитов, микротектональных, сферолитовых кварцевых диоритовых порфиритов. В контакте эффузивные породы претерпели амфиболизацию и ороговиковование. Широким развитием на участке рудопроявления пользуются разрывные нарушения. Главными из них являются зоны северо-восточного простирания (40—60°) с падением на северо-запад, редко на юго-восток под углом 50—70° и северо-западного (315—325°) с падением на северо-восток, редко на юго-запад под углом 75—85°. Наиболее минерализованными являются северо-восточные трещинные зоны, изгибающиеся по простиранию, особенно на своем выклинивании. Выпуклый изгиб в центральной части рудопроявления обращен в сторону ового падения. В местах пересечения северо-восточных и северо-западных трещинных структур отмечается максимальная трещиноватость и минерализация.

Оруденение расположено в амфиболизированных эффузивах вблизи контакта их с сильно контаминированной интрузией и на поверхности представлено небольшими линзообразными телами магнетитов и гематитов, бурьими железняками и участками измененных окварцованных и хлоритизированных пород с вкрапленностью и прожилками магнетита, пирита, халькопирита и вторичных минералов меди. Рудная минерализация отмечается в кварцевых диоритах эндоконтакта и небольших штоках их вблизи контакта. Все эти образования размещаются в зоне северо-восточного простирания длиной более 1 км и шириной около 850 м (рис. 40). На глубине 26 м под бурьими железняками были встречены агрегативные халькопирит-пирит-пирротиновые руды мощностью до 4 м с содержанием пирротина более 60%, а также измененные породы с сульфидной минерализацией.

К востоку от рудопроявления Балабохтыбай (за пределами карты, приведенной на рис. 40) существует несколько мелких проявлений и точек с медноколчеданной минерализацией, представленных на поверхности небольшими «железными шляпами» и ореолами измененных пород (Южный, Восточный, Северный Балабохтыбай и др.). Состав рудной минерализации (рудопроявления Балабохтыбай и остальных): главные минералы — пирротин, магнетит, халькопирит; второстепенные — пирит, гематит; редкие — сфалерит, галенит. Последовательность образования минералов: магнетит → пирит → пирротин → халькопирит → сфалерит. Структуры руд мелкозернистые, встречаются эмульсионные выделения халькопирита в сфалерите, колло-

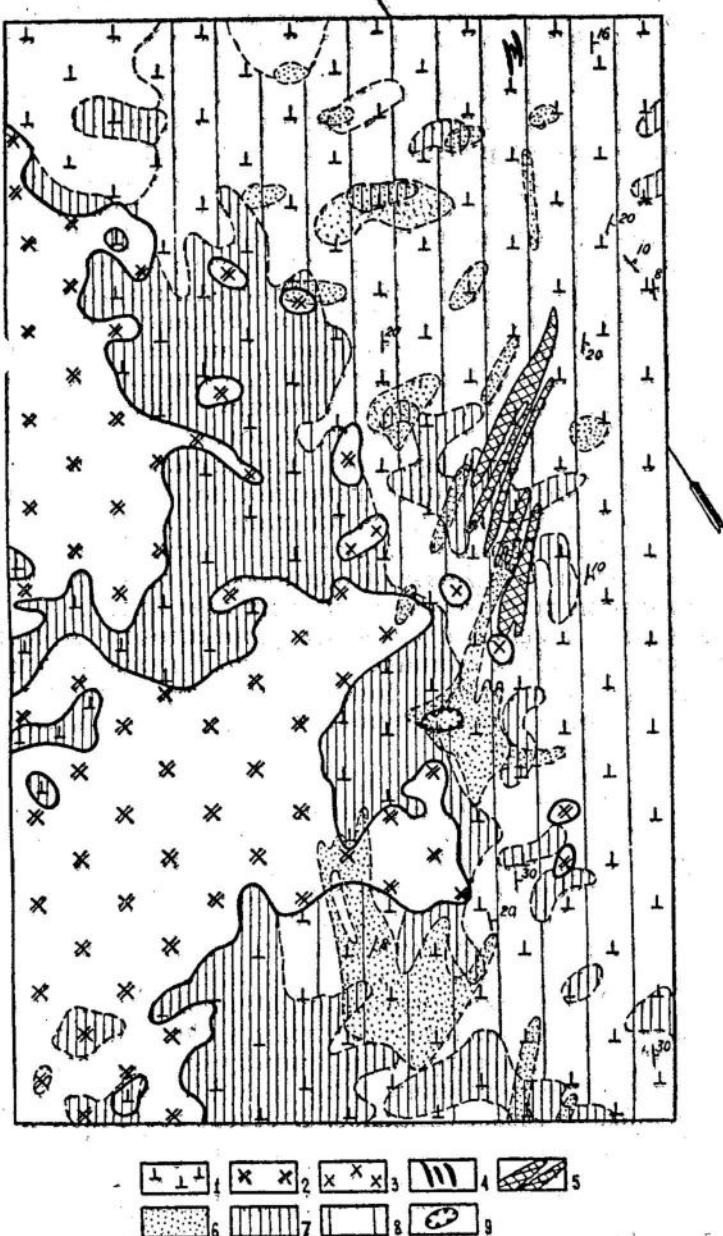


Рис. 40. Рудопроявление Балабохтыбай. Схема геологического строения. Составили Б. М. Руденко, Г. Э. Нарвайт с использованием материалов К. М. Егимбаева. 1 — базальтовые, андезито-базальтовые, андезитовые афириты, спинеллы, вариолиты, диабазы мугоджарской свиты силура; 2 — сильно гибридизированные и контаминированные кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты краевой фации среднедевонского возраста; 3 — кварцевые диориты (апофизы, штоки); 4 — магнетитовые руды; 5 — бурые железняки «железных шляп»; 6 — кварц-хлоритовое окорудное изменение с пиритом и халькопиритом; 7 — актинолит-роговиковая фация контактового метаморфизма, сильно и умеренно проявленная; 8 — актинолит-роговиковая фация контактового метаморфизма слабо проявленная; 9 — древняя выработка.

морфные образования отсутствуют. Рассеянные элементы: Ag, As, Sn, Cd, In, Ga, Ca, Ni (Павлова, 1968). Вертикальный интервал оруденения (в целом для всех участков) $0 \geq 280$ м, основное оруденение 0—220 м.

Медно-магнетитовое и медноколчеданное оруденения размещаются в одних и тех же структурах, в основном северо-восточных, и имеют идентичный минеральный состав. Отличие в количественных соотношениях магнетита и сульфидов и присутствие на медно-магнетитовом участке гематита. Гидротермальные изменения, сопровождающие оруденение, выражаются в замещении эфузивов и изредка интрузий кварцем, хлоритом и пиритом. Местами отмечаются заметные содержания магнетита и сфена, в оруденелых участках — халькопирит, сфалерит; иногда наблюдается серицит, редко — биотит. Зональность метасоматитов отсутствует. Наиболее интенсивно-измененные и оруденелые породы представлены существенно кварц-хлоритовыми метасоматитами с вкрапленностью и прожилками пирита халькопирита, сфалерита и магнетита и реликтовыми структурами и текстурами замещенных эфузивов. Измененные породы образуют несколько разобщенных участков неправильной конфигурации размером от 50—60 м² до 0,2 км², а вся площадь в целом заражена рассеянной пиритизацией. Местами пиритизация весьма интенсивна. Участки кварц-хлоритового изменения совпадают с указанными рудопроявлениями и, кроме того, отмечаются за их пределами.

Околорудные изменения на медно-магнетитовом и медноколчеданном рудопроявлениях одинаковы. Отличия лишь в соотношениях магнетита и пирита, а также в более частой встречаемости на медно-магнетитовом участке в массе измененных пород сфена, альбита и более темной окраске хлорита.

Южный Жамантау

Рудопроявление Южный Жамантау расположено на крайнем юге Зеленокаменной зоны Мугоджар. Вмещающие породы — подушечные и покровные эфузивы мугоджарской свиты — базальтовые и андезито-базальтовые порфиры, афириты, диабазы, спилиты, вариолиты, гиалокластиты, изредка туфы того же состава. Приурочено к восточному крылу южного погружения Мугоджарской антиклинали: породы имеют меридиональное простиранье и падение на восток под углом 35—45°. Главные разрывные структуры, являющиеся и рудовмещающими, имеют меридиональное и северо-восточное направление, подчиненные — северо-западное. В северо-восточной и центральной части участка рудопроявления эфузивная толща сечется многочисленными дайками базокварцевых альбитофиров, а в юго-западной — дайками диабазов и габбро-диабазов, имеющих северо-западное простиранье. Дайки базокварцевых альбитофиров секут среднепалеозижскую интрузию кварцевых диоритов.

Участок рудопроявления находится вблизи юго-восточного контакта интрузии кварцевых диоритов. Вблизи контакта во вмещающих эфузивах отмечаются небольшие тела плагиогранитов, кварцевых диоритов, плагиогранофиров, микрогранофиров и габброидов.

По данным А. А. Чумакова, галька южножамантауских кварцевых диоритов встречена в живетских конгломератах.

Последовательность магматических внедрений на участке Южный Жамантау следующая: дайки диабазов и габбро-диабазов → кварцевые диориты, плагиограниты, плагиогранофирсы → дайки базокварцевых альбитофиров.

Оруденение двух типов (рис. 41) — медноколчеданно-магнетитовое (участок Магнетитовый) и медноколчеданное (участок Колчеданный).

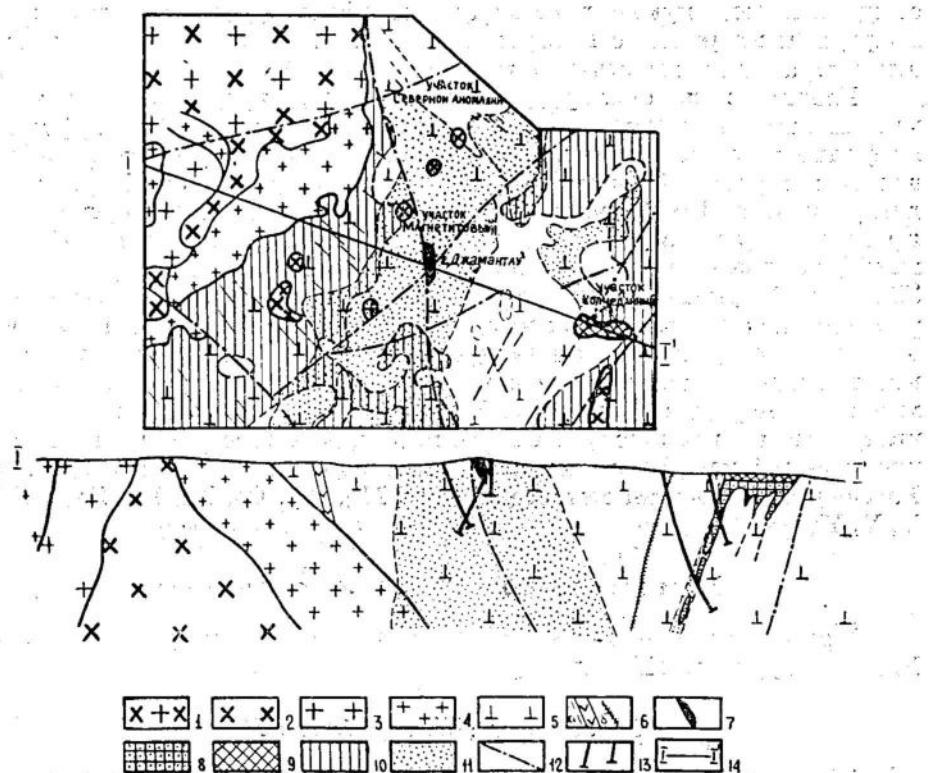


Рис. 41. Рудопроявление Южный Жамантау. Схема геологического строения, план и разрез. Составила Г. Э. Нарваит с использованием материалов Ю. С. Белецкого. 1 — гранодиориты Южножамантайского массива среднего девона; 2 — кварцевые диориты и диориты; 3 — плагиограниты; 4 — гранофилиры и микротекстурные породы краевой фации; 5 — базальтовые, андезито-базальтовые и андезитовые афириты, порфириды, спилиты, вариолиты мугоджарской свиты силура; 6 — дайки среднего и основного состава (a), дайки кислого состава: альбитофиры, кварцевые альбитофиры (b); 7 — магнетитовые руды; 8 — колчеданные руды прожилково-вкрапленные и агрегативные; 9 — бурые железняки «железной шляпы»; 10 — проявление активолит-роговиковой фации контактового метаморфизма; 11 — кварц-хлоритовое окорудное изменение; 12 — тектонические нарушения; 13 — скважины; 14 — линия геологического разреза.

Участок Магнетитовый расположен на самой вершине горы Жамантау. Руды сплошные магнетит-гематитовые (и кварц-гематитовые), выходящие на поверхность. Оруденение имеет форму одиночной линзы длиной до 110 м меридионального простирания с восточным падением под углом 65° и трех небольших линзообразных неправильных тел вблизи первой. На глубине 30 м оруденение резко выклинивается. В лежачем боку главной линзы отмечается вкрапленно-прожилковая минерализация халькопирита и пирита, накладывающаяся на магнетиты.

Участок Колчеданный находится в 550 м к юго-востоку от вершины горы Жамантау. Представлен на поверхности «железной шляпой»

пой». Оруденение массивное и прожилково-вкрапленное, незначительное, пирит-халькопиритовое.

Околорудные гидротермальные изменения выражаются в полном или частичном замещении пород, претерпевших актинолитизацию, эпидотизацию, пумпеллиитизацию и прочие дорудные изменения, кварцем и хлоритом с небольшими количествами сфена, серицита, альбита, а также магнетитом и пиритом.

Главное поле околорудного изменения, представленное кварц-хлоритовыми породами, почти без реликтов замещенных эффузивов, по флангам окаймляется частично измененными породами и протягивается в меридиональном направлении в средней части площади рудопроявления. Конфигурация его неправильная и определяется сопряжением двух зон северо-восточного направления с одной зоной меридионального простирания. Магнетитовый участок (вершина горы Жамантау) приурочен к пересечению этих зон. На продолжении северо-восточных зон к северо-востоку, в 450 м от участка Магнетитового, находится рудопроявление Северной магнитной аномалии, выраженное изолированным участком частично и полностью околорудно-измененных пород, а на участке Колчеданном отмечаются лишь незначительные их проявления. Общая площадь метасоматитов на поверхности $\sim 0,5 \text{ км}^2$. Зональность в границах изменения отсутствует. Рассеянные элементы метасоматитов: Mo, Ag, Co, Ni, Pb, Zn, Sr, Ga, V, Y, Yb.

Медно-золото-молибденитовое оруденение

Представители — месторождение Юбилейное и рудопроявления Южный Чуулдак и Мынжасар.

Юбилейное (Шекарабулак II)

Месторождение расположено в 700 м к югу от месторождения Шекарабулак I в тех же структурах и приурочено к штоку плагиогранит-порфиров среднедевонского возраста, по данным В. Г. Кориневского и А. Т. Тельгузиева (1969), и верхнепалеозойского, по Б. М. Руденко (1968). Вмещающие породы — эффузивы мугоджарской свиты — диабазы, спилиты, базальтовые и андезито-базальтовые афирыты.

Плагиогранит-порфирь образуют тело неправильной формы размером в плане $300 \times 210 \text{ м}$ с резко секущими контактами, прорывают вмещающие эффузивные породы и содержат их крупные ксенолиты. Сложная неправильная конфигурация штока определяется положением его в сопряжении северо-восточного (60°) и северо-западного (327°) разрывных нарушений. В геоморфологическом отношении шток плагиогранит-порфиров фиксируется в рельефе циркообразным понижением, борта которого сложены сильно раздробленными и окварцованными эффузивами. Преимущественно в западной части штока встречаются мелкие неправильные дайки аplitовидных мелкозернистых гранитов, секущих плагиогранит-порфирь, редко вмещающие эффузивы. Плагиогранит-порфирь характеризуются непостоянством содержания темноцветных компонентов: центральная и юго-восточная части тела относительно обогащены роговой обманкой, что связано, вероятно, с ассимиляцией внедрившимся кислым расплавом вмещающих основных пород. По данным Ю. А. Бурмина, И. А. Акиньшина и др., плагиогранит-порфирь образованы в две стадии: биотитовые

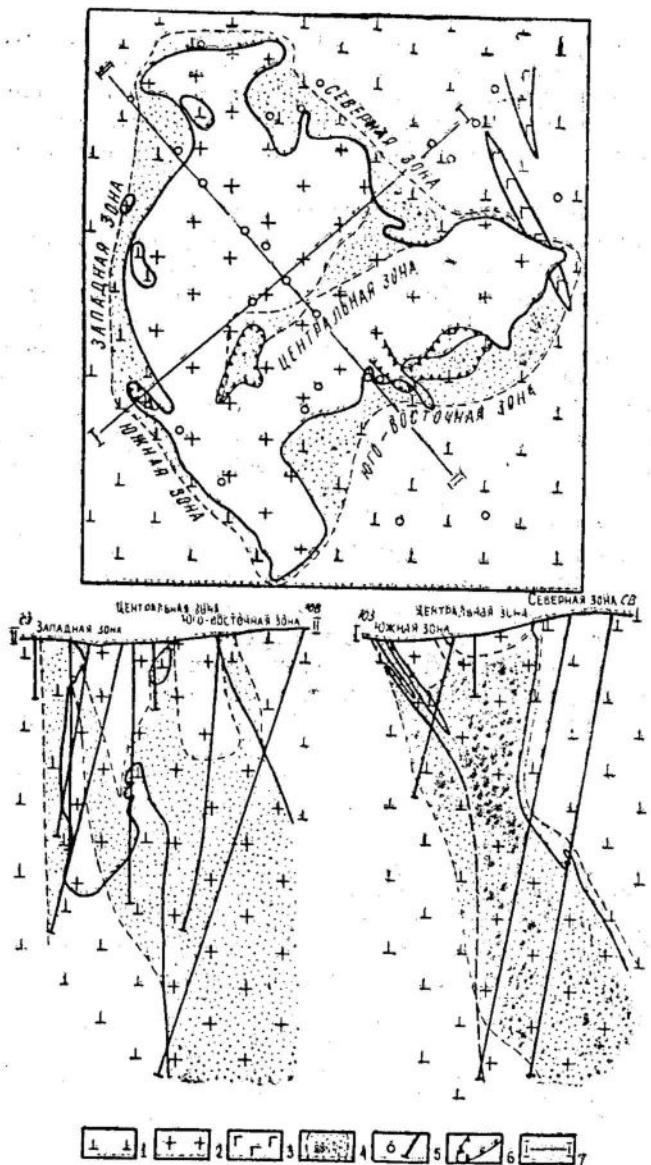


Рис. 42. Месторождение Юбилейное. Схема геологического строения, план и разрез. По материалам И. В. Акинина, Ю. А. Бурминя. 1 — андезитовые порфириты мугоджарской свиты силура; 2 — биотитовый плахиогранит-порфир; 3 — роговобиманково-биотитовый плахиогранит-порфир; 4 — зоны интенсивного брекчирования и трещиноватости дорудные; 5 — кварц-серикит-хлоритовое околоврудное изменение с сульфидами и золотом; 6 — тектонические нарушения послерудные; 7 — скважины.

плахиогранит-порфиры I фазы и биотит-роговобиманковые II фазы внедрения.

Оруденение представляет собой медно-содержащий золотоносный кварцевый штокверк в трещинных зонах северо-восточного (Центральная и Юго-Восточная рудные зоны) и северо-западного (Северная и Южная зоны) простираний, секущих плахиогранит-порфиры и выход-

дящих за пределы их во вмещающие породы (рис. 42). Кроме золота присутствуют пирит, халькопирит, магнетит, гематит, молибденит, арсенопирит, пирротин, марказит, сфалерит, галенит, борнит, тетрадимит, антимонит (?). В шлихах из центральной части штока отмечаются гранат, турмалин, флюорит, шеелит, силлиманит, андалузит, дистен, топаз.

Золотоносный кварцевый штокверк сопровождается серицитизацией и хлоритизацией вмещающих плагиогранит-порфиров и эфузивных пород. В экзоконтакте штока во вмещающих эфузивах местами отмечается слабая биотитизация в виде каймы шириной в несколько сантиметров. Новообразования биотита в незначительном количестве установлены микроскопически в 1 км к северо-востоку от золотоносного штока среди частично окварцованных и хлоритизированных андезитовых афиритов. Морфология штокверка в плане неправильная, в разрезе рисуется в виде нескольких крутопадающих зон. Падение рудных зон в основном согласуется с падением контактовых поверхностей плагиогранит-порфиров, падение Центральной зоны на юго-восток под углом 80—85°.

На участке месторождения отмечается кварцевый штокверк двух этапов: более ранний, доплагиогранит-порфировый, о чем свидетельствуют ксенолиты эфузивов с сетью кварцевых жил в плагиогранит-порфирах, и более поздний, после внедрения плагиогранит-порфиров. С поздним этапом связано формирование рудных зон месторождения. Дайки аплитовидных мелкозернистых гранитов секут золоторудные кварцевые прожилки.

В контуре рудоносного штокверка выделяются участки сплошного окварцевания с серицитом, хлоритом, сульфидами и золотом, а также умеренно и слабо проявленного в виде редкой сети кварцевых жил, незначительной хлоритизации, окварцевания и сульфидизации. Слабое и очень слабое окварцевание включает плагиогранит-порфировый шток, кварцевый штокверк и в виде языка протягивается в северо-восточном направлении. В этом же направлении далее к северо-востоку, в 800 и 1500 м от штока, встречены еще два небольших участка с кварцевым штокверком и сульфидами в андезитовых эфузивах.

Южный Чуулдак

Рудопоявление Южный Чуулдак расположено на юге Западных Мугоджар, вблизи северо-западного борта Берчогурской синклинали. Участок рудопоявления сложен вулканогенными породами мугоджарской свиты, плагиогранит-порфирами, кварцевыми и базокварцевыми альбитофирами. Вулканогенные породы представлены подушечными лавами и покровами базальтового, андезито-базальтового и андезитового состава — афиритами, порфиритами, вариолитами, стеклами, включающими прослои и мелкие линзы алеврито-кремнистых и яшмоидных пород. Простирание пород субмеридиональное, падение восток-юго-восточное под углом 30—40°.

Плагиогранит-порфирь образуют шток с многочисленными отходящими от него почти под прямым углом апофизами. И шток, и апофизы имеют субширотное простирание (290°) и падение на северо-восток под углом 50—55°. В штоке отмечается много разных по размеру ксенолитов вмещающих пород, благодаря чему плагиогранит-порфирь имеют местами характер эруптивной брекции. Линия контакта штока извилистая.

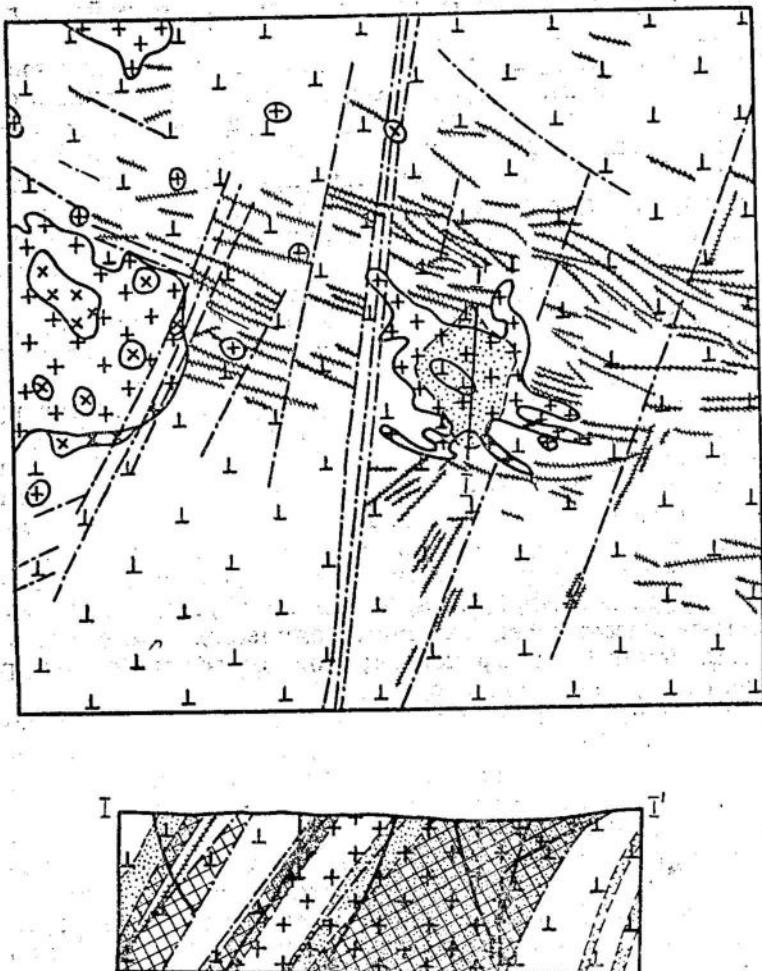


Рис. 43. Рудопроявление Южный Чуулдак. Схема геологического строения, план и разрез. Составила Г. Э. Нарвайт с использованием материалов М. И. Ильющенко, Д. А. Сафина. 1 — базальтовые и андезитовые афириты, порфиры, спилиты, вариолиты, диабазы, диабазовые порфиры мугоджарской свиты силура; 2 — пластиограниты порфировидные и пластиогранит-порфиры среднего девона; 3 — кварцевые диориты среднего девона; 4 — дайки кварцевых альбитов и альбитофиров; 5 — кварц-сериицит-хлоритовая и биотит-кварц-хлоритовая фации околорудного изменения и кварцевый штокверк; 6 — неравномерное сматие, дробление пород; 7 — тектонические нарушения; 8 — скважины; 9 — линия геологического разреза.

По данным Б. М. Руденко, к северо-западу и юго-востоку от штока пластиогранит-порфиры образуют дайки, секущие кварцевые альбитофирмы и вместе с ними среднепалеозойские пластиограниты и пластиоаплиты Айрюкского массива. Аналогичные пластиогранит-порфиры в районе Сарлыбайского месторождения секут верхнепалеозойские граниты, что дает основание Б. М. Руденко пластиогранит-порфировый шток рудопроявления Южный Чуулдак считать верхнепалеозойским. Однако В. Г. Кориневским и А. Т. Тельгузиевым (1969) эти пластиогра-

нит-порфиры, как и другие аналогичные образования района, датируются средним палеозоем.

Разрывные структуры имеют в основном северо-западное близкое широтное с падением на северо-восток, реже северо-восточное с падением на северо-запад направления и фиксируются вышеуказанными телами плагиогранит-порфиров, дайками базокварцевых и более поздних относительно их кварцевых альбитофиров. Шток плагиогранит-порфиров приурочен к месту сочленения структур обоих направлений. Породы штока сильно катализированы, трещиноваты, местами дроблены, особенно в южной части. Отмечаются послерудные субширотные и субмеридиональные разрывные структуры.

Оруденение штокверкового типа с вкрапленностью и прожилками рудных минералов размещается главным образом в штоке плагиогранит-порфиров, меньше — во вмещающих его основных эфузивах и дайках кварцевых альбитофиров (рис. 43). Состав рудной минерализации, по З. Н. Павловой (1968), следующий: главные минералы — халькопирит, молибденит; второстепенные — пирит, сфалерит, галенит, борнит; редкие — теннантит, алтантит (?), сильванит, золото, марказит, мельниковит-пирит. Последовательность образования рудных минералов: пирит → молибденит → борнит, алтантит (?), халькопирит → теннантит, сильванит, мельниковит-пирит. Рассеянные элементы руд: Ag, Sb, Sn, Ga, Co, Ni, Bi, Tl, As, Cd. Отмечаются тонкозернистые массы не вполне кристаллически зрелого пирита и эмульсия халькопирита в сфалерите; колломорфных структур нет. Зональности оруденения не наблюдается.

Форма рудоносного штокверка неизвестна. Вероятно, повторяет близширотные и северо-восточные структуры, вмещающие плагиогранит-порфировый шток. Размеры штокверка также неизвестны и приблизительно сопоставимы с размерами штока. Вертикальный интервал оруденения $0 \geq 260$ м.

Изменения, сопровождающие отложения рудной минерализации, выражаются в интенсивном окварцевании, а также серicitизации, хлоритизации и биотитизации. Наиболее сильно изменены центральная часть штока и приконтактовые области его в местах наиболее сильного брекчирования и тектонических срывов. По минеральному составу и интенсивности изменения выделяются серицит-хлорит-кварцевое слабое и умеренное изменение, серицит-кварцевое умеренное, хлорит-кварцевое и хлоритовое слабое до умеренного и биотит-хлорит-кварцевое умеренное изменение. Общая интенсивность окборудного изменений, таким образом, слабая до умеренной, но с отдельными локальными участками очень сильного изменения до образованияmono-bi-trиминеральных пород и полным уничтожением первичных структур и текстур. Оруденение и оклорудное изменение не связаны с границами региональных метаморфических фаций.

Мынжасар

Рудопроявление Мынжасар находится в южной половине Зеленокаменной зоны Мугоджар, вблизи восточных ее границ. Наиболее древними породами в окрестностях Мынжасара являются кристаллические сланцы, амфиболиты, гранитогнейсы и гнейсы протерозоя, сменяющиеся вверх по разрезу силурийской эфузивной толщей. В пределах участка рудопроявления и вблизи него породы протерозоя и силура прорываются крупной, многофазной сложной по составу интрузией габброплагиогранитного комплекса, протягивающейся к северу и югу от него на расстояние десятков километров. В преде-

лах интрузии выделяются диаллаговые и оливиновые габбро, габбронориты, диориты, кварцевые диориты, плагиогранодиориты, плагиограниты. В оливиновых габбро встречаются мелкие единичные изолированные тела дунитов. Дайковая фация пород на территории рудопроявления и в его окрестностях представлена микрогранитами, плагиогранитами, микроплагиогранит-порфирами, пегматитами, пегматоидами, кварцевыми порфирами и кварцевыми альбитафирами. Микрограниты, плагиоаплиты пользуются очень широким распространением, пересекают как интрузии, так и все вмещающие породы. Пегматиты и пегматоиды развиты главным образом на восточном фланге рудопроявления, содержат мусковит, редко биотит, гранат, сфен, турмалин. По Б. М. Руденко, севернее рудопроявления Мынжасар (в районе пос. Борло) и к югу от него (восточнее месторождения Сарлыбай) эти пегматиты секут калинатровые граниты верхнего палеозоя. Кварцевые порфиры и альбитафиры выполняют трещины преимущественно северо-западного простирания, пересекающие интрузивные и некоторые дайковые породы (пегматиты, микрограниты). На юго-восточном фланге в амфиболитах встречены кварцевые жилы с шерлом. Возрастная последовательность формирования интрузивных и дайковых пород, основанная на изучении контактов, состава ксенолитов и взаимных пересечений пород, следующая: габбро → диориты, кварцевые диориты → плагиогранодиориты, плагиограниты → микрограниты, пегматиты → турмалин-кварцевые жилы → кварцевые порфиры и альбитафиры.

Участок рудопроявления расположен в кварцевых диоритах у сочленения Чуулдак-Мынжасарской зоны разломов северо-восточного простирания с региональными глубинными Борлинскими разломами меридионального простирания. Максимальное проявление рудной минерализации наблюдается в виде штокверка в кварцевых диоритах в районе непосредственного сочленения северо-восточных (с падением на юго-восток под углом 60°) и меридиональных (с падением на восток под углом 50—60°) трещинных зон. Штокверковая зона вытянута в северо-восточном направлении и падает на юго-восток. Единичные жилы и рассеянная вкрашенность сульфидов встречаются к западу, северу, югу и востоку от главного штокверка на расстоянии до 1—1,5 км (рис. 44).

Сульфидно-кварцевая минерализация повсеместно и во всех случаях является эпигенетической относительно интрузивного и дайкового комплексов, в том числе и даек кварцевых порфиров и альбитафиров. Последнее доказывается пересечением даек этих пород жилами кварца с сульфидами, срывами вдоль контактов даек с последующей минерализацией сульфидами и даек и вмещающих интрузий. Рудоотложение происходило главным образом путем выполнения открытых трещин, в меньшей степени — метасоматическим замещением минералов вмещающих пород. Сульфиды выполняют промежутки между идиоморфными призмами кварца или отлагаются в нем по сети тонких трещин. По данным З. Н. Павловой (1968), состав рудной минерализации следующий: главные минералы — пирротин, халькопирит, молибденит; второстепенные — пирит; редкие — сфалерит, марказит, бенжаминит, галеновисмутит, арсенопирит, висмут самородный, мельниковит-пирит, висмутин, галенит. Зональности оруденений нет. Элементы-примеси руд: Ag, W, Sn, Ga, Co, Ni, Sb, Te, Cd, In.

В пределах рудоносного кварцевого штокверка рудная минерализация распределена довольно равномерно, фиксируется до максимального разбуренных глубин и на глубине не оконтурена.

Гидротермальные изменения, одновременные с рудоотложением,

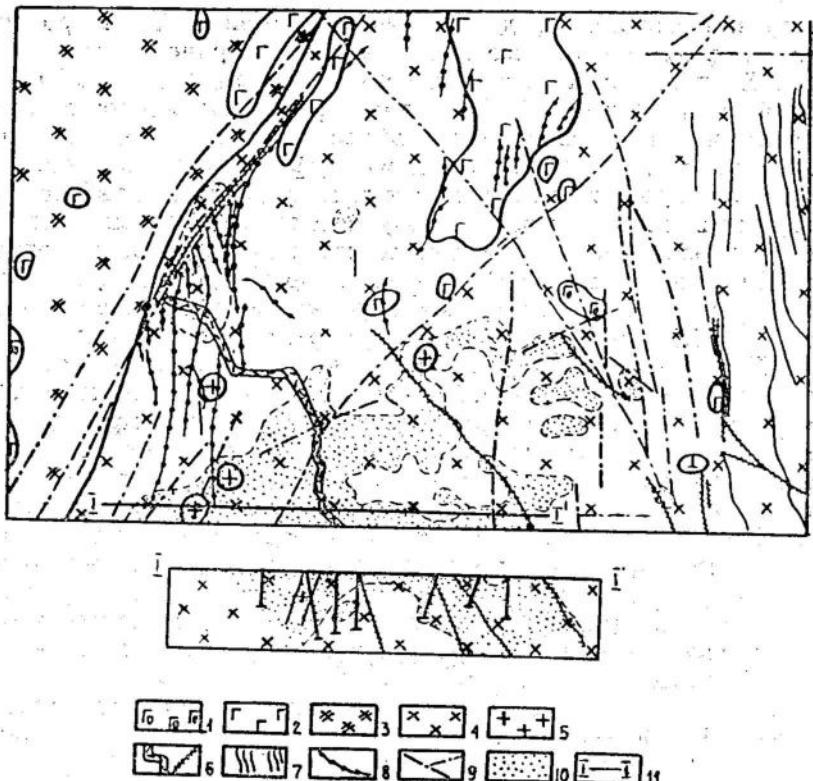


Рис. 44. Рудопроявление Мынжасар. Схема геологического строения, план и разрез. Составила Г. Э. Нарвайт. 1 — габбро оливиновое нижнего девона; 2 — габбро диаллаговое нижнего девона; 3 — кварцевые диориты среднего девона, сильно контаминированные и гибридизированные; 4 — кварцевые диориты среднего девона; 5 — плагиограниты среднего девона; 6 — дайки кварцевых албитофиров; 7 — дайки пегматоидов и микропегматитов; 8 — кварцевые жилы; 9 — тектонические нарушения; 10 — биотит-кварц-хлоритовое окорудное изменение с вкрапленностью сульфидов; 11 — линия геологического разреза.

развиваются в интрузивных породах, вмещающих рудопроявление. Выделяются следующие его виды: биотитизация, окварцевание, серicitизация, хлоритизация. Длина зоны с изменением 2200 м, ширина 1000 м, общая площадь ~ 2,0 км². Метасоматические преобразования имеют «ажурный» характер: ореолы метасоматизма развиваются вдоль разноориентированных прожилков, между которыми породы не изменены; сплошных, крупных по объему масс метасоматитов не образуется. Абсолютный возраст биотита из окорудно-измененных пород, по определению А. И. Иванова (ИГН АН КазССР), составляет 217 млн. лет.

Основные особенности медного оруденения Зеленокаменной зоны

Месторождения и рудопроявления меди Зеленокаменной зоны Мугоджар размещены в породах силура и нижнего девона. Подавляющее большинство их включено в основных эфузивах мугоджарской свиты, единичные — в кремнисто-эфузивной толще куркудукской свиты (Куркудук, частично Жиланда, Пшенсай), небольшое количество — в породах мыльашинской свиты (Верхний Чуулдак, Геофизическое, частично Жиланда, возможно Анастасьевское и неко-

торые другие). Такое распределение медного оруденения в вулканогенных свитах силура и девона связано с тем, что основная часть площади вулканогенного палеозоя Западных Мугоджар сложена породами мугоджарской свиты (75%) и значительно меньшая — куркудукской (10%) и мильашинской (15%). Так как границы между свитами в значительной мере условны и могут быть сдвинуты вверх или вниз по разрезу, в ряде случаев уверенно связывать то или иное рудопроявление или месторождение с определенной свитой затруднительно.

Непосредственно вмещающие рудные тела и рудную минерализацию различные разновидности базальтовых, андезито-базальтовых, андезитовых, в единичных случаях — андезито-дацитовых эфузивов всех вышеназванных силуро-девонских свит. В связи с незначительным развитием в разрезе среднего палеозоя пирокластики основного, среднего и умеренно кислого состава и отсутствием лав и пирокластики кислого состава ни кислые, ни основные и прочие туфы практически не являются рудовмещающими породами в этом районе.

Часть рудопроявлений и месторождений расположена в контакте с интрузиями или очень близко от них (Верхний Чуулдак, Аккырлык, Кокжарлы, Кундузды, Кудуксай, «50 лет Октября», Авангард, Аралча, Южный Жамантау, Жангана, Балабохтыбай, Сарлыбай, Насырлымола). Рудная минерализация в ряде случаев накладывается на среднепалеозойские интрузивные породы (Верхний Чуулдак, Южный Жамантау, Жангана, Балабохтыбай, «50 лет Октября», Аралча). На рудопроявлениях Южный Чуулдак и Юбилейное рудная минерализация является более поздней относительно плагиогранит-порфиров; возраст которых одними исследователями датируется средним девоном, другими — верхним палеозоем. Рудопроявление Мынжасар включено в среднепалеозойских кварцевых диоритах и позднее относительно даек.

Дайки (силлы), штоки кварцевых альбитофирам и альбитофирам разной протяженности, мощности, разной ориентировки в различных количествах фиксируются почти на всех рудопроявлениях и месторождениях. Особенно они многочисленны на месторождениях и рудопроявлениях, расположенных в пределах (или вблизи) долгоживущих глубинных разломов и в бортах синклиналей (Жиланда, Аулие, Кундузды, Верхний Чуулдак, Южный Чуулдак, Сарлыбай, Карабендыр, Пшенсай, Анастасьевское и др.). Рудная минерализация развивается в дробленых, катараклизованных, брекчированных альбитофирах и кварцевых альбитофирах, является более поздней относительно их (Жиланда, Верхний Чуулдак, Аулие, Кудуксай, Аралча, «50 лет Октября», Анастасьевское, Южный Чуулдак, Мынжасар, Кундузды, Тыкбутак, Кызылкудук, Пшенсай и др.). Дайки альбитофирам и кварцевых альбитофирам пересекают габброиды нижнего девона, кварцевые диориты, плагиограниты среднего девона и связанные с ними дайки габбро-пегматоидов, микрогранитов, микроаплитов (Жангана, Аккырлык, Верхний Чуулдак, «50 лет Октября», Аралча, Южный Жамантау). На рудопроявлении Тыкбутак дайка кварцевых альбитофирам, на которую накладывается медное оруденение, содержит ксенолиты габбро-диабазов, кварцевых диоритов, плагиогранитов и кварцевых жил.

Положение месторождений и рудопроявлений в крупных складчатых структурах района разнообразно. Одни из них располагаются в бортах синклиналей (Жиланда, Геофизическое, Верхний Чуулдак, Шекарабулак I, Аулие, Юбилейное, Куркудук, Шетиргиз, Чуулдакское), другие размещаются в крыльях антиклинальных складок (На-

сырлымола, Шенсай, Кокжарлы, Сарлыбай, Аккырпик, Кудуксай, Южный Жамантау), третьи приурочены к ядрам антиклиналей (Жанган, Балабохтыбай) или осевым и приосевым частям синклиналей (Карачендыр, Кундузды). Связь оруденения с достоверно установленными вулкано-купольными и брахиокладчатыми структурами или остатками вулканических аппаратов пока неизвестна.

Определяющим фактором в размещении месторождений и рудопроявлений в Западных Мугоджахах является разрывная тектоника. Рудолокализующими структурами во всех случаях являются трещинные зоны, ориентированные под различными углами к вмещающим породам. По морфологическим признакам среди них выделяются три типа структур.

1. Линейные трещинные зоны сложного строения, их сочленения и пересечения (месторождения и рудопроявления Сарлыбай, Мынжасар, Жанган, Каракендыр, Шекарабулак I, Верхний Чуулдак, Южный Чуулдак, Кызылкибачи, Насырлымола и др.).

2. Трещинные зоны волнообразной, изогнутой формы (Аралча, Кызылкудук — Аклюк, Тыкбутак, Аулие, Балабохтыбай, Жиланда, Куркудук и др.).

3. Кольцевые и полукольцевые трещинные зоны (рудное поле Кундузды и др.).

Большинство рудопроявлений характеризуется прожилково-вкрашенным типом оруденения; во многих из них среди прожилково-вкрашенной минерализации встречаются единичные мелкие линзовки сплошных колчеданов (Геофизическое, Верхний Чуулдак, Кокжарлы, Каракендыр, Аклюк, Аулие, Женишке, Сарлыбай, Студенческое, Кызылкибачи и др.). В ряде месторождений и рудопроявлений сплошные массивные и прожилково-вкрашенные руды находятся примерно в равных количествах или прожилково-вкрашенные несколько преобладают над массивными (Жиланда, Аккырпик, Шекарабулак I, Балабохтыбай). И только в единичных массивное оруденение преобладает над прожилково-вкрашенным (Приорское, Авангард, «50 лет Октября», Аралча, Жанган, Южный Жамантау). Форма рудных тел в большинстве плоско-линзовидная, неправильная, иногда жилообразная, в единичных случаях чечевицеобразная. Часть рудопроявлений представлена кварцевожильным штокверком (Мынжасар, Южный Чуулдак, Юбилейное). Некоторые мелкие проявления медной минерализации приурочены к одиночным кварцевым жилам (Чуулдакское, Шетиргиз).

Вертикальный интервал распространения орудения (от современной дневной поверхности) равен 0—800 м. Основные руды размещаются на глубинах 0—300 м, лишь в единичных случаях достигая 100—500 м. В некоторых месторождениях и рудопроявлениях часть рудных залежей не выходит на поверхность (Жиланда, Аккырпик и др.). Оруденение месторождений Приорское и «50 лет Октября» почти полностью слепое.

Общий минеральный состав руд месторождений и рудопроявлений меди Западных Мугоджар следующий: главные минералы — пирит, халькопирит, магнетит, пирротин; второстепенные — сфалерит, мельниковит; редкие — галенит, марказит, мушкетовит, гематит, молибденит, теннантит, борнит; редчайшие — золото, арсенопирит, тетраэдрит, висмутин, галеновисмутит, висмут самородный, серебро самородное, сильванит, алтантит, бенжаминит, гессит, петцит, диагенит, тетрадимит, антимонит, кобальтин. Барит встречается в единичных месторождениях в микроскопических количествах (Сарлыбай, «50 лет Октября»). Элементы-примеси руд и рудных минералов: главные —

Mo, Ag, Co, Ni; второстепенные — Au, As, Cr, V, Ba, Ga; редкие — Sb, Cd, Bi, Se, Te, Tl, Zn, W, Sn.

Околорудные изменения сопровождают все медное оруденение Мугоджар. Выделяются кварц-хлоритовая, кварц-серицитовая, кварц-серицит-хлоритовая субфации кварц-хлоритовой фации, биотит-кварц-хлоритовая и биотит-кордиерит-антофиллитовая фация с хлорит-биотитовой и кордиерит-антофиллитовой субфациями околорудных метасоматитов. Минеральный состав околорудных фаций определяется в первую очередь составом вмещающих околорудных пород и температурным режимом периода формирования. Наибольшее распространение имеют кварц-хлоритовые метасоматические изменения, менее распространены кварц-серицит-хлоритовые и биотит-кварц-хлоритовые. Биотит-кордиерит-антофиллитовые околорудные метасоматиты известны пока только на месторождениях «50 лет Октября», Авангард и Аралча. Масштабы и морфология зон околорудных метасоматитов варьируют в широких пределах, определяются степенью тектонической подготовленности рудовмещающего блока пород, характером и ориентировкой зон тектонических деформаций, длительностью и интенсивностью гидротермального процесса.

МЕДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ИРГИЗСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ

Иргизская структурно-формационная зона вытянута в меридиональном направлении на 300—350 км и почти целиком перекрыта платформенным чехлом мезозой-кайнозоя мощностью 100—150 м. Лишь узкая полоса вдоль западных границ и отдельные островные выходы древних пород в северной половине обнажены и доступны наблюдению. Ширина зоны до 60—70 км (рис. 45).

Иргизская зона не является непосредственным южным завершением соответствующей южноуральской структуры, но, возможно, лежит на продолжении Челябинско-Брединского прогиба, близкого по строению, составу и возрасту слагающих толщ. По представлениям Л. И. Киселева, Г. А. Костик и др. (1969), Иргизский синклиниорий на широте поселка Карабутак «сужается и переходит в узкую грабен-синклиналь, являющуюся частью мелких структур в зоне Джетыгарицкого разлома» (стр. 259). Одними исследователями Иргизская зона определяется как синклиниорная структура второго порядка, входящая в состав Восточно-Уральского прогиба (Комиссаров, Смольяников, 1966), другими — как самостоятельный синклиниорий (Билибина, Богданов, Ксенофонтов, 1963; Абдулин, 1971).

На севере Иргизский синклиниорий замыкается в 25—30 км от пос. Карабутак. От расположенного с запада Мугоджарского антиклиниория Иргизская зона отделена меридиональными глубинными разломами, с востока граничит с антиклиниорными структурами Зауральского поднятия и далее — с Тюмено-Кустанайским (Торгайским) прогибом. Восточная граница Иргизской зоны перекрыта рыхлыми образованиями мезозоя и кайнозоя и устанавливается только по геофизическим данным. В 30—35 км южнее пос. Карабутак Иргизский синклиниорий полностью погружается под мезозой-кайнозойские отложения.

Иргизская структурно-формационная зона слагается породами ордовика, силура, девона и карбона. Описание палеозойских отложений приводится в основном по данным Г. А. Костик (1971), Л. И. Киселева, Г. А. Костик и др. (1969), а также Г. С. Трошина, Н. А. Бобкова, В. П. Курылева и С. Е. Горшенина, с использованием некоторых материалов В. Г. Кориневского и Ж. Т. Булеева (1969), А. А. Абдулина (1971).

Отложения ордовика, залегающие в низах разреза палеозоя Иргизской зоны, датируются условно, фауна в них отсутствует. К нижнему ордовику (O_1) относят толщу кварц-серицитовых, кварц-актинолитовых, кварц-альбитовых, кварц-угллистых сланцев, филлитизированных песчаников, диабазовых и андезитовых порфиритов и дацит-липаритовых порфириодов. Преобладают метаморфизованные

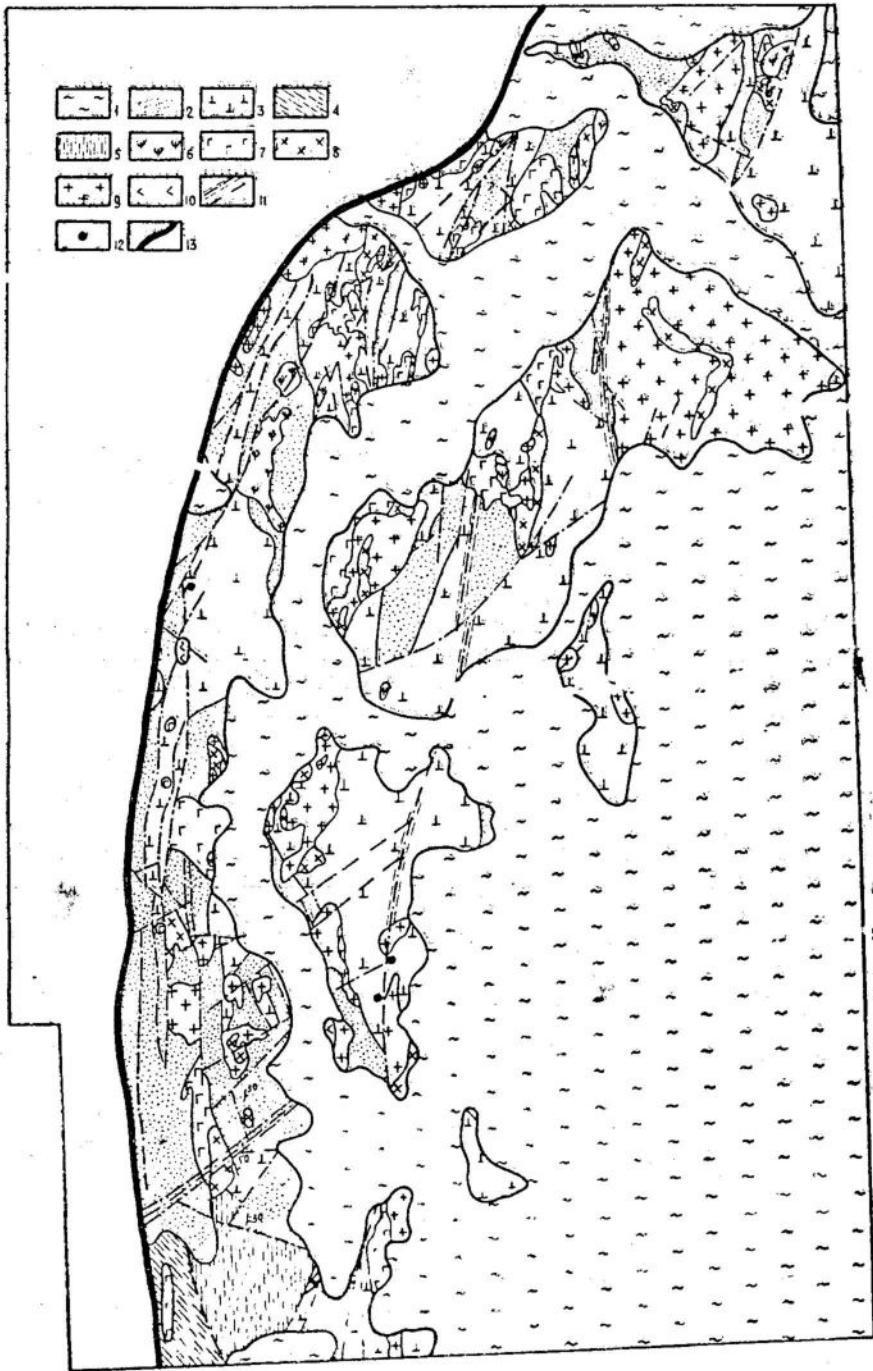


Рис. 45. Размещение рудопроявлений меди в Иргизской структурно-формационной зоне. По материалам Г. А. Костик, Г. С. Трошина, Н. А. Бабкова, В. П. Курылева, С. Е. Горшенина и др. 1 — рыхлые отложения; 2 — осадочные отложения девона и карбона; 3 — вулканогенные породы основного, средне-основного, среднего и более кислого состава силура (?), девона и нижнего карбона; 4 — осадочные отложения ордовика; 5 — кристаллические сланцы докембрия; 6 — серпентиниты верхнего палеозоя; 7 — габброиды нижнего карбона и верхнего палеозоя; 8 — диориты, кварцевые диориты верхнего палеозоя; 9 — гранитоиды среднего карбона и верхнего палеозоя; 10 — граносениты и сиениты среднего карбона; 11 — зоны тектонических нарушений; 12 — рудопроявления меди; 13 — границы Иргизской структурно-формационной зоны, маркируемые глубинными разломами.

осадочные породы, эфузивы находятся в подчиненном количестве, пирокластика отсутствует. Толща установлена в крыльях синклиниория, мощность ее 1000—1200 м. Выше залегают отложения шебектинской свиты нижнего силура. В. Г. Кориневский и Ж. Т. Булеев (1969) подразделяют ее на две толщи — нижнюю и верхнюю. Нижняя, сланцевая толща образована кварц-серицитовыми, серицит-хлоритовыми, кремнистыми сланцами, кварцитами и гнейсами. Верхняя, песчаниковая — аркозовыми, полимиктовыми песчаниками, алевролитами, пелитолитами (с фауной граптолитов ландовери), филлитизированными песчаниками. Общая мощность отложений 1600 м.

Толща преобладающих эфузивов подушечного сложения основного и среднего состава с подчиненными агломератовыми туфами и осадочными породами (углистыми филлитами, филлитизированными песчаниками и алевролитами) отнесена В. Г. Кориневским и Ж. Т. Булеевым к нижнему девону. Г. С. Трошин и Н. А. Бабков диабазы и туфы смешанного состава относят к венлок — ландовери, а Г. А. Костик отложения силура и нижнего девона объединяет, отмечая в составе их туфы кислого и среднего состава. Силур-нижнедевонские отложения развиты в узких блоках, зажатых между сближенными разломами главным образом у западной границы зоны. По данным Л. И. Киселева, Г. А. Костик и др. (1969), отложения эйфеля, выделенные условно по сходству с бугульгырскими отложениями Урала, представлены кремнистыми сланцами и полосчатыми кремнями мощностью 100 м. Встречаются в верховых р. Иргиз.

Основные эфузивы с прослоями углисто-кремнистых сланцев и кварцитов, включающих спорово-пыльцевой комплекс живета, установлены в районе верхнего течения р. Иргиз, у совхоза «Щербаковский». Основные эфузивы представлены диабазами, спилитами, порfirитами, а также продуктами их зеленокаменного, контактового и динамометаморфического изменения — сланцами, гнейсами, амфиболитами, эпидозитами и пр. Мощность отложений живета 150 м. Выше лежат фаунистически охарактеризованные отложения франского яруса: кварцевые и известковистые песчаники, конгломераты с прослоями и линзами мелкоолитовых известняков и алевролитов. Фаменские отложения и я представлена кварцевыми песчаниками, конгломератами, известняками с фауной брахиопод фамена. Отложения франа и фамена, развитые в западном борту синклиниория, Г. И. Водорезов выделяет в аралтугайскую свиту.

Наиболее широко распространены в пределах зоны карбоновые отложения, развитые в центральной части синклиниория и в западном его борту. В низах разреза карбона залегает сложный вулканогенно-осадочный комплекс, в котором осадочные породы резко преобладают, эфузивов мало, пирокластики нет. В углисто-глинистых сланцах — фауна верхнего турне. На вулканогенно-осадочном комплексе с угловым несогласием залегает кияктинская свита средне-верхнего визе, состоящая из резко преобладающих туфогенно-осадочных пород с подчиненными осадочными и небольшим количеством туфов основного состава. Мощность ее 1000 м.. Эта толща согласно перекрывается кнагольской свитой (визе — намюра). В ее основании лежат известняки с фауной брахиопод визе — намюра, выше — вулканические породы с прослоями и линзами известняков и кремнистых пород. Характерно резкое преобладание эфузивов над пирокластикой и осадочными породами. Эфузивы и туфы имеют базальтовый, андезитовый, дацитовый и липаритовый состав, подушечное и покровное сложение, массивные, миндалекаменные, флюидные текстуры, афировые и порфировые структуры с

обычными для каждого типа пород основными массами. Мощность кналькоильской свиты 2500 м. В восточной, юго-восточной частях синклиниория, по геофизическим и буровым данным, Г. А. Костик выделяет отложения намюра (или предположительно намюра?), к которым относит эфузивы среднего и кислого состава, их туфы, кремнистые сланцы, яшмоиды, вулканомиктовые песчаники, мелкогалечные конгломераты, известняки.

В связи с визейским и визе-намюрским вулканализмом известны липаритовые и дацитовые порфиры (кварцевые альбитофиры, альбитофиры), диабазы и порфириты субвулканической фации.

Разрез карбоновых и вообще палеозойских отложений в Иргизском синклиниории заканчивается условно датируемой средним карбоном толщей крупногалечных и валунных конгломератов, песчаников, алевритов, глинистых сланцев.

Некоторыми исследователями выше по разрезу выделяются красноцветные песчаники, алевриты, конгломераты предположительно в верхней перми. Эти образования развиты локально в зонах гравенов.

Эфузивно-осадочные отложения нижне-среднего палеозоя Иргизского синклиниория прорываются многочисленными интрузиями гранитов, габброидов, диоритов, редко гипербазитов. Большая часть их перекрыта рыхлыми отложениями и устанавливается на основании буровых и геофизических работ. Интрузии имеют различный размер, неправильную или штокообразную форму и, по данным С. Г. Грепшина, А. П. Бачина, И. Д. Иванова, Л. И. Киселева и др., приурочены главным образом к долгоживущим глубинным зонам разломов близмеридионального профиля.

В карбоне и верхнем палеозое Иргизского синклиниория выделяют, четыре интрузивных формации: габбровую D_3-C_1t , дунит-гарпбургитовую C_1-Pz_3 , габбро-плагиогранитную посленамюрскую и гранитную верхнепалеозойскую (пермскую?). Габбро-плагиогранитную посленамюрскую (по некоторым данным среднекарбоновую) интрузивную формацию (или Иргизский интрузивный комплекс) считают комагматом вулканических образований визе-намюрского возраста и аналогом Магнитогорского интрузивного комплекса, а гранитную верхнепалеозойскую формацию — аналогом гранитной позднепалеозойской формации Урала (Киселев, Костик и др., 1969).

Основные геологические особенности Иргизской структурно-фацальной зоны следующие.

Почти вся территория зоны, исключая небольшие площади вдоль западных границ и в северной части, перекрыта мощными рыхлыми отложениями. Это обуславливает плохую изученность зоны в целом, особенно ее тектоники и интрузивного магматизма.

В разрезе палеозоя вулканогенные, туфогенно-осадочные и осадочные породы присутствуют примерно в равных количествах.

Эпоха вулканализма начинается в нижнем ордовике и с перерывами в силуре и верхнем девоне, продолжается до визе — намюра включительно. В визе — намюре она завершается внедрением субвулканических фаций пород кислого и основного состава. Для эпохи вулканализма в целом характерно обилие вулканогенных пород в нижнем девоне, живете и нижнем карбоне, особенно в визе и визе — намюре, а также значительное развитие во все времена туфов и обилие пород субвулканической фации. Состав вулканогенных пород от ордовика до карбона базальтовый, андезитовый, липаритовый. Количество кислых продуктов вулканализма несколько возрастает снизу вверх по разрезу.

Интузивная деятельность, датируемая верхним девоном — турне, визе — намюром или верхним палеозоем, проявилась интенсивно, многообразно и повсеместно. Характерно развитие гранитоидов калиевого ряда и преобладание интрузий кислого и среднего состава над основными и ультраосновными.

На территории Иргизской структурно-формационной зоны известно около 80 медных проявлений, большая часть которых установлена по скважинам картировочного бурения. Только единичные рудопроявления разведаны и по ним существует ограниченный материал.

Кналыкуль

Рудопроявление Кналыкуль находится в средней части Иргизской зоны. Связано с породами кналыкульской свиты, представленными диабазами, диабазовыми порфиритами, туфоагломератами, туфами разного состава, альбитофирами, переслаивающимися с алевролитами, песчаниками, известняками, конгломератами. Непосредственно на участке Кналыкуль альбитофиры и их туфоагломераты

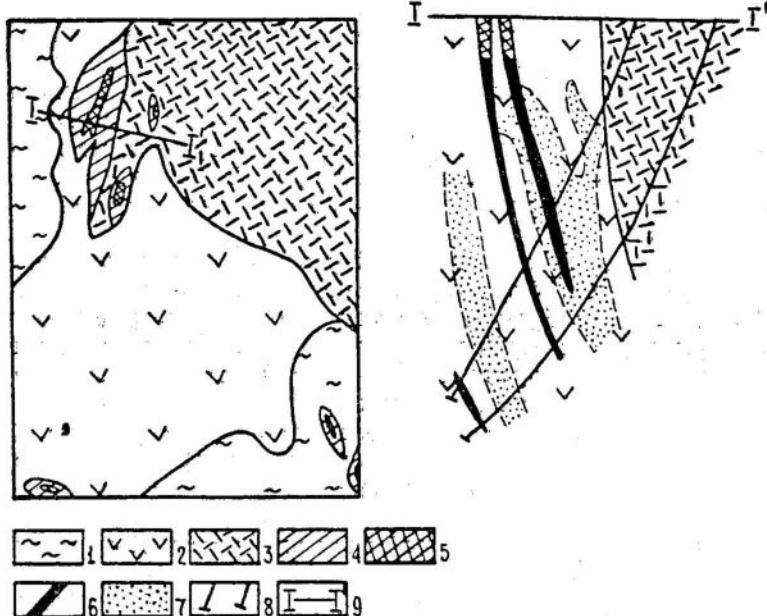


Рис. 46. Рудопроявление Кналыкуль, центральный участок. Схема геологического строения, план и разрез. По материалам Л. Г. Турковой. 1 — рыхлые отложения; 2 — порфириты; 3 — альбитофиры; 4 — интенсивно лимонитизированные породы; 5 — бурые железняки «железных шляп»; 6 — массивный серый колчедан; 7 — гидротермальные изменения и рассеянная вкрапленность пирита; 8 — скважины; 9 — линия геологического разреза.

имеют подчиненное значение, преобладают эфузивы основного и среднего состава. Альбитофиры частично образуют небольшие по мощности интузивные тела (дайки, штоки) среди порфиритов. По данным А. Д. Карпова и Р. О. Меликяна, в районе Киякты (к северо-западу от рудопроявления Кналыкуль) дайки кварцевых альбитофириров секут интрузии габбро-гранитного состава. Дайки гранит-порфиров и плагиогранит-порфиров наблюдаются главным образом на юго-западном фланге площади рудопроявления, к югу от него встречаются единич-

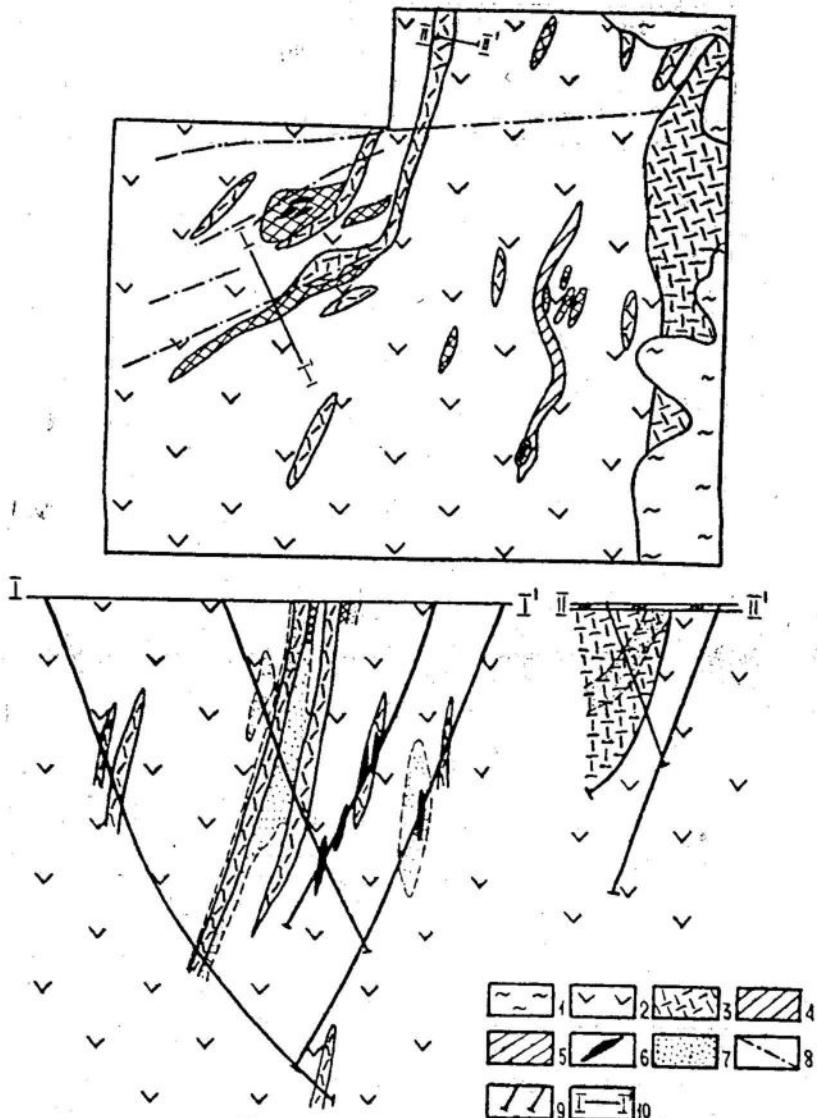


Рис. 47. Рудопроявление Кналыкуль, западный участок. Схема геологического строения, план и разрезы. По материалам Л. Г. Турковой. 1 — рыхлые отложения; 2 — порфириты, туфоагломераты порфиритов; 3 — альбитофиры; 4 — лимонитизированные обеленные породы; 5 — рассланцованные обеленные породы; 6 — массивный серый колчедан и бурые железняки «железной шляпы»; 7 — вкрапленность пирита и халькопирита; 8 — разрывные нарушения; 9 — скважины; 10 — линии геологических разрезов.

ные изометричные и вытянутые тела габбро-диабазов. В структурном отношении, по данным Л. Г. Турковой, участок представляет, по-видимому, антиклинальную складку северо-восточного простириания, ядро которой сложено порфиритами, а крылья в значительной степени — альбитофирами. В пределах рудопроявления выделяется нескольз-

ко участков минерализации: Западный, Центральный, Северный, Южный (рис. 46, 47). Все они на поверхности фиксируются изолированными выходами бурых железняков, лимонитизированных и каолинизированных пород. Под бурыми железняками на глубине до 150—200 м установлена в основном пиритовая, реже халькопирит-пиритовая прожилково-вкрапленная минерализация, лишь на Западном и Центральном участках включающая маломощные линзы колчеданов. Рудолокализующими структурами служат трещинные зоны северо-восточного и субмеридионального направления. Вблизи минерализованных зон вмещающие породы окварцовены, хлоритизированы, эпидотизированы, карбонатизированы. Кварц встречается в виде многочисленных мелких различно ориентированных прожилков, мелких гнезд и скоплений. Эпидотизация наиболее ярко выражена на Западном и Северном участках. Непосредственно вблизи минерализованных зон альбитофирсы характеризуются сильным окварцеванием и серицитизацией, часто имеют кварцитовидный характер. Альбитофирсы и средне-основные эфузивы в пределах зон содержат вкрапленность мелкокристаллического пирита и халькопирита.

Каракум

Рудопроявление Каракум находится в 6 км к югу от рудопроявления Кналыкуль и приурочено к дайкообразному телу базокварцевых альбитофиров (дацитовых порфиров), вблизи контакта их с верхнепалеозойскими гранитами, прорывающими породы визе — намюра. Контакт тектонический, имеет северо-западное простижение и крутое (70°) падение на восток; в центральной части он осложнен небольшим изгибом, ориентированным на восток (в сторону падения контакта). Вмещающими оруденение породами являются вулканогенно-осадочные образования кналыкульской свиты. Залегание их на участке рудопроявления неясно. В 1,5 км к югу от него в порфириях отмечаются линзы известняков близмеридионального простириания с падением на восток под углом 60 — 65° . По мнению К. А. Коблова (1963), рудопроявления Кналыкуль и Каракум приурочены к единой рудоконтролирующей трещинной зоне близмеридионального направления, в пределах которой между обоими рудопроявлениями отмечаются отдельные пункты с медной минерализацией (рудопроявление Промежуточное и др.) (рис. 48). Рудолокализующими структурами являются крутопадающие близмеридиональные трещинные зоны, фиксируемые на поверхности двумя полосами бурых железняков длиной до 60 м, шириной до 10 м. Под бурыми железняками скважинами подсечено несколько мелких рудных линз, сложенных в основном серным колчеданом, и зонки прожилково-вкрапленного оруденения (рис. 49). Рудные линзы имеют круглое восточное падение, в центральной части они изогнуты. Наибольшая мощность отмечается в местах перехода крутого залегания в пологое. Вмещающие породы (дацитовые порфиры) интенсивно окварцовены, серицитизированы, содержат интенсивную вкрапленность пирита, халькопирит встречается реже. Аналогичные изменения с вкрапленностью сульфидов, по данным Б. М. Руденко (1970), встречаются и в эндоконтактовой зоне гранитоидов. Вертикальный интервал распространения рудной минерализации 0—280 м; основное оруденение на глубинах 0—200 м, гидротермальные изменения уходят глубже 280 м (максимально разбуренных глубин).

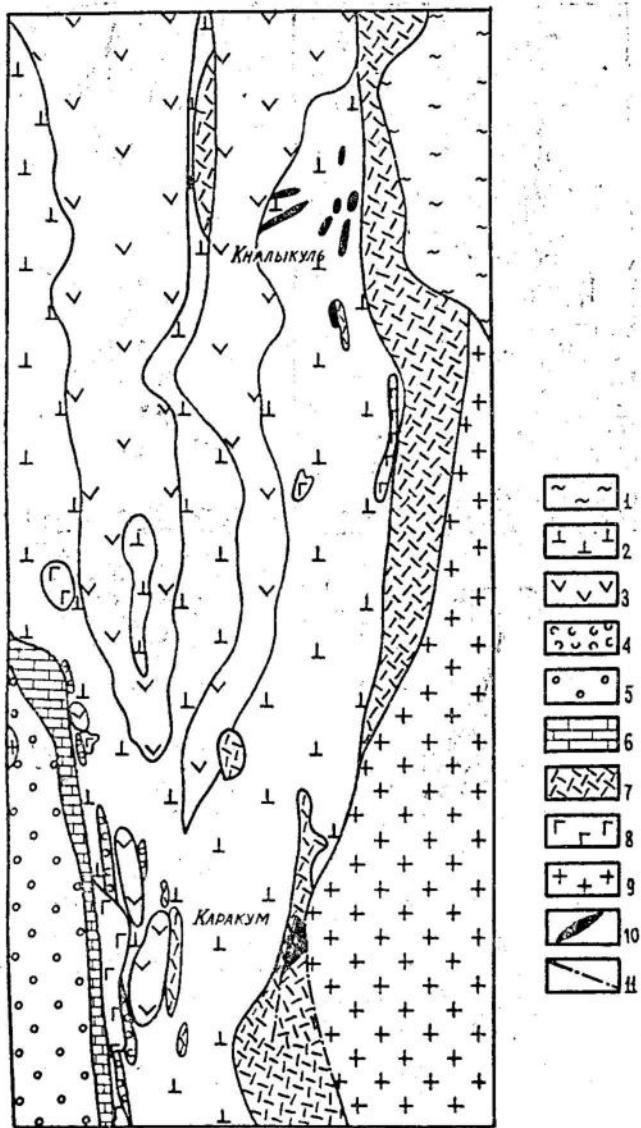


Рис. 48. Участок КнАЛЫКУЛЬ — Каракум. Схематическая геологическая карта. По материалам Г. А. Костик, А. К. Кириенкова. 1 — рыхлые отложения; 2 — эффузивы основного состава, их туфы и лавовые брекчии визе—намюра; 3 — андезито-дацитовые порфириты, их лавовые брекчии визе—намюра; 4 — туфы липаритовых и дацитовых порфиров визе—намюра; 5 — песчаники, сланцы верхнего девона—турне; 6 — известняки; 7 — липаритовые, липарито-дацитовые порфиры; 8 — габбро-диабазы; 9 — граниты мелкозернистые биотитовые и лейкократовые среднего карбона; 10 — бурые железняки «железных шляп»; 11 — тектонические нарушения.

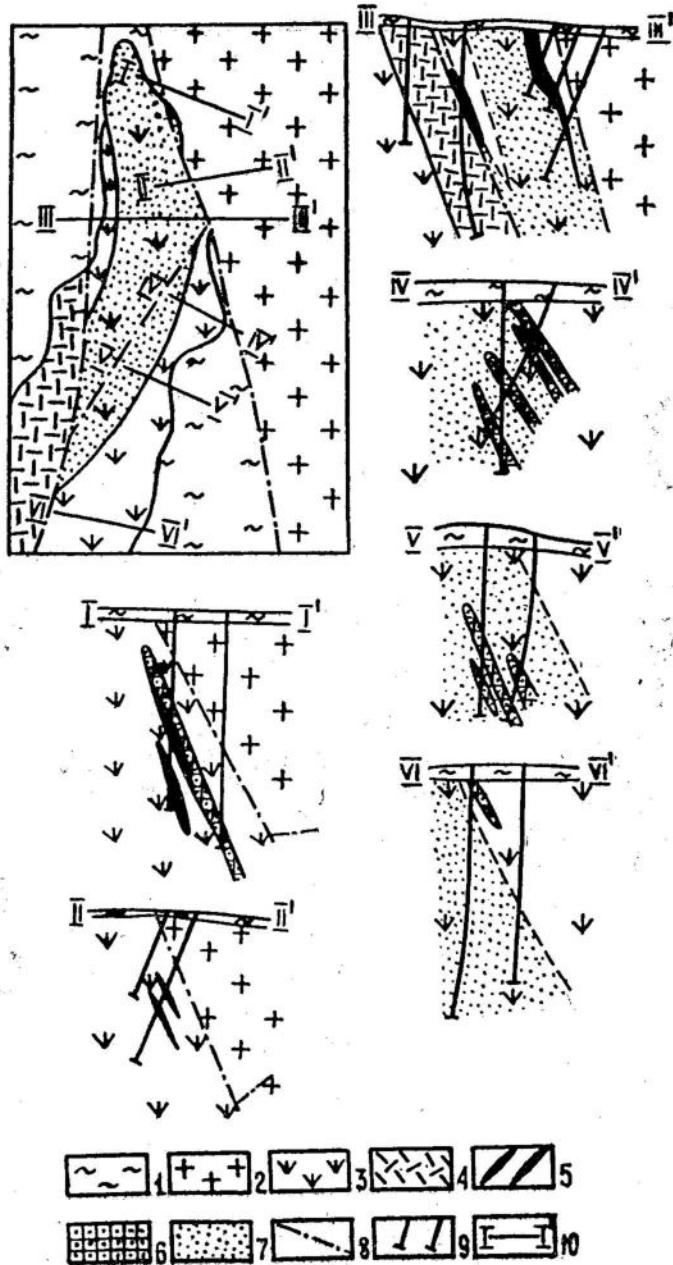


Рис. 49. Рудопроявление Каракум. Схема геологического строения, план и разрезы. По материалам Ю. А. Оболенского.
 1 — рыхлые отложения; 2 — граниты среднего карбона;
 3 — дацитовый базокварцевый порфирит; 4 — фельзитовый липаритовый порфирит; 5 — массивные колчеданные руды;
 6 — вкрапленно-прожилковые руды; 7 — серицито-кварцевый метасоматит; 8 — разрынные нарушения; 9 — скважины; 10 — линии геологических разрезов.

Рудопроявление Баксайс расположено в западной части Иргизской зоны. Участок рудопроявления, по данным В. Ф. Коробкова, сложен основными эфузивами визе — намюра, прорванными верхне-палеозойскими интрузиями габбро, диоритов и сиенитов, а также дайками основного, среднего и кислого состава. Среди эфузивов преобладают спилиты и вариолиты. Встречаются их туфы и лавобрекчи. Довольно широко распространены диабазы. Отмечаются прослои и линзы кремнистых сланцев и яшмоидов. Залегание пород моноклинальное с меридиональным простиранием, западным падением под углом около 50° и небольшим изгибом в западном направлении в центральной части участка. Маломощные и короткие дайки альбитофиров * приурочены к средней части этого изгиба (рис. 50).

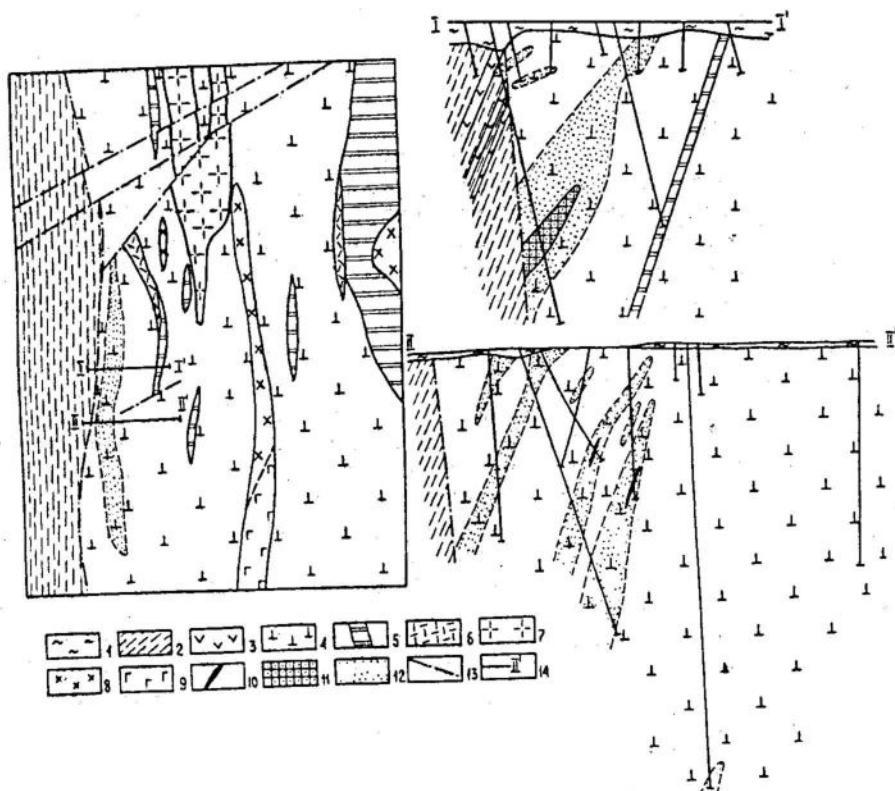


Рис. 50. Рудопроявление Баксайс. Схема геологического строения, план (рыхлые отложения сняты) и разрезы. По материалам В. Ф. Коробкова, Т. П. Буянова и А. М. Орлова с дополнениями Н. М. Жукова. 1 — рыхлые отложения; 2 — глинистые, углисто-глинистые сланцы и алевролиты турнейского яруса; 3 — андезитовые порфириты турнейского яруса; 4 — спилиты, вариолиты, диабазы и их туфы визе—намюра; 5 — яшмоиды, кремнистые сланцы; 6 — дайки альбитофиров; 7 — сиениты; 8 — диориты; 9 — габбро; 10 — массивные медноколчеданные руды; 11 — убогие прожилково-вкрашенные руды; 12 — околоврудные изменения: окварцевание, хлоритизация, эпидотизация; 13 — тектонические нарушения; 14 — линии геологических разрезов.

* Поле этих даек ранее принималось за покров кислых эфузивов среди основных вулканитов.

С запада эфузивы по тектоническому контакту граничат с осадочными образованиями турнейского яруса, среди которых отмечаются отдельные прослои андезитовых порфиритов. В пределах тектонического контакта породы дроблены и интенсивно карбонатизированы. Встречаются тектонические обломки диабазов визе — намюра среди сланцев турне и наоборот. Нередко эфузивы подвергнуты значительному дроблению и за пределами зоны их контакта с осадочными породами.

Процессами регионального метаморфизма эфузивы затронуты слабо. Составляющие их пироксены и основные и средние плагиоклазы остаются незмененными, раскристаллизованное стекло в отдельных случаях частично замещено хлоритом. Для таких практически неизмененных эфузивов характерна бурая окраска. На отдельных участках, особенно в пределах зон дробления, хлоритизация проявлена более интенсивно, плагиоклаз частично замещен серицитом и пре-нитом. Иногда в незначительном количестве появляется актинолит. Прожилки эпидота и пренита встречаются как в хлоритизированных, так и в неизмененных эфузивах. Рудолокализующими структурами являются трещинные зоны, максимальное развитие которых отмечается в центральной части выпуклого изгиба пород.

Рудная минерализация представлена более или менее интенсивной вкрапленностью и прожилками пирита и пирротина с редкими зернами халькопирита и сфалерита. Изредка вкрапленность сгущается до образования убогих прожилково-вкрапленных руд. Оруденение сопровождается хлоритизацией, окварцеванием и эпидотизацией эфузивов. Плагиоклазы эфузивов в пределах зон обычно альбитизированы. В участках максимального изменения эфузивы превращены в хлорито-кварцевые метасоматиты.

Зона измененных пород с сульфидной минерализацией, перемежающаяся участками неизмененных эфузивов, протягивается в меридиональном направлении на 1600 м при общей ширине до 100 м. Падение зоны западное. По данным Т. П. Буяновой и А. М. Орлова, в ее южной части, в центре вышеотмеченного изгиба, в лежачем боку зоны мелких даек альбитофиров встречены три подсечения сплошных медно-цинковых колчеданов мощностью 0,20; 0,25 и 1,90 м. Руды мелко- и среднезернистые, состав: пирит, халькопирит, сфалерит, магнетит. Спектральными анализами установлено присутствие кадмия до 0,003—0,1 %.

По геофизическим данным, зона прожилково-вкрапленной минерализации ориентирована в широтном направлении и падает на юг, а зона, включающая агрегативные руды, — в северо-восточном направлении и падает на восток.

Основные особенности медного оруденения Иргизской зоны

Вмещающими медное оруденение породами Иргизской зоны являются различные по составу эфузивы визе — намюра: диабазы, базальтовые и андезитовые порфиры, альбитофирьи, кварцевые альбитофирьи, туфы основного, кислого и смешанного состава, а также субвулканические штоки и дайки альбитофиров и кремнистые яшмовидные сланцы. В некоторых случаях сульфиды наблюдаются в верхнепалеозойских гранитах. Рудная минерализация является более поздней относительно всех магматических пород района.

Интрузивные породы, а также их дайковая фация и альбитофирьи отмечаются на многих рудопроявлениях.

Рудолокализующими структурами служат линейные трещинные зоны, повторно деформированные как в продольном, так и в поперечном направлении. Иногда они приурочены к зонам контактов эфузивов и интрузий.

Оруденение массивное и прожилково-вкрапленное. Форма рудных тел плоско-линзовидная, неправильная, мощность сплошных колчеданов до 2 м, прожилково-вкрапленного оруденения до 10—20 м. Состав руд: пирит, халькопирит, сфалерит, магнетит.

Околорудные изменения развиваются в основных, средних и кислых эфузивах, дайках альбитофиров и гранитах. Выражаются они окварцеванием, хлоритизацией, серицитизацией, пиритизацией. Местами образуют зоны протяженностью до 500 м, шириной до 100 м и уходят глубже 280 м.

О КОНТРАСТНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ, ФАЦИЯХ И ВОЗРАСТЕ КИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ И ИХ РОЛИ В РАЗМЕЩЕНИИ И ФОРМИРОВАНИИ МЕДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Одним из главных прогнозных и поисково-оценочных критериев для типичных колчеданных месторождений Урала является «преимущественная приуроченность крупных месторождений к дифференцированным, в первую очередь к контрастно-дифференцированным, комплексам (спилито-кварцальбитофировой, диабазо-кварцальбитофировой, диабазо-дацит-кварцальбитофировой формациям)» (Иванов, Нечеухин, Ярош, 1971, стр. 102). Рудовмещающие меденосные толщи Урала представляют собой (в целом) контрастно или последовательно дифференцированные, в меньшей степени недифференцированные (или слабо дифференцированные) вулканические образования натрового (редко калинатрового) ряда. Контрастно дифференцированные серии характеризуются резким преобладанием эфузивов базальтового состава с подчинением им кислых вулканитов. По Д. С. Штейнбергу (1969), последние или синхронны с основными эфузивами и переслаиваются с ними, или развиты в виде субвулканических тел и даек, количество которых увеличивается в верхних частях разреза контрастных серий. Очевидно, в последнем случае в состав контрастной серии следует включать только те кислые субвулканиты и дайки, которые формируются одновременно или почти одновременно с накоплением вулканических толщ, не выходя во времени за пределы данной контрастной формации, и не следует относить те, которые являются более молодыми, образующимися в период накопления вышележащих последующих вулканогенных толщ. Более молодые субвулканические тела и дайки являются секущими не только относительно этих серий, но также относительно и вышележащих более молодых толщ, с которыми они парагенно связаны.

Дискордантные тела эфузивного облика и липаритового, липарито-дацитового или дацитового, редко андезито-дацитового состава (кварцевые и базокварцевые альбитофирсы и альбитофирсы) представляют собой в одних случаях, вероятно, корни вышележащих излияний, в других — образования, эпигенетические относительно всех вулканических, а частично и интрузивных пород района. По мнению Ф. К. Шипулина (1964), эти поздние дайки и штоки следует относить к малым интрузиям формации альбитофиров — диабазов, с которой пространственно и парагенно связано медноколчеданное оруденение на Урале и Кавказе. Формирование их Ю. А. Билибин (1955) относит к концу раннего этапа развития геосинклиналии.

В ряде случаев различать разновозрастные субвулканические образования, очевидно, очень трудно или даже невозможно. В данной работе к контрастным сериям Мугоджар мы будем относить толщи базальтоидных вулканических пород, включающих синхронные с

ними прослои липаритов, дацитов и их туфов, а также субвулканиты, дискордантные относительно этих толщ, но формирующиеся в ту же геологическую эпоху, хотя и эпигенетичные относительно интрузивных комагматов.

Выделение контрастных и неконтрастных серий в связи с этим в ряде случаев во многом условно.

Так как кислые вулканогенные породы представляют особый интерес при изучении медноколчеданного оруденения, рассмотрим материал, относящийся к кварцевым и базокварцевым альбитофирам и их туфам отдельно в каждой структурно-формационной зоне.

Сакмарская зона

Материалов по геологии и петрохимии кислых вулканитов Сакмарской зоны мало и они в значительной мере противоречивы.

Из приведенного выше, по данным О. Ф. Гордеева и др., краткого описания стратиграфии и магматизма Сакмарской зоны следует, что вулканогенные отложения верхнего кембрия и нижнего ордовика сложены эфузивами основного (резко преобладают) и кислого состава, т. е. контрастной серией пород. В. Г. Кориневский (1971, стр. 5) выделяет в tremadoke контрастную базальто-липаритовую формацию. Однако А. А. Абдулин (1971) отмечает, что для вулканических пород ордовика (куагачской свиты) «характерны непрерывные переходы от кислых до основных разностей». В породах среднего ордовика установлены эфузивы только андезитового состава.

В составе сургалинской свиты нижнего силура, по данным О. Ф. Гордеева, А. А. Абдулина и др., преобладают эфузивы базальтового и андезито-базальтового состава с подчиненными туфами, встречаются прослои андезитовых порфиритов и кислых пепловых туфов, липаритовые и дацитовые порфиры — только в субвулканической фации. По В. Г. Кориневскому, отложения нижнего силура слагают непрерывную, последовательно дифференцированную базальто-липаритовую формацию.

В составе сакмарской (и карабутакской) свиты верхнего силура вулканогенных пород мало, представлены они андезито-базальтовыми и базальтовыми эфузивами и их туфами. По мнению В. Г. Кориневского, для нижнего лудлова характерна контрастная базальто-липаритовая ассоциация. В отложениях нижнего девона эфузивы имеют андезитовый (и андезито-дацитовый) состав, пирокластика не установлена.

Чанчарская свита D_{2e}, которой заканчивается вулканализм Сакмарской зоны, включает вулканомиктовые брекчии, подушечные лавы и туфы биотитовых трахиандезитов, порфировых калинатровых трахибазальтов и афировых калишлелочных базальтоидов, а также субвулканическую фацию и небольшие интрузии того же состава — сиениты, эсекситы, монцониты, габброиды (Кориневский, 1971). Встречаются покровные фации трахилипаритов, редко трахитов (Абдулин, 1971).

Из приведенных данных можно заключить, что формирование контрастных серий натрового ряда во времени приурочено в основном к завершающей стадии развития каледонской геосинклиналии. Главная масса вулканогенных отложений, вмещающая почти все медные проявления района и относимая всеми исследователями к нижнему силуру, характеризуется последовательной дифференциацией вулканогенных продуктов. Эпоха вулканализма завершается формированием калинатровой непрерывной формации эйфеля, что хорошо уклады-ва-

ется в схему развития базальтоидного магматизма Урала, по Д. С. Штейнбергу (1969).

В целом в пределах зоны преобладающая масса пород кислого и умеренно кислого состава. Кварцевые и базокварцевые альбитофиры образуют дайки, силлы, штоки, лакколиты — тела, эпигенетичные относительно вмещающих толщ вулканитов и часто интрузивных пород Рz₂. Кислый пирокластический материал развит незначительно. Специфической особенностью является калишлочиной состав среднеосновных вулканитов эйфеля.

Если обратиться к детальным картам и разрезам по основным медным рудопроявлениям района, мы убедимся, что и крупномасштабные детальные исследования рудоносных участков приводят к таким же выводам. Так, покровы и туфы кварцевых альбитофиров более или менее определенно указываются только на четырех рудопроявлениях (Алимбетовское, Чаща, Магнитное, Бимрат), во всех остальных — это дайки и сложно построенные тела (Юбилейное, Оппак, Южнокотугайское, Глухариное, Карабутакское и др.). Выполненные еще в 1960 г. Б. М. Руденко исследования позволили выявить ошибочность представлений о покровном характере кварцевых альбитофиров в северо-западной части Сакмарской зоны и установить их дайковую (корневую, экструзивную) природу. Эти дайки секут вмещающие их основные эфузивы силура (S₁), прорывающие эти эфузивы серпентиниты (D₁) и перекрывающие серпентиниты терригенно-осадочные отложения среднего девона. Не исключено, что аналогичные наблюдения могут быть сделаны и в других местах района.

В пределах Сакмарской зоны нет доминирующей пространственной связи меднорудной минерализации и кислых эфузивных или субвулканических пород. Более половины известных рудопроявлений и точек минерализации размещаются в основных эфузивах, серпентинитах, габброидах и осадочных породах, не сопровождающихся ни эфузивной, ни дайковой фацией кварцевых альбитофиров или их туфами. В тех же случаях, когда эти породы присутствуют, рудная минерализация является более поздней относительно их и ей обычно предшествует дробление и брекчирование кварцевых альбитофиров. Количество рудной массы в целом на участках с кварцевыми альбитофирами не превышает его на участках, не содержащих этих пород, и не увеличивается с ростом количества отдельных тел или общей массы альбитофиров. Однако в некоторых случаях намечается тенденция к увеличению объемов метасоматического околоврудного изменения с увеличением количества их даек (Карабутакское). Таким образом, на основании существующих в настоящее время данных можно сделать следующие выводы:

1. В Сакмарской зоне эпоха глаиного вулканизма характеризуется формированием слабо дифференцированных или отчетливо последовательно дифференцированных толщ. Контрастная дифференциация вулканических продуктов проявлена незначительно и в основном в заключительной стадии развития каледонской геосинклинали.

2. Кварцевые и базокварцевые альбитофиры образуют в основном субвулканическую фацию пород, датируются ордовиком, силуром и, вероятно, средним девоном.

3. Рудная минерализация является более поздней относительно кварцевых альбитофиров.

Зеленокаменная зона

В Зеленокаменной структурно-формационной зоне вулканогенная деятельность продолжалась с силура до франа включительно.

Геология и петрохимия вулканогенных отложений изучена наиболее полно и обстоятельно. По данным региональных геологических работ последних лет ИГН АН КазССР (1960—1971 гг.), в разрезе силура (актогайская, мугоджарская, куркудукская свиты) кислые и умеренно кислые эфузивы, их пирокластика и субвулканиты отсутствуют полностью. Породы представлены базальтами, андезито-базальтами, редко андезитами, туфов очень мало.

Отложения нижнего девона (милыашинская свита), сформированные базальтовыми, андезито-базальтовыми, андезитовыми, андезито-дацитовыми и дацитовыми разностями с заметным преобладанием андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, образуют непрерывный, но не полный, последовательно дифференцированный натровый ряд. В. Г. Кориневский (1969) вулканиты нижнего девона объединяет в базальт-андезитовую формацию. Вместе с широко распространенной нижнедевонской субвулканической фацией от кислых и умеренно кислых до средних и основных пород, распространенных почти исключительно на площадях развития милыашинской свиты (Кориневский, 1969, стр. 10), эта формация может рассматриваться как одна нижнедевонская последовательно дифференцированная серия.

Вулканиты эйфеля отличаются резкой контрастностью состава, но проявления их редки и малозначительны. Эйфелем датируются и многочисленные дайки и субвулканические тела кварцевых и базокварцевых альбитофириров. В последующее время известны только неконтрастные, средние по составу породы: в живете — вулканомиктовые брекчи, редко туфы андезитовых порфиритов (Кориневский, Бурменский, 1967 и др.), во фране (только в Северных Мугоджахах) — прослои андезитовых порфиритов. Следовательно, по данным региональных геологических исследований, в период главного вулканизма (силур), сопровождающего ранние стадии развития Западно-Мугоджарской геосинклинали, формируются мощные слабо дифференцированные и недифференцированные вулканогенные толщи натрового ряда. К концу этого времени появляется и получает заметное развитие последовательно дифференцированная серия нижнего девона, представленная эфузивной, пирокластической, жерловой и субвулканической фациями. Однако уже вскоре (в эйфеле) происходит резкое затухание вулканизма вообще и появление контрастной серии, сменяющейся средними по составу вулканитами в локальных участках (в живете и фране). Кислый пирокластический материал в разрезе среднего палеозоя региональными работами не установлен. Туфы средне-основного и основного состава в силуре очень незначительные и наиболее развиты в нижнем девоне.

При крупномасштабных детальных работах на месторождениях и рудопроявлениях меди в Западных Мугоджахах также установлено отсутствие покровов кислых эфузивов в рудовмещающих толщах силура — нижнего девона. В ряде мест образования, ранее относимые к покровам, после специальных работ оказывались дайками или сложно построеными телами субвулканической фации. С. Г. Грешнер (1961) кварцевые альбитофиры месторождения Жиланда относил к покровной фации, синхронной с вмещающими основными эфузивами силура, а в последнее время (1969) называет их «пачкой пирокластических пород игнимбритового типа мощностью до 250 м, залегающих среди вулканических пород основного состава» и согласно перекрытых основными эфузивами и туфами (стр. 167). Однако, по данным Б. М. Руденко, Г. Э. Нарвайт и др. (1963), кварцевые альбитофиры Жиландинского рудного поля представляют собой морфологически сложные интрузивные тела с рвущими контактами, местами

столбчатой отдельностью, перпендикулярной контактовым поверхностям, порфировой структурой и микропойкиллитовой (преимущественно) основной массой. Мощность тел до 200 м, длина по простиранию до 2,5 км (Белецкий, 1965). Покровы кварцевых альбитофириров в разрезе эфузивов силура С. Г. Грепнер (1961) отмечает на рудопроявлениях Геофизическом и Врай. По И. Д. Рогожину, в районах рудопроявлений Аклюк, Тыкбутак, Верхний Чуулдак покровы альбитофириров сопровождаются мощными пачками альбитофировых туфов.

Однако последующими работами установлено, что рудопроявления Аклюк, Тыкбутак и др. приурочены к зоне мощных Западно-Мугоджарских разломов, обусловливающих дробление и рассланцевание всех пород; покровов альбитофириров и их туфов нет, а есть дробленые и интенсивно измененные дайки и вмещающие основные эфузивы. На рудопроявлениях Верхний и Южный Чуулдак кварцевые альбитофиры образуют мощную Чуулдак-Сарлыбайскую дайковую зону. На рудопроявлении Пшенсай, кроме того, установлены штоки и силлы кварцевых альбитофириров с дайками — апофизами того же состава. На рудопроявлении Врай кварцевые альбитофиры также оказались серией даек в основных эфузивах. Крупные поля даек известны в районе рудопроявлений Аулие, Кундузды, месторождений Актырпык, Карабендыр, «50 лет Октября», а также других районах Зеленокаменной зоны.

Имеющийся материал свидетельствует о весьма частой пространственной ассоциации даек и сложно построенных тел кварцевых альбитофириров субвуликанической фации эйфеля и медного оруденения. Однако, как и в Сакмарской зоне, объем рудной массы и объемы масс кварцевых альбитофириров (или количества их отдельных тел) непропорциональны. Во всех без исключения случаях, где имеется непосредственное совмещение кварцевых альбитофириров и оруденения, рудная минерализация является более поздней, наложенной на кварцевые альбитофиры (альбитофиры), обычно в той или иной степени катализированные, дробленые.

Кварцевые альбитофиры повсеместно в районе пересекают интрузии габбро-плагиогранитного комплекса нижнего — среднего девона, местами содержат ксенолиты этих пород, являясь относительно их более поздними, и, в свою очередь, сами секутся гранитами верхнего палеозоя, дайками и штоками плагиогранит-порфиров и кварцевых порфиритов. Приведенный материал позволяет сделать следующие выводы:

1. В Зеленокаменной зоне эпоха главного вулканизма характеризуется формированием преимущественно недифференцированных или слабо дифференцированных толщ. Контрастные серии появляются на его конечных этапах, в начале предорогенной стадии.

2. Кварцевые и базокварцевые альбитофиры образуют почти исключительно дайковую (субвуликаническую) фацию пород и датируются средним девоном (эйфелем). По данным В. Г. Кориневского, субвуликаническая фация умеренно кислых пород (альбитофириров) есть и в нижнем девоне.

3. Медноколчеданное оруденение является более поздним относительно кварцевых и базокварцевых альбитофириров эйфеля и пространственно ассоциирует с ними.

Иргизская зона

В Иргизской структурно-формационной зоне вулканическая деятельность известна с нижнего ордовика и с перерывами продолжается до намюра включительно.

Отложения нижнего ордовика включают базальтовые, андезитовые и кислые эфузивные породы, частично превращенные в порфириоиды и порфириоиды; пирокластика среди них отсутствует. Вулканические породы силура представлены эфузивами и туфами основного и среднего состава. В нижнем и среднем девоне (живете) развиты подушечные лавы; реже туфы основного состава. Далее, после перерыва в верхнем девоне вулканическая деятельность снова возобновляется в турне, где выражается незначительными покровами кислого и среднего состава без пирокластики. В верхнем визе известны туфы основного состава, а также основные и кислые породы субвулканической фации. В верхнем визе — намюре широко развиты непрерывные серии пород (от основных к кислым), представленных эфузивной (резко преобладающей), пирокластической и субвулканической фациями. Отмечается обилие субвулканических пород.

Ранее Л. И. Киселев, Г. А. Костик и др. (1969) все нижнекарбоновые вулканогенные отложения Иргизской зоны относили к контрастно дифференцированной диабазо-альбитофировой формации (сходной с меденосными толщами Южного Урала), но в последнее время поздневизейско-намюрские вулканиты Прииргизья подразделяются Г. А. Костик (1971) на две формации, включающие непрерывные серии пород. В составе первой она выделяет спилитовую, спилит-андезит-дацит-липаритовую и базальт-порфиризовую субформации, вторая имеет базальт-андезит-липаритовый состав.

Возраст кислых пород дайковой (субвулканической) фации (кварцевых и базокварцевых альбитофиров) еще недостаточно ясен. Большинство исследователей связывают его с визе-намюрским вулканизмом, т. е. с формациями последовательно дифференцированных пород на заключительных этапах их образования. Пирокластика среднего и основного состава известна в силуре — нижнем девоне, также в среднем визе и верхнем визе — намюре. Кислый пирокластический материал отмечается только в верхнем визе — намюре.

По имеющимся данным региональных геологических работ, контрастно дифференцированные комплексы пород в Иргизской зоне отсутствуют. Каждый вулканический цикл дает непрерывную серию пород от основных к средним ($S-D_1$), основных к кислым (O_1 и C_{IV-N}), средних к кислым (C_1t).

Выше указывалось, что почти вся территория Иргизской зоны закрыта рыхлыми отложениями, в связи с чем она изучена недостаточно и существующий материал в значительной степени фрагментарен. По очень ограниченным материалам детальных крупномасштабных работ на трех медных рудопроявлениях пока подтверждаются выше-приведенные соображения об отсутствии контрастности во вмещающих оруденение вулканогенных толщах, присутствии непрерывных серий пород от основных к кислым и наличии дайковой (субвулканической) фации кварцевых и базокварцевых альбитофиров, имеющих здесь близко- или послевизе-намюрский возраст. На рудопроявлениях Кналыкуль, Каракум, Баксайс медноколчеданное оруденение накладывается на дайки и штоки кварцевых альбитофиров. На участке Келимжайган такие же кварцевые альбитофирсы секут граниты и вмещают более позднее относительно их медное оруденение.

Таким образом, обзор материалов по вулканогенным комплексам, природе и роли в них кислых пород показывает, что в Мугоджахах контрастная дифференциация вулканитов нижнего и среднего палеозоя проявлена незначительно и в разные стадии развития геосинклиналей: в конце каледонского тектогенеза — начале герцинского (O_1 , возможно, S_2 , Сакмарская зона), в конце собственно геосинклинальной герцинской стадии и в предорогенное время (D_{1cb} , D_{2e} , Западные Мугоджары) или вообще не проявлена (Иргизская зона). Последовательно дифференцированные вулканогенные серии более распространены, чем контрастные ассоциации пород (O_1 , S_1 , D_{2e} Сакмарской, O_1, C_1 в —п Иргизской зон). Самое значительное развитие (по общему объему вулканического материала) имеют недифференцированные или слабо дифференцированные вулканогенные накопления базальтового или андезито-базальтового состава (S_1 , частью S_2 Сакмарской зоны, S Западных Мугоджар, $S(S—D_1)$ и D_{2gv} Иргизской зоны).

Кислые эфузивы и их туфы не имеют широкого развития ни в одной из структурно-формационных зон. Они известны в небольшом количестве в ордовике (лавы), силуре (туфы) и эйфеле (покровы трахиалипаратов) Сакмарской зоны. Отсутствуют в Зеленокаменной зоне, не считая незначительных мелких покровов дацитовых порфириотов в нижнем девоне и единичных прослоев липаратов в отложениях эйфеля. Наиболее распространены они в нижнем карбоне, отчасти ордовике Иргизской зоны (лавы и туфы). В целом проявления кислого вулканализма, синхронного с излияниями основных и средних лав, в геосинклинальных зонах Мугоджар можно считать незначительными. Более или менее крупные накопления кислой пирокластики отсутствуют.

Субвулканическая фация кислых вулканитов (дайки, силлы, штоки, лакколиты) — кварцевых, базокварцевых альбитофириров и альбитофириров — имеет широкое развитие. Эти образования распространены в Сакмарской зоне, особенно интенсивно проявлены в Зеленокаменной и повсеместно фиксируются в Иргизской зоне.

Дайки кварцевых и базокварцевых альбитофириров в Сакмарской зоне пересекают вмещающие эфузивы ($O_1—S_{1-2}$), серпентиниты ($S—D_1$), габброиды (D_1) и перекрывающие их породы (D_2), что позволяет определять их возраст как послесреднедевонский, но доверхнедевонский, так как галька их отмечается в отложениях верхнего девона. В Зеленокаменной зоне они секут все магматические породы района ($S—D_1$), иногда отложения бугульгырской свиты, перекрываются породами живета и являются, следовательно, доживетскими, эйфельскими. В Иргизской зоне возрастное положение их относительно интрузий неясно. Не исключена возможность, что и здесь они являются более поздними образованиями. Медноколчеданное оруднение Сакмарской, Зеленокаменной и Иргизской зон является более поздним относительно субвулканической фации кварцевых и базокварцевых альбитофириров.

О ВУЛКАНИЧЕСКИХ ФАЦИЯХ, ВУЛКАНОГЕННЫХ СТРУКТУРАХ И БРАХИСКЛАДЧАТОСТИ В РУДОВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩАХ

В настоящее время широко распространена точка зрения о пространственной и генетической связи медноколчеданного оруденения с вулканическими аппаратами главным образом центрального типа. В связи с этим придается особое значение вулкано-куполам и брахиантклинальным складкам как структурам, в пределах которых локализуются месторождения, и образованием жерловой и околожерловой (преимущественно туфовой) фаций как породам, непосредственно вмещающим оруденение.

Не имея возможности выполнить специальные исследования по этим вопросам, рассмотрим кратко соотношения основных вулканических фаций (эффузивной (лавовой), туфовой, жерловой, субвулканической), распространение вулканогенных и брахискладчатых структур, связь с ними медного оруденения, по существующим материалам других исследователей, отдельно по каждой структурно-формационной зоне. Пока нет ни одной специальной работы, посвященной фациальному анализу и палеовулканическим реконструкциям вулканов палеозойских толщ Мугоджар. Отрывочные сведения о вулканических фациях, вулканогенных структурах, а также брахискладчатости имеются в работах геологов-съемщиков, поисковиков и разведчиков, в объяснительных записках к геологическим картам, в некоторых опубликованных статьях.

Сакмарская зона

В отложениях ордовика известны основные и средние породы эфузивной фации и кислые субвулканической, туфов нет. Силурийские вулканогенные отложения характеризуются широким развитием эфузивной фации, туфов мало. В эфузивной фации развиты породы основного, среднего и кислого, в субвулканической — преимущественно кислого состава.

В вулканогенных отложениях трахибазальтоидов эйфеля наиболее распространены вулканомитковые брекции и субвулканиты, эфузивная фация развита незначительно. В целом для Сакмарской зоны характерно широкое и повсеместное развитие эфузивной фации и незначительное туфовой. Последняя представлена породами основного и среднего, очень редко кислого состава (прослои кислых пепловых туфов в силуре). Никаких обоснованных указаний на остатки вулканогических аппаратов, жерловые фации и пр. в работах по Сакмарской зоне не встречено, за исключением предполагаемого вулкана на рудопроявлении Неприступное. Тектоническое строение Сакмарской зоны отличается большой сложностью и интенсивным проявлением пликативной складчатости с усложнением складок низших

порядков складками высших порядков. Здесь отмечается брахиантиклинальные и брахисинклинальные структуры, сложенные осадочно-вулканогенными толщами сакмарской, сургалинской и других свит и прорванные массивами серпентинитов, дайками габбро, альбитофиров и т. д. Иногда в породах силура отмечается изоклинальная складчатость, в кремнистых толщах — сильная гофрировка (рудопроявление Салтакское).

В брахиантиклиналях размещаются рудопроявления Геологическое, Подгорное, Оппак, Юбилейное, Сургалинское, Неприступное, в крыльях антиклиналей — Алимбетовское, Косистекское, Карабутакское, в крыльях синклиналей — Колымбай, Карагалинское и т. п. Значительное количество рудопроявлений приурочено к моноклинально залегающим толщам. В целом структурное положение рудопроявлений разнообразно.

Зеленокаменная зона

Вулканогенные толщи силура сформированы эффузивной фацией с очень незначительным проявлением туфовой. Субвулканическая фация представлена дайками, силлами диабазов, редко вариолитов, местами концентрирующихся в очень больших количествах. Состав всех фаций силура базальтовый и андезито-базальтовый.

Нижнедевонские отложения слагаются примерно количественно равноценными эффузивной и туфовой фациями базальтового, андезито-дацитового состава. Характерно обилие пород субвулканической фации того же и более кислого состава (до липарито-дацитов), очень небольшое распространение пород жерловой фации. Последние слагаются туфоподобными образованиями или лавовыми брекчиями андезитового, дацитового и более кислого состава, образующими неправильные тела среди полей агломератовых туфов. Вулканиты эйфеля представлены эффузивной и субвулканической фациями: первые имеют базальтовый и андезито-базальтовый, редко липаритовый состав, вторые — преимущественно липаритовый. Отложения живета сформированы эффузивной, туфовой и лахаровой фациями, состав андезитовый. Таким образом, основная масса вулканитов Западных Мугоджар образована эффузивной фацией. Туфовая фация получает значительное развитие только в нижнем девоне, субвулканическая — в силуре и нижнем — среднем девоне; встречаются жерловая и лахаровая фации.

Вулканические аппараты трещинного типа формировали покровы и подушечные лавы главным образом основного, возможно, кислого состава. На их существование указывают системы субвулканических даек основных пород силура и альбитофиров, образующих мощные и протяженные пояса.

Вулканические аппараты центрального типа указываются только в пределах милыашинской свиты, где устанавливаются «по наличию штокообразных и неправильных субвулканических тел, по жерловинам, заполненным туфогенным материалом, по системам кольцевых и радиальных субвулканических даек, по частому чередованию туфовых и лавовых прослоев, по большой величине эксплозивного индекса» (Кориневский, 1969). В районе рудопроявления Геофизического отмечено несколько тел андезитовых порфиритов жерловой фации, образованных лавами, класто-лавами, агломератовыми туфами, подчеркивающими концентрическое строение этих тел. Они залегают дискордантно по отношению к вмещающим нижнедевонским эффузивам и были, вероятно, питающими каналами излияний.

Вулканогенные толщи актогайской свиты характеризуются крутопадающей ($54-60^{\circ}$) линейной складчатостью и перекрываются более полого залегающей мугоджарской свитой, формирующей ряд крупных антиклинальных структур (Мугоджарскую, Жанганинскую, Катынадырскую и др.). В пределах этих свит из-за отсутствия маркирующих горизонтов складчатость более высоких порядков не изучена, брахиантиклинальные структуры среди них пока не известны. Отложения куркудукской свиты образуют более или менее пологие, иногда крутопадающие и изогнутые по простиранию складки. Внутри отдельных мощных горизонтов наблюдаются местами мелкие складки более высоких порядков, однако брахискладчные формы среди отложений этой свиты пока не установлены. Образования мышашинской свиты слагают синклинальные структуры с довольно пологим залеганием крыльев ($15-20^{\circ}$). Складок высших порядков в них также пока не обнаружено. Среднедевонские вулканогенно-осадочные породы в средней части Кундуздинской мульды изогнуты и смяты в брахиантиклинальные складки, в кремнистых толщах складок развита дисгармоничная складчатость.

По данным крупномасштабных детальных работ на участках отдельных месторождений и рудопроявлений, в некоторых случаях предполагается приуроченность оруденения к брахиантиклиналям или вулкано-куполам. Такие случаи немногочисленны. Они, как правило, не обосновываются достаточно аргументированным материалом и в большинстве опровергаются или ставятся под сомнение при дальнейших исследованиях. С. Г. Грешнер (1963), а за ним и другие геологи, использовавшие его данные (Парфенов, 1963), считали, что месторождение Жиланда приурочено к сводовой части и крыльям небольшой брахиантиклинали, сложенной основными эфузивами и покровами кварцевых альбитофиров. Специальными работами, проведенными в 1961—1962 гг., доказано отсутствие на месторождении брахискладки (Руденко, Нарвайт, Белецкий, 1963). Некоторые исследователи считали, что месторождение Аккырпыйк, рудопроявление Аулие, Врай и некоторые другие также приурочены к брахиантиклинальным и антиклинальным складкам и расположены в сводовых частях или на крыльях их «согласно с напластованием вулканогенных толщ». Однако Ю. С. Белецкий (1965) на рудопроявлении Геофизическом установил моноклинальное залегание пород, Б. М. Руденко (1968)— отсутствие брахиантиклиналей на месторождении Аккырпыйк и рудопроявлениях Врай и Аулие.

В конце 60-х годов появились данные о приуроченности Анастасьевского рудопроявления в целом к субмеридиональной антиклинальной складке, а его Южного участка предположительно к сложно построенному вулканическому кратеру центрального типа, доказательством чего служат жерловые (?) фации кварцевых альбитофиров и их туфов (Иванов, Федько, 1968). Однако это предположение пока не аргументировано. Е. М. Медетов (1968) центральную часть месторождения «50 лет Октября» трактует как небольшую брахиантиклинальную складку меридионального простирания. М. Б. Бородаевская и М. И. Вахрушев предполагают вулканическую постройку к востоку от месторождения «50 лет Октября». В. Н. Хребтенко (1968) усматривает брахиантиклинальную складку север-северо-западного простирания с крутым падением крыльев на рудопроявлении Кудуксай. Учитывая почти полную закрытость территории рыхлыми отложениями и интенсивное развитие метасоматитов, маскирующих состав, строение и особенности залегания исходных пород, необходимы доказательства в пользу такого толкования структуры участка. А. А. Абду-

лин и Э. А. Кулубеков (1963) описывают брахиантиклинальную структуру на рудопроявлении Пшенсай в западном крыле Жанганинской антиклинали. Небольшая синклинальная складка установлена на месторождении Сарлыбай. Территории рудопроявлений Верхний Чуулдак и Шекарабулак I одно время рассматривались так же, как брахиантиклинали, что позднее было полностью опровергнуто. Можно предположить некковый характер плагиогранит-порфиров на месторождении Юбилейном, рудопроявлении Южный Чуулдак и в некоторых других пунктах.

Иргизская зона

В вулканогенных отложениях ордовика Иргизской зоны установлена только эфузивная фация основного и кислого состава. В силуре (силур — нижний девон) — эфузивная (преобладающая) и туфовая основного и среднего состава. В живете известна только эфузивная фация основного состава, в турне — среднего и кислого состава. В визе отмечается только туфовая фация основного состава и обилие основных и кислых пород субвулканической фации.

Эпоха главного вулканизма в визе — намюре характеризуется резким преобладанием эфузивной фации над туфовой и также обилием пород субвулканической фации разного состава. В намюре известна эфузивная и туфовая фации среднего и кислого состава. Основная масса вулканитов Иргизской зоны представлена эфузивной фацией, но туфовая также играет довольно заметную роль, особенно в нижнекарбоновых отложениях, т. е. связана в основном с эпохой главного вулканизма. К этому же времени приурочены и обильные проявления пород субвулканической фации.

Какие-либо сведения о вулканогенных и брахиантиклинальных структурах в Иргизской зоне отсутствуют. Предполагается антиклинальное строение участка рудопроявления Кналыкуль.

* * *

Этими немногочисленными данными исчерпываются интересующие нас сведения о вулканических фациях, вулканических аппаратах, брахискладчатости в синклиноирных структурах Мугоджар.

Предварительно можно сделать следующие выводы.

Вулканогенные толщи всех прогибов Мугоджар сложены в основном эфузивной (лавовой) фацией пород. Роль туфовой фации, резко подчиненная. Наиболее заметные накопления туфовых пород известны в нижнем девоне Зеленокаменной зоны и нижнекарбоновых толщах Иргизской зоны. Основные проявления субвулканической фации пород связаны с эпохами главного вулканизма.

Наиболее достоверные вулканические аппараты центрального типа связаны с отложениями нижнего девона D_{1ml} Зеленокаменной зоны. Возможные вулканические аппараты трещинного типа в виде серий субпараллельных даек и штокообразных тел диабазов фиксируются также в Зеленокаменной зоне. Брахискладчатые структуры наиболее развиты в Сакмарской зоне и отсутствуют или слабо доказаны в Зеленокаменной. Данные о них в Иргизской зоне отсутствуют.

Имеющийся материал не позволяет уверенно связывать медное оруденение вулканогенных зон Мугоджар ни с брахискладчатостью, ни с вулканическими постройками. Туфовые накопления не играют сколько-нибудь существенной роли в локализации и концентрации медного оруденения.

РОЛЬ РАЗРЫВНОЙ ТЕКТОНИКИ В РАЗМЕЩЕНИИ И ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В РУДНЫХ ПОЛЯХ

Большое значение разрывных деформаций в вулканогенных толщах Мугоджар как путей перемещения рудоносных терм и коллекто-ров оруденения в последние годы уже общепризнано (Руденко, Нар-вайт, 1963; Грещнер, 1963; Милецкий, Комиссаров, 1966; Бакулина, Комиссаров и др., 1968; Руденко, 1968; Абдулин, 1969; Каюпов, Ру-денко, Казанин, 1970). Геологическими и геофизическими методами обоснованы как крупные региональные долгоживущие разломы, так и множество мелких разрывных структур в пределах участков место-рождений и рудопроявлений, являющихся дорудными (рудолокали-зующими), синрудными (Коробков, 1968 и др.) и послерудными.

Рассмотрим кратко роль разрывных деформаций — зон брекчиро-вания, рассланцевания, трещиноватости — в размещении и локализа-ции оруденения конкретно в каждой структурно-формационной зоне Мугоджар.

Сакмарская зона

От смежных структур Сакмарская зона отделена близмеридиональными пограничными глубинными разломами — Кокпектинско-Карагалинским (Абдулин, 1971), или Сакмаро-Кокпектинским (Комиссаров, Смольяников, 1966) на западе и Кемпирсайско-Даульским на востоке.

В пределах Сакмарской зоны развиты разломы близмеридионального, северо-восточного и других направлений, фиксируемые гипербазитами (серпентинитами), габброидами, поясами даек альбитофи-ров, гранитоидов, габбро.

В северо-западной части района Б. М. Руденко и К. М. Егембаев отмечают крупный разлом широтного направления по левому борту р. Урал и сложные системы разрывных нарушений, контролируемые серпентинитами, дайками габбро и альбитофиров, в целом напомина-ющие структуры «конского хвоста».

Для всех структур характерна изменчивость по простиранию, частое ветвление, сочленение, что в целом создает сложный непра-вильный рисунок. На них накладываются более поздние разрывные структуры, не залеченные интрузиями.

Как указывалось выше, северная часть структурно-формацион-ной зоны, примыкающая к р. Урал, несет яркие следы почти повсе-местных тектонических деформаций в виде дробления, брекчирования, интенсивной трещиноватости, частично выполненных послемагмати-ческими метаморфическими минеральными ассоциациями. Именно в этом районе Сакмарской зоны сосредоточено большинство медных ру-

допроявлений и точек минерализации. В подавляющем большинстве сульфидные минералы связаны с брекчированными или рассланцованными эффузивными и интрузивными породами или их контактами. Так, на рудопроявлении Михайловском оруденение приурочено к брекчированному контакту эффузивов и серпентинитов или к рассланцованным габбро и серпентинитам. Оруденение рудопроявления Геологического размещается в брекчиях основных эффузивов и дробленых и развалцованных серпентинитах. Магнетитовое оруденение рудопроявлений Сартугайское и Магнитное образовано путем замещения брекчий серпентинитов магнетитом; с магнетитом связаны небольшие количества пирита и халькопирита. Рудные минералы рудопроявления Подгорного развиты в основном в брекчиях диабазового состава. На рудопроявлении Салтакском оруденение приурочено к брекчированным и рассланцованным основным эффузивам, дайкам альбитафиров и кремнистым породам, на рудопроявлении Глухарином — к брекчированной дайке альбитафиров. Оруденение рудопроявления Оппак локализуется в брекчиях диабазов, вкрапленность рудных минералов развивается и в обломках эффузивов, и в цементе. Рудопроявление Юбилейное приурочено к крупной разрывной структуре и брекчиям смешанного состава, состоящим из обломков диабазов, альбитафиров и кремнистых пород, сцементированных карбонатом. На рудопроявлении Южнококтогайском рудную минерализацию вмещают интенсивно раздробленные туфогенные породы основного состава. Сульфидная минерализация рудопроявления Алимбетовского приурочена к зонам дробления в основных эффузивах и дробленым контактам эффузивов с дайками альбитафиров и серпентинитов. Гидротермальные изменения и сульфидная минерализация рудопроявления Неприступного, по-видимому, контролируются зонами дорудных тектонических нарушений. На участке Поисковом выделено несколько параллельных зон интенсивного дробления с окварцеванием, хлоритизацией и сульфидами. На рудопроявлении Колымбай вкрапленность пирита, пирротина и халькопирита приурочена к зонам брекчирования в эффузивах основного состава. На рудопроявлении Косистекском обломки тектонических брекчий в пределах минерализованных зон замещаются сульфидами, в маломощных линзах сплошных колчеданов отчетливо видна реликтовая обломочная текстура, что указывает на образование колчедана путем замещения рудным веществом обломков эффузивов. Гидротермальные изменения и вкрапленное пирит-халькопиритовое оруденение рудопроявления Карабутакского приурочены к брекчированным контактам альбитафиров и диабазов, на рудопроявлении Карагалинском — к интенсивно рассланцованным и измененным эффузивам.

Приведенный выше материал указывает на определенную роль в локализации оруденения Сакмарской зоны тектонически-деформированных пород, несомненную связь рудной минерализации с зонами (участками) брекчирования, дробления, трещиноватости, рассланцевания.

Зеленокаменная зона

Зеленокаменная зона с запада ограничивается Кемпирсайско-Даульским меридиональным региональным глубинным разломом, с востока — Борлинским.

В пределах зоны фиксируются многочисленные разномасштабные разломы субмеридионального, северо-восточного, северо-западного и субширотного направления, фиксируемые интрузивными массивами,

дайками, зонами трещиноватости, рассланцевания, брекчирования и гидротермального изменения. Месторождения и рудопроявления тяготеют к разрывным структурам в основном меридионального простирания, преимущественно крутопадающим, развитым в различных породах, часто приурочены к их сочленениям и пересечениям.

Месторождение «50 лет Октября» находится в меридиональной крутопадающей тектонической структуре (Руденко, 1968; Жуков, 1970). По мнению В. Ф. Коробкова (1968), «дизъюнктивные нарушения разных направлений сыграли исключительно важную роль в металлогении района» месторождения Аралча. Рудные залежи этого месторождения расположены преимущественно в участках западных изгибов контакта, ориентированных в сторону его падения. Рудные залежи месторождения Авангард расположены в субширотной зоне рассланцевания, перекристаллизации и амфиболизации эффузивов основного состава (Коробков, 1968; Жуков, 1970). Непосредственная связь оруденения с разрывной тектоникой рудопроявления Кызылкибачи неясна, но на его территории она проявлена весьма интенсивно, обусловливая блоковое строение участка. Рудные залежи месторождения Жиланда связаны с волнообразно-изогнутыми зонами брекчирования и трещиноватости субмеридионального и северо-восточного простирания, тяготеющими к kontaktам крупных тел кварцевых альбитофиров и вмещающих их эффузивов. Рудные залежи месторождения Аккырпый приурочены к небольшой разрывной структуре северо-восточного простирания, оперяющей довольно крупный меридиональный разлом. Рудопроявление Аккырпый II четко контролируется дизъюнктивной тектоникой (Абдулин, Кулубеков, 1963). Месторождение Сарлыбай сформировано в трещинных зонах северо-западного и субмеридионального простирания. При этом, по данным С. Г. Грешнера (1963), «взаимоотношения оруденения и тектонических брекчий однозначно указывают на дорудный возраст тектонических нарушений». Месторождение Каражендыр и рудопроявления Кызылкудукское, Аклюкское, Студенческое расположены в пределах системы региональных пограничных Западно-Мугоджарских разломов в интенсивно дробленых, брекчированных породах, местами превращенных в милониты или хлоритовые сланцы. При этом оруденение приурочено к наиболее рассланцованным породам. С. Г. Грешнер отмечает, что на месторождении Каражендыр и рудопроявлении Тыкбутак сульфидная минерализация является, несомненно, более поздней, чем рассланцевание. Рудопроявление Верхний Чуулдак расположено в месте сочленения крупных структур района — северо-восточной Чуулдак-Мынжасарской и субширотной Чуулдак-Сарлыбайской. Рудопроявление Кокжарлы находится в непосредственной близости от мощной зоны Кокжарлы-Куркудукских разломов в трещинных зонах северо-западного и северо-восточного направления. На площади рудопроявления Кудуксай породы интенсивно дроблены; по геологическим и геофизическим данным, основными являются разрывные нарушения северо-западного простирания в зоне контакта эффузивов и интрузий. Рудопроявление Насырлымола приурочено к крутопадающей трещинной зоне, оперяющей меридиональные Борлинские разломы. Прожилково-вкрашенное оруденение рудопроявления Анастасьевского связано с трещинными зонами субмеридионального и северо-западного направления. Рудопроявление Тыкбутак находится в зоне мощного меридионального рассланцевания; вкрашенная рудная минерализация приурочена к сланцам и дробленым породам. Вмещающими породами рудопроявления Аулие являются сильно смятые, дробленые эффузивы основного состава. Минерализация рудопроявления Курку-

дук связана с крутоладающей зоной дробления и рассланцевания Кокжарлы-Куркудуksких разломов. На всей площади Кундуздинского участка, включающего более 11 точек с медной минерализацией, отмечается множество мелких зон дробления, трещиноватости, рассланцевания; рудная вкрапленность и прожилки наблюдаются в дробленых эфузивах, интрузиях и дайках альбитафирам. Здесь встречаются кольцевые и полукольцевые трещинные минерализованные зоны вокруг штоков альбитафирам. Сульфидная минерализация рудопроявления Пшенсай связана с кварцевыми штокверками в пределах дайковой Чуулдак-Сарлыбайской зоны (Абдулин, Кулубеков, 1963). В западном конце этой зоны находятся рудопроявления Южный Чуулдак. Оруденение месторождения Жангана и ближайших к нему рудопроявлений связано с разрывными структурами северо-западного простираия в месте пересечения ими северо-западных и юго-восточных контактов Жанганинской габбровой интрузии (Руденко, 1969). Месторождение Шекарабулак I расположено в тектонически ослабленной зоне северо-восточного простираия, параллельной Чуулдак-Мынжасарскому разлому, ограничивающему с северо-запада Кундуздинскую синклиналь. Аналогичную позицию занимает и Юбилейное месторождение. Рудомещающими структурами рудопроявления Южный Жамантау являются меридиональные и северо-восточные зоны мелкого дробления и трещиноватости. Рудопроявление Мынжасар расположено в интрузии у сочленения северо-восточного Чуулдак-Мынжасарского и меридионального Борлинского пограничного разломов, а рудопроявление Женишке у этого же конца Чуулдак-Мынжасарского разлома, но в эфузивах.

Приведенные примеры показывают, что подавляющее большинство изученных медных месторождений и рудопроявлений меди Западных Мугоджар связано с зонами тектонических деформаций. Они размещены в пределах крупных структур района, в определяющих тектонических трещинах или системах трещин, в их сопряжениях и пересечениях, в участках растяжения волнообразно-изогнутых зон. Изучение возрастных взаимоотношений оруденения с тектонически деформированными породами всегда указывает на предшествование трещиноватости, дробления, брекчирования отложению рудных минералов и сопровождающим их гидротермальным изменениям.

В региональном плане тектонические структуры, влияющие на размещение медного оруденения в Зеленокаменной зоне, могут быть объединены в три группы.

I. Линейные трещинные зоны простого и сложного строения, субмеридионального, северо-восточного и северо-западного простираия, фиксируемые интрузиями, дайками, зонами дробления, трещиноватости и гидротермальной минерализацией. Разделяют Зеленокаменную зону на продольные (субмеридиональные), неравные по размерам и форме, но в общем однотипные и равноценные по геолого-тектоническим и металлогеническим особенностям мелкие блоки. К таким трещинным зонам, а также их сочленениям и пересечениям приурочены Сарлыбай, Жангана, Верхний Чуулдак, Кундузы, Врай и др.

II. Разрывные тектонические структуры субширотного направления, фиксируемые дайками, зонами дробления, трещиноватости, гидротермального изменения, перегибами меридиональных складчатых структур. Разделяют зону в поперечном направлении на два крупных региональных блока (Северо-Мугоджарский и Южно-Мугоджарский широтные пояса), имеющих некоторые отличия в особенностях строения и оруденения (Нарвайт, 1969). Намечаются локальные субширотные зоны в районе Борло, в Чуулдак-Сарлыбайской дайковой зоне, к

югу от Балабохтыбайской интрузии. Возможно, район от Верхнего Чуулдака к югу до Южного Жамантау, характеризующийся большим количеством субширотных площадей пиритизации и других гидротермальных изменений, представляет собой переходный участок к крупному перегибу меридиональных среднепалеозойских структур, погружающихся под мезозой-кайнозойские отложения к югу за рудопроявлением Южный Жамантау. В этом случае под чехлом рыхлых отложений могла бы существовать поперечная, аналогичная Северо-Мугоджарской, широтная структура. Крайне любопытно, что именно в этом районе, как и на севере Мугоджар, существует крупнейшая гипербазитовая интрузия.

III. По Б. М. Руденко (Руденко, 1968; Каюпов, Руденко, Казанин, 1970), решающую роль в размещении месторождений и рудопроявлений как в пределах Мугоджар в целом, так и в отдельных зонах и тектонических структурах сыграли выпуклые (обращенные в плане в сторону падения) изгибы этих структур. Представляя собой участки растяжения в земной коре, они явились путями циркуляции рудообразующих растворов и местами локализации оруденения. Большинство медных месторождений и рудопроявлений Мугоджар (Аралча, «50 лет Октября», Кызылкудук — Аклюк, Аулие, Балабохтыбай, Жиланда, Южный Жамантау, Кокжарлы, Куркудук и др.) расположено в выпуклых изгибах трещинных зон, приуроченных, в свою очередь, к участкам растяжения зон глубинных разломов.

Иргизская зона

С запада от Мугоджарского антиклиниория Иргизская зона отделена Зауральским пограничным глубинным разломом меридионального направления, с востока, от Зауральского поднятия, — Карапатауско-Джетыгаринским разломом (Милицкий, Комиссаров, 1966). Так же, как и в предыдущих зонах, решающая роль в размещении медного оруденения принадлежит разрывным нарушениям. По геофизическим и геологическим данным, здесь устанавливаются линейные меридиональные магмо- и рудоконтролирующие волнообразно-изогнутые по простирианию зоны разломов. Рудопроявления Кналыкуль, Каракум, Баксайс приурочены к участкам растяжения таких зон.

* * *

Как видно из приведенного материала, главная роль в размещении и локализации медного оруденения вулканогенных зон Мугоджар принадлежит разрывным деформациям разных масштабов, морфологии и происхождения.

ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ МЕДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ — ЭФФУЗИВАМИ, ДАЙКАМИ, ИНТРУЗИЯМИ

Определение геологического возраста оруденения в вулканогенных прогибах Мугоджар крайне осложнено частым отсутствием более или менее достоверной и общепринятой всеми исследователями возрастной датировки эффузивов, субвулканитов и интрузий, существованием близких по составу, структурно-текстурным особенностям, но разновозрастных субвулканических образований, а также многофазностью интрузивного магматизма. Определение же абсолютного возраста оруденения обычно невозможно или затруднено из-за отсутствия подходящего для анализа материала.

Признаками более позднего возраста оруденения относительно вмещающих пород являются:

1. Секущее положение рудных тел относительноrudовмещающих толщ.

2. Развитие рудной минерализации и сопутствующих минералов в цементе или в цементе и обломках брекчий, также по трещинам и системам трещин, включение обломков вмещающих пород в сплошных агрегативных рудах.

3. Метасоматическое замещение рудными и сопутствующими нерудными минералами минералов вмещающих пород, особенно с образованием псевдоморфоз и сохранением реликтовых структур и текстур.

4. Сочетание всех или части признаков.

Рассмотрим соотношения меднорудной минерализации и вмещающих ее пород в каждой структурно-формационной зоне.

Сакмарская зона

Единичные рудопроявления размещаются в породах ордовика, но подавляющее большинство связано с брекчированными эффузивами силура в основном сургалинской, реже сакмарской свит, часто в контактах их с серпентинитами. Пирит-халькопиритовая минерализация образует вкрапленность и мелкие прожилки в брекчированных породах, сопровождаясь в различной степени проявленными хлоритизацией и окварцеванием. Так как зоны минерализации (или рудные тела) являются секущими относительно вмещающих толщ и рудные минералы развиваются и в обломках пород, по трещинам в них, хлоритизация и окварцевание являются процессами метасоматического замещения часто с сохранением реликтовых структур и текстур, то послесибирский возраст этого оруденения не вызывает сомнения. Аналогичные взаимоотношения имеют сульфидное и магнетитовое оруденение с дроблеными, брекчированными серпентинитами, возраст которых считается живетским (Х. С. Розман, Н. И. Леоненок), средне-

палеозойским — доживетским (О. Ф. Гордеев), силурийским и нижнедевонским (А. Т. Тельгузиев). В единичных случаях наблюдается прожилково-вкрашенное сульфидное оруденение в плагиогранит-порфирах, прорывающих серпентиниты Р₂, и несколько чаще в дайках альбитофиров и кварцевых альбитофиров, секущих серпентиниты и габброиды (Р₂).

Все рудопроявления размещаются в общем в аналогичных и однотипных структурах и каких-либо данных, указывающих на доинтрузивный возраст хотя бы части их, нет. Основываясь на существующем в настоящее время фактическом материале, можно считать все медное оруденение Сакмарской зоны среднепалеозойским — доживетским, так как отложения живета и верхнего девона перекрывают все толщи от ордовика до эйфеля включительно, все интрузии и рудопроявления, включенные в эти породы. Слабые проявления медной минерализации отмечаются О. Ф. Гордеевым и в мелких телах сиенитов, возраст которых он считал верхнепалеозойским, а по данным В. Г. Кориневского, является эйфельским.

Зеленокаменная зона

Соотношения оруденения с вмещающими эффузивами, дайками и интрузиями в рудопроявлениях и месторождениях Западных Мугоджар следующие.

«50 лет Октября». Так как возраст вмещающих эффузивов, интрузии и субвулканических образований, а также соотношение оруденения с интрузией разными исследователями трактуется неоднозначно, то и возраст оруденения остается пока дискуссионным. Для удобства сведем в таблицу данные о возрастах по представлениям всех исследователей, изучающих это месторождение. В приведенных данных (табл. 1) преобладает представление о возрасте оруденения не ниже среднедевонского и не выше верхнедевонского. Особо отметим, что нахождение в 1965 г. В. Г. Кориневским в районе месторождения Кызылкибачи и «50 лет Октября» в агломератовых туфах миляшинской свиты обломков кварц-пиритовой породы, похожей на оруденелые силурийские эффузивы этих месторождений, позволило ему допустить возможность донижнедевонского (силурийского) оруденения (Кориневский, Абдулин, 1969). По Б. М. Руденко (1968), оруденение месторождения «50 лет Октября» постскладчатое, постинтрузивное, образованное после даек кварцевых альбитофиров, секущих интрузию. М. Б. Бородаевская, М. И. Вахрушев и др. считают, что силурийский субвулканический шток, а следовательно, и синхронное с ним оруденение перекрываются отложениями нижнего девона, что обосновывают нахождением обломков этих пород (субвулканитов) в основании миляшинской свиты. Возраст оруденения по биотиту из метасоматитов месторождений «50 лет Октября» и Авангард определяется в 360—370 млн. лет, что соответствует верхнему девону (Жуков, 1971). Возраст гранитоидов и кордиерит-антофиллитовых роговиков Среднеуральского района, по данным Е. М. Медетова, равен 275—315 млн. лет, что соответствует верхней половине карбона.

Как видим, приведенные данные крайне противоречивы.

Приорское. Оруденение позже вмещающих эффузивов, возраст которых, по данным В. Г. Кориневского и А. А. Абдулина (1969), силурийский или, по данным А. Д. Карпова (1968), среднедевонский. Г. С. Поротов и Е. В. Веселов считают оруденение синхронным с вмещающими породами (вулканогенно-осадочным). М. Б. Бородаевская и др. оруденение Приорского месторождения считают аналогичным

Таблица 1

Возрастное положение оруденения месторождения «50 лет Октября»

Геологические признаки возраста оруденения	Б. А. Хожатеев, Г. А. Долгих и др. (КазИМС)	Г. С. Поротов, А. В. Ларинов и др. (ЛГИ)	В. Г. Кориневский, А. А. Абдулин (ИГН АН КазССР)	Н. М. Жуков, Б. М. Руденко (ИГН АН КазССР)	М. Б. Бородавский, М. И. Вахрушев (ДНИГРИ)	Е. М. Мелетов (ЗККИРЭ)
Возраст эффиузивов, не-посредственно вмещающих оруденение	Средний девон (карамалытаская свита)	Средний девон (карамалытаская свита)	Силур (мутоглажарская свита)	Силур (мутоглажарская свита)	Средний девон (карамалытаская свита)	Средний девон (карамалытаская свита)
Возраст интрузий	Средний девон (комагмат вмещающих эффиузивов)	Верхний палеозой (после C ₁)	Донижнекарбоновый (комагмат вмещающих эффиузивов)	Донижнекарбоновый (комагмат вмещающих эффиузивов)	Верхнедевонский	Верхнепалеозойский (постлетурнейский)
Возраст кислых (или умеренно кислых) субвулканических штоков	Субвулканиты не выделяются, есть покровы кислого состава	Субвулканиты не выделяются, но и не исключаются	Субвулканиты не выделяются, но и не исключаются	Верх силура, до нижнедевонской	Средний девон	Средний девон
Соотношение интрузий и субвулканических тел			Субвулканиты до интрузии	Субвулканиты до интрузии		

Соотношение оруденения и вмещающих эффузивов	Оруденение после вмещающих пород среднего девона	Оруденение после вмещающих пород среднего девона	Оруденение после вмещающих пород силура	Оруденение после вмещающих эффузивов силура	Оруденение после вмещающих эфузивов среднего девона
Соотношение оруденения и субвулканических тел					
Соотношение оруденения и интрузии					
Отложения, перекрывающие оруденение					
Возраст оруденения	Среднедевонский	Среднедевонский	Среднедевонский	Верхнедевонский	Силурский

по возрасту рудам месторождения «50 лет Октября» (т. е. силурийским). Таким образом, здесь, как и на других месторождениях Среднеокорского района, нет определенности в возрастной датировке вмещающих эффузивов и оруденения.

Аралча. Оруденение позже вмещающих эффузивов среднего девона и интрузий Кошенсайского массива (Коробков, 1968; Руденко, 1970, 1971; Милецкий, 1971). Возраст Кошенсайской интрузии, по Г. С. Трошину, верхнепалеозойский. Б. П. Бельков (1970) считает оруденение доинтрузивным. Судя по этим данным, оруденение может быть и доверхнепалеозойским и верхнепалеозойским. Последнее маловероятно.

Авангард. По данным В. П. Короткова и Н. М. Жукова, оруденение позже контактово-метаморфизованных эффузивов, возраст которых, по В. Г. Кориневскому и А. А. Абдулину (1969), силурийский. Абсолютный возраст интрузии, по А. Т. Тельгузиеву и Н. С. Ярославцевой, средний — верхний девон (388—368 млн. лет); абсолютный возраст биотита из оклорудных метасоматитов также верхнедевонский (370 млн. лет). Отсюда возраст оруденения принимается верхнедевонским. М. Б. Бородаевская и М. И. Вахрушев вмещающие эффузивы считают силурийскими, оруденение по возрасту аналогичным оруденению месторождения «50 лет Октября», т. е. силурийским и доинтрузивным. Е. М. Медетов вмещающие породы относит к среднему девону, интрузию — к нижнему карбону, оруденение считает доинтрузивным, т. е. среднедевонским или не ниже среднедевонского.

Кызылкибачи. Оруденение позже вмещающих эффузивов мугоджарской свиты силура и прорывающихся даек альбитофиров.

Жиланда. Оруденение позже эффузивов силура и нижнего девона, а также субвулканических тел кварцевых альбитофиров эйфеля, т. е. является послеэйфельским. Расположенные к востоку осадочные отложения живета содержат тальку кварцевых альбитофиров, а в конгломератах франа находится галька медноколчеданных руд и оклорудно-измененных пород, что указывает на доверхнедевонский возраст оруденения (Белецкий и др., 1962).

Аккырыпкык. Оруденение позже вмещающих эффузивов силура и даек кварцевых и базокварцевых альбитофиров эйфеля, секущих габбро и плагиограниты среднепалеозойского возраста.

Сарлыбай. Оруденение позже эффузивов силура, но до даек кварцевых диоритовых порфиритов, которые секут верхнепалеозойские граниты.

Карабендыр. Оруденение позже вмещающих эффузивов силура. Соотношение с дайками кварцевых и базокварцевых альбитофиров эйфеля неизвестно.

Верхний Чуулдак. Оруденение позже вмещающих эффузивов нижнего девона, даек кварцевых альбитофиров эйфеля и гранитоидов среднего девона, т. е. является послеэйфельским. Перекрывается осадочными отложениями франа. Нахождение окварцованных сульфидами пород в обломках франских конгломератов говорит о доверхнедевонском возрасте оруденения (Нарвайт, 1971).

Кокжарлы. Оруденение позже эффузивов силура.

Кызылкудук, Аклюк, Студенческое. Оруденение позже интенсивно дробленых и рассланцеванных эффузивов силура и прорывающихся их даек кварцевых альбитофиров.

Кудуксай. Оруденение позже вмещающих эффузивов силура и даек альбитофиров, возраст которых неизвестен. Они могут быть субвулканитами нижнего или среднего девона.

Насырлымола. Оруденение позже эфузивов силура и гранитоидов верхнего палеозоя — нижнего карбона, турне.

Геофизическое. Оруденение позже эфузивов нижнего девона и даек кварцевых альбитофириов эйфеля. Перекрывающие толщи — осадочные отложения живета. Данные по абсолютному возрасту околоврудных серпентитов месторождения Жиланда и рудопроявления Геофизического соответствуют нижнему карбону и не совпадают с геологическими наблюдениями (Грешнер, 1963).

Анастасьевское. Рудная минерализация позже вмещающих эфузивов нижнего (или среднего) девона, а также секущих их даек альбитофириов и кварцевых альбитофириов, возраст которых неясен — являются они субвулканитами нижнего или среднего девона. Оруденение, следовательно, посленижнедевонское или послесреднедевонское.

Тыкбутак. Оруденение позже вмещающих эфузивов силура и даек альбитофириов и кварцевых альбитофириов эйфеля. В последних иногда отмечаются ксенолиты габбро-диабазов, кварцевых диоритов, плагиогранитов и кварцевых жил, возможно, среднепалеозойского возраста.

Аулие. Оруденение позже сильно дробленых, рассланцеванных эфузивов силура и прорывающих их даек кварцевых альбитофириов (Руденко, Бачин, 1972).

Куркудук. Рудная минерализация позже эфузивов силура.

Кундуздинская группа. Рудная минерализация позже эфузивов силура, даек и штоков кварцевых альбитофириров эйфеля и плагиогранитных интрузий среднего девона.

Пшенсай. Рудная минерализация позже эфузивов силура, даек и силла кварцевых альбитофириров эйфеля.

Жангана. Оруденение позже kontaktово-метаморфизованных вмещающих эфузивов силура и, по данным Ю. В. Богданова (1961) и Б. М. Руденко (1968), позже кварцевых диоритов среднего девона, прорывающих габбро нижнего девона. За пределами участка месторождения (рудопроявление Придорожное) медноколчеданное оруденение накладывается на дайки кварцевых альбитофириров.

Шекараулак I. Оруденение позже эфузивов силура.

Балабохтыбай. Оруденение позже вмещающих kontaktово-метаморфизованных эфузивов силура и контаминированных кварцевых диоритов среднего девона (Руденко, 1968; Нарвайт, 1971).

Южный Жамантау. Оруденение позже вмещающих kontaktово-метаморфизованных эфузивов силура и кварцевых диоритов и плагиогранитов среднего девона.

Юбилейное. Оруденение позже эфузивов силура и плагиогранит-порфириев, датируемых В. Г. Кориневским и А. Т. Тельгузиевым (1969) средним девоном, т. е. является послесреднедевонским (или среднедевонским). Б. М. Руденко (1968) на основании пересечения подобными указанным штоку дайками плагиогранит-порфириев интрузий калинатровых гранитов верхнепалеозойского возраста (в районе Сарлыбайского месторождения) считает этот шток и связанное с ним орудение постверхнепалеозойскими.

Южный Чуулдак. Оруденение позже эфузивов силура, кварцевых альбитофириров эйфеля и плагиогранит-порфириев, возраст которых, по данным В. Г. Кориневского и А. Т. Тельгузиева (1969), среднедевонский. По Б. М. Руденко, здесь, как и на месторождении Юбилейном, шток плагиогранит-порфириев и рудоносный штокверк являются постверхнепалеозойскими. Дайки кварцевых альбитофириров пересекаются апофизами штока.

Мынжасар. Оруденение позже вмещающих интрузивных пород — резко контаминированных кварцевых диоритов и плагиогранитов среднего девона, содержащих ксенолиты эфузивов силура, и позже даек кварцевых альбитофирам эйфеля, секущих интрузии и их дайковый комплекс (микрограниты, микроаплиты, пегматиты). Возраст оруденения послеэйфельский. Как и в двух предыдущих случаях, Б. М. Руденко считает оруденение постверхнепалеозойским на основании наложения его на дайки кварцевых порфиров и плагиогранит-порфиров, секущих верхнепалеозойские пегматиты. Абсолютный возраст биотита, по его данным, из оклорудно-измененных пород рудо-проявления Мынжасар по К—Аг методу равен 217 млн. лет, что соответствует триас — мезозою.

В подкрепление своего представления о постверхнепалеозойском возрасте медно-золото-молибденового оруденения месторождения Юбилейного и рудопроявлений Южный Чуулдак и Мынжасар Б. М. Руденко приводит мнение Т. В. Билибино и О. К. Ксенофонтова. Эти исследователи считают, что плагиогранит-порфирь и кварцевые порфирь, на которые в Мугоджарском антиклинарии накладываются аналогичные мынжасарским оклорудные изменения и сульфидная с золотом минерализация, относятся к Кумакскому комплексу, который моложе Борсуксайского комплекса нефелиновых сиенитов с абсолютным возрастом 223 млн. лет (по М. А. Гаррис).

Приведенным материалом исчерпываются существующие в настоящее время сведения о возрастных соотношениях медного оруденения с вмещающими эфузивами, дайками и интрузиями на изученных месторождениях и рудопроявлениях Зеленокаменной зоны. Все без исключения исследователи единодушно считают оруденение эпигенетическим относительно вулканитов силура. Подавляющее большинство месторождений и рудопроявлений размещается в эфузивах мугоджарской свиты в связи с ее наибольшим распространением (Кызылкибачи, Кудуксай, Аккырлык, Карабендыр, Шекарабулак I, Насырлымода, Балабохтыбай, Жангана и др.). Некоторые рудопроявления локализованы в куркудукской свите (Куркудук, Пшенсай и др.). Нахождение обломков оруденелых пород в основании отложений нижнего девона (в Северных Мугоджахах, по данным В. Г. Кориневского) не противоречит представлению об эпигенетичности медного оруденения относительно вмещающих силурийских толщ. В восточном экзо-контакте Ачилисайской интрузии гранодиоритов вышеназванные отложения нижнего девона интенсивно окварцовены и содержат пирит-халькопиритовую минерализацию. Эпигенетичность оруденения относительно отложений нижнего девона на месторождениях и рудопроявлениях Жиланда, Верхний Чуулдак, Геофизическое и др. также ни у кого не вызывает сомнения. Почти всегда рудные тела являются секущими относительно вмещающих вулканитов силура и нижнего девона. Рудная минерализация во вкраепленно- прожилковых рудах развивается в виде вкраепленности, сети жил или в цементе и обломках брекчий эфузивов. И массивные агрегативные, и вкраепленно-прожилковые руды сопровождаются метасоматической хлоритизацией, окварцеванием, изредка серицитизацией боковых пород обычно с сохранением реликтовых структур и текстур.

Во всех случаях оруденение является более поздним относительно субвулканических образований кварцевых и базокварцевых альбитофирам — даек, штоков, силлов. М. Б. Бородаевская, М. И. Вахрушев и др. на месторождениях Среднеуральского рудного района выделяют субвулканические штоки кислого состава и считают их силурийскими, завершающими силурийский вулканизм этого района.

Однако многолетнее изучение стратиграфии и вулканизма Западных Мугоджар А. А. Абдулиным, В. К. Заравниной, В. Г. Кориневским и др. (1961—1972 гг.) показало полное отсутствие в силуре Зеленокаменной зоны субвулканической фации кислого состава. Только в нижнем девоне появляются кислые и умеренно кислые (липарито-дацитовые, дацитовые и андезито-дацитовые) дайки, штоки и силлы субвулканической фации. Как отмечалось выше, кислые субвулканы наиболее характерны для эйфельского вулканизма. Исходя из этого необходимо, вероятно, признать в соответствии со спецификой всего региона, что кислые субвулканы Среднеорского района имеют не силурийский, а более молодой, нижнедевонский или главным образом среднедевонский (эйфельский) возраст. Соответственно и возраст оруденения Среднеорского района должен считаться более молodyм (не силурийским), как это и предполагается большинством исследователей. На остальной территории Западных Мугоджар нижнедевонский или среднедевонский возраст кислых и умеренно кислых субвулканических пород (кварцевых альбитофиров и альбитофиров) никем не оспаривается.

Оруденение в сорванных контактах этих пород, в цементе брекчий и по трещинам кварцевых альбитофиров эйфеля, синрудное изменение их в кварц-серicitовые метасоматиты на месторождениях Жиланда, Верхний Чуулдак, Южный Чуулдак и многих других позволяют возраст этого оруденения считать послеэйфельским (верхнеэйфельским, по В. Г. Кориневскому, 1969). Нахождение галек колчеданов и оруденелых окварцованных пород во франских конгломератах в районе месторождения Жиланда, рудопроявления Верхний Чуулдак определяет и верхнюю границу оруденения. В некоторых месторождениях и рудопроявлениях наблюдается более позднее, чем интрузии плагиогранитов и кварцевых диоритов среднего девона, развитие сульфидной минерализации, накладывающейся на эти породы — «50 лет Октября», Арасла, Тыкбутак, Балабохтыбай, Жанган, Верхний Чуулдак, Мынжасар, Кундузды (Руденко, 1968; Нарвайт, 1971).

Более позднее формирование оруденения относительно штоков плагиогранит-порфиров среднего девона (по Б. М. Руденко, верхнего палеозоя) устанавливается на месторождении Юбилейном и рудопроявлении Южный Чуулдак. На месторождении Арасла и рудопроявлении Насырлымола возможен нижнекарбоновый возраст медноколчеданных руд (турнейский возраст гранитоидов на рудопроявлении Насырлымола позволяет предполагать посттурнейский или турнейский возраст его оруденения).

Таким образом, фактические возрастные соотношения медного оруденения Зеленокаменной зоны с эфузивами, дайками и интрузиями указывают прежде всего на эпигенетичность оруденения относительно вулканогенных толщ силура и нижнего девона и субвулканитов нижнего девона и эйфеля, что определяет послеэйфельский возраст рудной минерализации на многих месторождениях и рудопроявлениях. Для некоторых он остается пока проблематичным, но вряд ли опускается ниже среднего девона, для единичных может быть карбоновым (нижнекарбоновым) и даже триасовым (Руденко, 1968).

Иргизская зона

Оруденение на месторождении Кналыкуль приурочено главным образом к kontaktам даек кварцевых и базокварцевых альбитофиров с основными эфузивами визе, на месторождении Каракум — к такой же рассланцованной дайке в контакте ее с гранитоидами верхнего

палеозоя и на месторождении Баксайс — к средне-основным эфузивам визе и прорывающим их дайкам базокварцевых альбитофиров. Рудная минерализация в виде вкрапленности и многочисленных прожилков пирита, халькопирита и сфалерита, сопровождаемых окварцеванием, хлоритизацией, серицитизацией и пр., развивается во вмещающих эфузивах визе и визе — намюра, дайках альбитофиров и верхнепалеозойских гранитоидах (Руденко, 1970), что дает основание считать оруденение послевизенамюрским (посленижнекарбоновым).

* * *

Таковы современные данные о возрастных соотношениях медно-рудной минерализации вулканогенных зон Мугоджар с эфузивами, дайками и интрузиями.

Они свидетельствуют об эпигенетичности всего медного оруденения относительно вмещающих пород, а также разновозрастности его не только в пределах всех прогибов в целом, но и, возможно, в пределах одной Зеленокаменной зоны.

Распределение меднорудной минерализации во времени позволяет выделить главную эпоху рудогенеза — среднедевонскую (послеэйфельскую, верхнеэйфельскую) и менее интенсивно проявленную — послевизейскую и послевизенамюрскую (и, возможно, триасовую).

Не исключается возможность нижнедевонского, верхнедевонского и турнейского (последтурнейского) оруденения.

МЕСТО МЕДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОН МУГОДЖАР

Характер и время формирования магматогенного оруденения, соотношение его с магматизмом обусловлены, как известно, в первую очередь особенностями тектоно-магматического развития данного участка земной коры. Поэтому, прежде чем подойти к рассмотрению места оруденения в геологической истории региона, необходимо представить себе ход и последовательность во времени тектонических и магматических процессов в каждой структурно-формационной зоне Мугоджар. Рассматриваемая ниже история геологического развития вулканогенных зон базируется практически на всем геологическом материале, полученном за многие годы большим коллективом исследователей, в частности на региональных работах последних лет А. А. Абдулина, В. Г. Кориневского, О. Ф. Гордеева, Г. С. Трошина, Г. А. Костик и многих других.

Последовательность, систематизация и описание геологических образований и событий излагаются в соответствии с данными формационного анализа и схемой тектонического развития вулканогенных прогибов Мугоджар А. А. Абдулина (1971).

Сакмарская зона

Начальная, собственно геосинклинальная, стадия развития Сакмарской герцинской геосинклиналии, охватывающая силур и нижний девон, характеризуется постепенным углублением геосинклиналии, сопровождаемым локальными инверсиями во всех ее районах, и отложением фациально пестрого, количественно примерно равноценного вулканического и осадочного материала. Излияние серии последовательно дифференцированных лав в силуре, сопровождающихся субвулканическими липаритами и дацитами, сменяется в нижнем девоне средними по составу лавами того же натрового ряда. Пирокластический материал в силуре количественно незначителен, в нижнем девоне неизвестен. Вся интрузивная деятельность в районе датируется средним палеозоем. Так как отложения живета и верхнего девона перекрывают все вулканогенные толщи и все интрузии, возраст последних определяется как доживетский. Некоторыми исследователями гипербазиты (серпентиниты) датируются силуром и нижним девоном, а габброиды — нижним девоном. Медное оруденение этого возраста неизвестно.

В предорогенной стадии (средний девон — намюр) предыдущие структурные элементы сохраняются, но меняется их амплитуда. Характерна относительная стабилизация и выравнивание, сменяющиеся в верхнем девоне интенсивным погружением. С начала среднего дево-

на вулканическая деятельность ослабевает и территориально резко сокращается, петрохимический состав вулканических продуктов всех фаций меняется — они обогащаются калием. В эйфеле вулканализм в Сакмарской зоне прекращается. Медное оруденение района эпигенетично относительно вмещающих толщ ордовика и силура, среднепалеозойских интрузий, относимых, по последним данным, к силуру и нижнему девону, дайковой фации кварцевых альбитофиров (предположительно эйфельского возраста) и перекрывается вместе с этими породами отложениями живета и верхнего девона, что позволяет считать его среднепалеозойским, посленижнедевонским — доживетским. В заключительную, орогенную, стадию (средний карбон — триас) происходит активизация и дифференциация тектонических движений, интенсивный подъем и денудация. Отлагаются только терригенные осадки и известняки в локальных депрессиях. Интрузии и оруденение, связанные с этой стадией, отсутствуют.

История развития Сакмарской герцинской геосинклиналии в целом характеризуется накоплением значительных количеств осадочного материала, калинатовым составом конечных продуктов вулканализма и резко основным химизмом интрузивных образований. Оруденение приурочено к предорогенной стадии развития геосинклиналии.

Зеленокаменная зона

Начальная, собственно геосинклинальная, стадия (силур — нижний девон) характеризуется прогрессирующим углублением геосинклинального трога в ранние периоды, а затем некоторым подъемом и частными инверсиями. Подводные трещинные излияния силурийских недифференцированных лав частью были малоглубинными. Нижнедевонские слабо дифференцированные излияния базальт-андезитовых лав происходили уже в мелководном бассейне и на вулканических островах. Силурийские излияния сопровождались дайками и силлами диабазов, нижнедевонские — субвулканитами основного, среднего, умеренно кислого и кислого состава. Эксплозивный индекс очень низок в силуре и значителен в нижнем девоне. Интрузивная деятельность начинается в нижнем девоне внедрением габбровых интрузий. Медное оруденение, синхронное с собственно геосинклинальной стадией, отсутствует в силуре и, вероятно, в нижнем девоне.

Средняя стадия развития геосинклиналии, предорогенная, охватывает средний девон — нижний карбон (намюр). В это время продолжаются частные инверсии, начавшиеся в конце нижнего девона, формируются интрагеосинклиналии и интрагеоантеклиналии. Этот процесс заканчивается в конце среднего девона началом общей инверсии. В среднем девоне фиксируются не менее трех фаз небольшой складчатости, интенсивное развитие разрывных структур, зон крупных разломов. Вулканические излияния ограничены значительно уменьшенной площадью и связаны с центральными и трещинными вулканами в мелководном морском бассейне и на вулканических островах. В эйфеле состав лав резко контрастный, базальто-липаритовый, масштабы ничтожны, пирокластики нет. Очень распространена субвулканическая фация пород кислого состава — кварцевых и базокварцевых альбитофиров. Состав лав в живете андезитовый, пирокластики мало, есть лахаровые отложения, общий масштаб вулканализма также очень незначительный. С конца нижнего девона и в среднем девоне в зонах пограничных и внутренних разломов происходит внедрение крупных интрузивных масс габбро-плагиогранитной формации (Жамантауского комплекса), комагматической силуро-девонским вулканитам, закан-

чивающееся в среднем девоне комплексом самостоятельных малых интрузий кварц-диоритовой и плагиогранит-диабазовой субформаций. Медное оруденение эпигенетично относительно вмещающих вулканитов силура — нижнего девона и кислых субвулканических образований эйфеля. Последние секут эффузивы силура, нижнего девона, иногда отложения бугулыгырской свиты эйфеля и породы габбро-плагиогранитной формации нижнего — среднего девона и перекрываются отложениями живета, франа и фамена. Оруденение частью эпигенетично относительно габбро-плагиогранитных интрузий; галька его и окорудно-измененных пород встречена в конгломератах франа. Следовательно, медное оруденение Зеленокаменной зоны в основном следует считать послеэйфельским — дофранским или верхнеэйфельским.

С конца живета — начала франа до конца нижнего карбона (намюра) происходит общее поднятие с резкой внутренней дифференциацией, двумя-тремя фазами складчатости, активизацией старых крупных разломов и образованием новых. Вулканическая деятельность к этому времени полностью прекращается, только в северной части зоны отмечаются единичные маломощные излияния андезитовых лав из вулканов центрального типа в мелководном бассейне или на островах. В зонах активизированных, главным образом восточных, разломов происходит внедрение крупных интрузий гранитной формации (Борлинского комплекса), датируемых нижним карбоном (турне) и не имеющих вулканических комагматов. Возможно медноколчеданное и медно-золото-молибденовое оруденение, синхронное с верхнедевонским — нижнекарбоновым магматизмом.

Заключительная, орогенная, стадия развития западногоджарской геосинклинали начинается со складчатости на границе нижнего и среднего карбона и протягивается до конца верхнего палеозоя. Происходит полное замыкание геосинклинали, общее сводовое поднятие и интенсивная денудация. Отмечаются две фазы складчатости в верхнем карбоне и на границе с триасом и небольшие интрузии щелочных гранитоидов. Вулканизм неизвестен, медноколчеданное оруденение отсутствует, возможно медно-золото-молибденовое.

Таким образом, медное оруденение Зеленокаменной зоны приурочено в основном к предорогенной стадии развития геосинклинали, характеризующейся началом складчатости, общей инверсии, мелководностью морского бассейна, интенсивным развитием кислой субвулканической фации с незначительным проявлением в основном подводного вулканизма в виде контрастно дифференцированной серии эйфеля и слабо дифференцированных локальных излияний живета. Медное оруденение эпигенетично относительно вмещающих толщ силура — нижнего девона, иногда комагматических им интрузий нижнего — среднего девона, пространственно и, вероятно, парагенетически связано с кислой субвулканической фацией эйфеля и частично, возможно, с малыми кислыми интрузиями среднего девона (по Б. М. Руденко, верхнего палеозоя). Не исключается возможность нижнедевонского оруденения, связанного с последовательно дифференцированной серией вулканитов нижнего девона; есть данные о нижнекарбоновом оруденении.

Иргизская зона

Начальная, собственно геосинклинальная, стадия развития Иргизской структуры характеризуется погружением и углублением прогиба, продолжающимся и в средние стадии, до намюра включительно. Только со среднего карбона начинается интенсивный общий подъем

и денудация. Длительный период прогибания сопровождается излияниями последовательно дифференцированных серий, не всегда полных и завершенных образованием субвулканической фации, а также многочисленными интрузиями гранитов, габбро и других пород. Габброгранитную посленамюрскую формацию считают комагматом визенамюрских вулканитов.

Медное оруденение эпигенетично относительно вмещающих толщ и их субвулканической фации, а по некоторым данным, и комагматичной им габбро-гранитной формации. Во времени оно приурочено к предорогенной или к самому началу орогенной стадии.

* * *

В обобщенном виде история тектогенеза и магматизма вулканогенных зон Мугоджар и место в ней медного оруденения приведены в таблице 2.

Начальная, собственно геосинклинальная, стадия проявилась во всех зонах более или менее однотипно. Везде она характеризуется подводными трещинными глубинными, местами к концу менее глубинными излияниями натровых недифференцированных или слабо дифференцированных лав, среди которых пирокластики мало, кислые продукты почти отсутствуют, лишь местами формируются кислые и умеренно кислые субвулканиты, тяготеющие к более позднему времени данной стадии. Вулканы центрального типа немногочисленны и невелики по размерам. Медное оруденение неизвестно и в силуре маловероятно.

Средняя, предорогенная, стадия проявилась своеобразно в каждой зоне. В отличие от предыдущей стадии общая направленность вертикальных движений в разных зонах, их развитие, ритм, время и состав вулканических излияний не совпадают или совпадают неполностью. Так, например, если в средние стадии в Зеленокаменной зоне происходит общее поднятие, то в Сакмарской и Иргизской зонах в то же время — интенсивное погружение. Вулканическая деятельность в Сакмарской и Зеленокаменной зонах заканчивается в начале стадии, в Иргизской зоне — в конце ее.

Для средней стадии характерны натровые и калинатровые контрастно или последовательно дифференцированные вулканиты и увеличение количества кислых продуктов в извержениях и субвулканических фациях. Однако общие объемы кислых пород и в это время во всех зонах остаются незначительными. Вулканы центрального типа снова немногочисленны и невелики.

Медное оруденение Сакмарской и Зеленокаменной зон связано с предорогенной стадией. Вероятен несколько более молодой возраст медного оруденения Западных Мугоджар относительно меднорудной минерализации Сакмарской зоны.

В заключительную, орогенную, стадию происходят повсеместные активизация и дифференциация тектонических движений, сопровождаемые складчатостью, интенсивным подъемом и денудацией. К концу наблюдается полное замыкание геосинклиналей и переход к платформенному режиму. Вулканизм отсутствует. Известны интрузии щелочных гранитов в Зеленокаменной, гранитов и гранодиоритов в Иргизской зоне. По имеющимся данным, с началом орогенной или самым концом предорогенной стадии развития геосинклинали связано медное оруденение Иргизской зоны.

П а л е о з о й

ФОРМАЦИИ, МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ И РАЗНОВИДНОСТИ МЕДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ МУГОДЖАР

Мугоджары — часть Уральского складчатого пояса и металлогенический профиль их, как и соседних, расположенных к северу территории Урала, определяется в первую очередь основным (среднеосновным) характером вулканического и интрузивного магматизма в ранние этапы развития Уральской геосинклинали, позднее сменяющегося более кислыми дифференциатами основной магмы и далее кислыми, щелочными и субщелочными породами. Эта особенность магматизма Уральской рудной провинции определила совмещение на ее территории металлогенеза «фемического» ($Pt, Cr, Ni, Co, Cu, V, Ti, Fe$) и «сиалического» (Au, Mo, W , редкие земли), по Е. А. Радкевич (1966), профилей и обусловила богатство, своеобразие и неповторимость металлогенического облика Урала.

Мугоджары, следуя классификации Е. А. Радкевич, должны быть отнесены к рудным районам «фемического» типа с незначительно и недостаточно обособленно проявленной металлогенезом «сиалического» профиля в линейных геосинклинальных зонах и металлогенезом «сиалического» типа в геоантиклинальных поднятиях, частично усложненной наличием хромитового оруденения в связи с пограничными глубинными структурами первого порядка.

В вулканогенных зонах Мугоджар «фемический» тип представлен медью и железом, а «сиалический» — золотом и молибденом. Главное доминирующее значение имеет медь. В одних случаях она является ведущей и определяющей, в остальных — обязательно присутствующей в переменных, но всегда заметных количествах*.

Систематика эндогенного оруденения может быть основана на различных принципах, что определяется особенностями данного металла и рудоносной провинции (Радкевич, 1966; Богацкий, 1966). Для классификации месторождений какого-либо одного металла определенного региона особенно удобно, как отмечает В. А. Кузнецов (1966), применение формационного принципа.

Все меднорудные формации Мугоджар объединены в один гидротермальный генетический тип, связанный с базальтоидным магматизмом одной, герцинской, эпохи металлогенеза.

В одну рудную формуацию объединена «группа месторождений, характеризующаяся сходными по составу, повторяющимися в определенной последовательности минеральными ассоциациями, образовавшимися в близких геологических условиях, независимо от времени возникновения» (Константинов, 1966).

Ф. А. Шахов (1966) рекомендовал выделение и наименование

* Исключение составляют золоторудные проявления в связи с кварцевыми жилами и штокверками, рассмотрение которых не входит в нашу задачу.

рудных формаций основывать на парагенетических ассоциациях не минералов, а элементов.

Согласно принятому определению, в Мугоджахах выделяются три меднорудные формации: медно-цинковая колчеданная, медно-железная и медно-золото-молибденовая.

К медно-цинковой колчеданной формации отнесены не только месторождения и рудопроявления массивных руд «уральского типа» (Иванов, 1966), но и прожилково-вкрапленное оруденение, всегда сопровождающее сплошные колчеданы, связанное с ними постепенными переходами или встречающееся в виде самостоятельных проявлений. Минеральный состав, парагенетические ассоциации и их последовательность, элементы-спутники, околорудные изменения, структурно-тектонические и геологические особенности агрегативного и прожилково-вкрапленного оруденения аналогичны. Степень агрегативности (контрастности) зависит от количества рудной массы и определяется только ею. Медно-цинковая колчеданная формация является основной в Мугоджахах и объединяет сотни рудопроявлений и главные промышленные объекты. Вмещающими породами ее являются базальтовые, андезито-базальтовые, андезитовые, редко андезито-дацитовые и более кислые эфузивы, в единичных случаях туфы ордовикского, силурийского, нижне-среднедевонского и нижнекарбонового возраста, субвуликанические тела и дайки кислого состава, а также иногда малоглубинные интрузивные комагматы вулканитов.

К медно-железной формации отнесены единичные мелкие рудопроявления сплошных магнитных железняков в серпентинитах или контактах их с основными эфузивами, содержащих вкрапленную и прожилковую медную минерализацию. К ним близки некоторые рудопроявления медно-цинковой колчеданной формации, тяготеющие к контактам эфузивов и габбро-плагиогранитных интрузий и содержащие много магнетита. В отличие от рудопроявлений медно-железной формации в них много серного и медного колчедана.

Медно-золото-молибденовая формация связана с кварцевым штокверком в малых интрузиях плагиогранит-порфиров среднего девона (верхнего палеозоя, по Руденко), вмещающих их эфузивах средненеосновного состава, а также кварцевых диоритах и плагиогранитах среднего девона. В некоторых рудопроявлениях прожилково-вкрапленных руд медно-цинковой колчеданной формации в эфузивах также отмечается кварцевый штокверк и присутствуют небольшие количества золота и молибдена, что несколько сближает их с медно-золото-молибденовой формацией.

Между отдельными рудными формациями нет резких границ, они связаны переходами, промежуточными представителями и образуют единый генетический ряд магматогенных рудных формаций (Константинов, 1966). Нет резких границ и между отдельными магматическими формациями натрового ряда, связанными постепенными переходами, образующими единый ряд магматических формаций. Эти формации образуют рудный комплекс, связанный с базальтоидным натровым магматическим комплексом Мугоджар. Более детальное расчленение формаций (как это и принято упомянутыми выше исследователями) проведено по минеральным типам месторождений и рудопроявлений. При этом ни состав рудовмещающих толщ (почти всегда однообразный), ни характер околорудных изменений (также в общем однотипный) не могут служить критериями для дробного разделения формаций. В название минерального типа введена господствующая минеральная парагенетическая ассоциация.

В медно-цинковой колчеданной формации по преобладающему

минеральному парагенезису выделено два минеральных типа — медноколчеданный и медноколчеданно-магнетитовый, в медно-золото-мolibденовой — медно-молибденитовый и медно-золотой, медно-железной формации соответствует медно-магнетитовый минеральный тип.

Для каждого минерального типа характерен свой специфический набор элементов-спутников. Так, для медноколчеданного минерального типа главными элементами-спутниками являются Pb, Mo, As, Ag, Co, Ni, Ga; второстепенными — Au, Sn, W, Ln, Cd, Sb, Ba, Sr. Для медноколчеданно-магнетитового типа главный элемент-спутник Co, второстепенные — Ag, Mo, Sn, As, Ni, Ga.

Для медно-магнетитового типа (медно-железной формации) профилирующие элементы-спутники Co, Ni, Cr. Для обоих минеральных типов медно-золото-мolibденовой формации главные элементы-спутники — Ag, Bi, Sb, As, Te, второстепенные — Pb, Zn, Cd, Sn, Co, Ni, Ga. При этом обращает на себя внимание совпадение в разных формациях общего состава элементов-спутников, являющихся в разных минеральных типах то главными, то второстепенными. Это указывает на геохимическую родственность всех меднорудных формаций и правомочность объединения их в единый формационный генетический ряд.

В каждом минеральном типе могут быть выделены минеральные разновидности. Это выделение в нашем случае основано на визуально определяемой степени закисности — окисности руд, т. е. на приблизительном количественном соотношении железа, связанного с серой или кислородом, выражаящимся рядом пирит—пирротин—магнетит—гематит. По этому признаку в медноколчеданном минеральном типе выделены халькопирит-пиритовая и халькопирит-пирротиновая минеральные разновидности, в медноколчеданно-магнетитовом минеральном типе — халькопирит-пирит-магнетитовая и халькопирит-пирит-пирротин-магнетитовая разновидности. Во всех этих разновидностях присутствует в варьирующих количествах сфалерит.

Халькопирит-пиритовая минеральная разновидность по структурному признаку делится на две группы: первая — кристаллические, средне-крупнозернистые и вторая — скрытокристаллические тонко-зернистые и метаколлоидные (колломорфные) руды. Структурные особенности руд отражают условия их формирования.

Медно-молибденовый тип медно-золото-мolibденовой формации подразделяется на халькопирит-пирит-мolibденитовую и халькопирит-пирит-пирротин-мolibденитовую разновидности. Медно-золотому типу соответствует одна, халькопирит-пирит-золотая (\pm магнетит), разновидность, а медно-магнетитовому типу медно-железной формации — также одна, халькопирит-магнетитовая (\pm пирит), минеральная разновидность.

Дальнейшее разделение для более полной характеристики оруденения можно провести по степени агрегативности (контрастности) руд. Выделены руды нацело или почти нацело агрегативные с ничтожным количеством прожилково-вкрашенных, руды агрегативные и прожилково-вкрашенные, в которых соотношения тех и других могут разнообразно варьировать, руды только прожилково-вкрашенные и руды только вкрашенные. Чем богаче, значительней оруденение, тем больше агрегативных массивных руд и меньше прожилково-вкрашенных и вкрашенных.

Сопоставление предлагаемой систематики медного оруденения в вулканогенных зонах Мугоджар с классификацией медного оруденения, принятой на Урале и используемой Западно-Казахстанской комплексной геологоразведочной экспедицией для Мугоджар, а также

Таблица 3

Мелюрудные формации Урала и Мугоджар
(существующие классификации)

Гидротермальный		Генетический тип		Генетический тип	
Формация	Минеральный тип	Формация	Субформация	Формация	Минеральный тип
Колчедан-над-	Колчеданий нерасщеплен-ный	Колчедан-над	Нерасщеплен-ная	Мелнокол-чеданный	А) в складча-тих струк-турах пулка-ногенных толщ (Жи-ланда)
			Пиритовая (Кналкуль)		Б) в динамо-метаморфи-зованных эфузивах и сланцах
			Халькоприго-вая (Кара-чендыр)		Мелно-колче-данный
			Халькопри-гит-сфалери-тальная (Жи-ланда)		Халькопри-ти-лит-пирротино-вый (Оппак, Ко-льмбай, *50 лет Октября*)
			Пирротиновая (Жангана, Боктыбай)		Халькопри-пирит-магнетито-магнитный (Южный Жамантау)
				Мелно-пирроти-ловый (Жангана, Боктыбай)	

Медно-ко- бальтовая	Пирротиновая Пиритовая	Медно-хобальто- вая (Иванов- ское, Дерга- мышское)	Медно-ко- бальтовая (Геологи- ческое)	—	—	Медно- желез- ная	Медно-магнетитовый (Геологическое, Сарту- гайское)
Медно-порфировая (борнит-халькопиритовая)	Медно-порфиро- вая (Биргиль- динское)	Медно-пор- фировая (Южный Чуулдак)	Медно-мolibденовый в гранит-порфирах (Южный Чуулдак)	Медно- молиб- дено- вая	Медно- молиб- дено- вая	Халькопирит-пи- рит-молибде- новый (Южный Чуулдак)	Халькопирит-пи- рит-молибде- новый (Мынжасар)
Халькопирит-кварцевая жильная	—	Халькопи- рит-квар- цевая жильная (Акпап)	—	Кварцево-жильный с сульфидами	Не выделяется из-за незначительной рудности	Халькопирит-пи- рит-золотая (Юбилейное)	Халькопирит-пи- рит-золотая (Юбилейное)
Медная хлорит-цеолитовая	Медно-хлорит- цеолитовая (Нов. Соколки)	Медно-хлорит- цеолитовая (Нов. Соколки)	—	—	—	Отсутствует	Медно-молибденовый прожилково-вкрашенный в габбро (Мынжасар)
Сульфидная в кристаллических сланцах	—	Медно-сульфи- дная в кристал- лических слан- цах (Южный Юлук)	—	—	—	Отсутствует	Отсутствует как самостоятельная формация
	Сульфидогипсовых роговиков (Таш-Яр)	Халькопирит-пи- ритовая в габ- бро и диоритах (Салаватское)	—	—	—	Отсутствует	Отсутствует

с несколько пополненной В. А. Прокиным (1970) для Южного Урала, приведено в таблице 3. Здесь же дана классификация медного оруденения Западных Мугоджар, предложенная в 1962 г. С. Г. Грещнером.

Как видно из таблицы 3, в нашей схеме, базирующейся на общей для всех классификаций геологической основе, группировка рудопроявлений и месторождений выполнена по минеральным и геохимическим парагенетическим ассоциациям, свойственным самому оруденению, и не зависит от состава, структур, степени и характера тектонических деформаций и изменений вмещающих пород, а также признаков, не относящихся непосредственно к оруденению.

Рассмотрим кратко меднорудные формации каждой структурно-формационной зоны.

Сакмарская зона

Сакмарская структурно-формационная зона характеризуется гидротермальным типом медного оруденения, подразделяемым на две формации — медно-цинковую колчеданную и медно-железную.

Медно-цинковая колчеданная формация объединяет почти все рудопроявления района. Оруденение размещается преимущественно в средне-основных и основных эфузивах сургалинской и сакмарской свит силура, в единичных случаях — в эфузивно-осадочных породах ордовика, часто — в серпентинитах или габброидах среднего палеозоя, в некоторых случаях — в дайках альбитофиров. Рудная минерализация имеет прожилково-вкрапленный и вкрапленный характер, агрегативные руды редки и наблюдаются в виде мелких единичных линзовидных тел. Оруденение связано с зонами дорудного брекчирования в эфузивах, главным образом в контактах их с интрузиями серпентинитов и дайками альбитофиров. Медно-цинковая колчеданная формация включает один минеральный тип — медноколчеданный, подразделяемый на две минеральные разновидности: халькопирит-пиритовую и халькопирит-пирротиновую. Сфалерит присутствует в обеих в различных количествах. Подавляющее большинство рудопроявлений относится к первой разновидности; рудопроявления Оппак и Колымбай близки ко второй. Минеральный состав руд: пирит, халькопирит, магнетит, магнезит, пирротин, сфалерит, петландит, марказит, мельниковит, барит. Отложение вещества происходило как метасоматическим путем, так и выполнением мелких открытых трещин. Минеральный состав оруденения свидетельствует о некотором дефиците серы и обогащении растворов железом. Характер околоврудных изменений указывает на умеренные температуры формирования (менее 400°) и слабокислый характер растворов.

Судя по всем имеющимся данным, медноколчеданное оруденение Сакмарской зоны подобно халькопирит-пиритовой разновидности медноколчеданных руд Западных Мугоджар, характеризующейся тонкозернистыми и скрытокристаллическими структурами.

Медно-железная формация включает один минеральный тип — медно-магнетитовый или халькопирит-магнетитовую минеральную разновидность. К ней относятся линзы агрегативных магнетитов в серпентинитах с наложенной прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией рудопроявлений Геологическое, Сартугайское и Магнитное. Оруденение также связано с зонами брекчирования в серпентинитах и иногда захватывает контакты их с вмещающими основными эфузивами. Минеральный состав руд: магнетит, магнезит, хромит, пирит, халькопирит. По составу оруденение близко к медноколчеданному и может рассматриваться как его крайний случай.

Гидротермальный генезис его не вызывает сомнения. Так как главным элементом-спутником этого оруденения является кобальт (\pm Ni, Cr) и общая обстановка близка, можно считать эти рудопроявления аналогичными месторождениям медно-кобальтовых руд Южного Урала — Ивановскому, Дергамышскому и др. В. А. Прокин (1970) генетически связывает медно-кобальтовое оруденение с очагами габбродибной магмы, давшей жильные породы основного состава, и приписывает ему силуло-девонский возраст.

Неизученность полного минерального состава руд сакмарских рудопроявлений, их структур, элементов-спутников, околорудных пород и т. д. не позволяет делать обоснованные выводы об условиях формирования оруденения, а также о его последующем преобразовании.

Зеленокаменная зона

Зеленокаменная зона характеризуется гидротермальным генетическим типом медного оруденения, разделяемым на две меднорудные формации: медно-цинковую колчеданную и медно-золото-молибденовую. В медно-цинковой колчеданной формации выделяется два минеральных типа — медноколчеданный и медноколчеданно-магнетитовый.

Медноколчеданный минеральный тип включает большинство месторождений и рудопроявлений района. Непосредственно вмещающими оруденение породами являются базальты, андезито-базальты, андезиты до андезито-дацитов мугоджарской, куркудукской и мыльшинской свит силура — нижнего девона, субвуликанические дайки и штоки кварцевых альбитофиров эйфеля и плагиогранитоиды среднего девона. Возраст оруденения в целом послеэйфельский, что определяется наложением его на породы эйфеля и нахождением галек колчеданов, оруденелых и измененных пород в конгломератах франа. Рудоконтролирующими факторами и коллекторами оруденения являются разноориентированные и разномасштабные зоны дорудного брекчирования и трещиноватости, особенно в контактах даек и субвуликанических тел кварцевых альбитофиров, иногда интрузий, а также их сочленений и пересечений. Оруденение агрегативное, агрегативное и прожилково-вкрашенное, прожилково-вкрашенное и вкрашенное. Агрегативные руды с незначительным количеством прожилково-вкрашенных характерны для наиболее крупных месторождений и рудопроявлений. Вообще степень агрегативности, контрастности оруденения является функцией его количества. По-видимому, это справедливо как для отдельных месторождений и рудопроявлений, так и для района в целом. Рудные залежи имеют форму линз, неправильных и жилообразных тел, залегают преимущественно круто, реже полого. Вертикальный интервал оруденения 0—1800 м. Основные руды района залегают на глубинах 0—300 м, редко до 500 м и более. Медноколчеданный тип оруденения характеризуется двумя минеральными разновидностями — халькопирит-пиритовой и халькопирит-пирит-пирротиновой, содержащими сфалерит в переменных количествах. Главные минералы — пирит, пирротин; второстепенные — халькопирит, сфалерит, иногда мельникит-пирит, магнетит; редкие — борнит, галенит, теннантит, марказит, арсенопирит, молибденит, вюрцит, висмутин, самородное серебро и золото.

Халькопирит-пиритовая минеральная разновидность колчеданного оруденения включает две структурные разновидности — кристаллических крупнозернистых и средне (мелко)зернистых руд и скрыто-кристаллических (тонкозернистых), колломорфных руд. Халькопирит-пирит-пирротиновая образована только крупно-среднезернистыми рудами.

Халькопирит-пиритовые и халькопирит-пирит-пирротиновые кристаллические крупно-среднезернистые руды

Представителями этих минеральных разновидностей руд являются месторождения «50 лет Октября», Авангард, Аралча, Приорское.

В период начальной (предорогенной) складчатости и структурной перестройки северной части западномугоджарской геосинклиналии вдоль подновленных или вновь образованных разрывных структур поднимаются гидротермальные растворы, несущие рудную нагрузку и имеющие вначале кислую реакцию. Во время просачивания вверх происходят выщелачивание этими растворами породообразующих компонентов и нейтрализация растворов. На фронтах нейтрализации ранее выщелоченные в основном магнезиально-железистые компоненты переотлагаются в новых минеральных формах. При достаточной температуре, благоприятствующей диссоциации H_2S и достаточной концентрации S_{-2} , осаждаются сульфиды. Одновременно с оруднением формируются иногда зональные ореолы околоврудных метасоматитов и частично измененных пород.

Образование высокотемпературных метасоматитов, а также кристаллически-зернистых руд месторождений «50 лет Октября», Авангард, Аралча может быть объяснено или температурным воздействием на уже образованные руды и околоврудные метасоматиты формирующихся позже интрузий габбро-плагиогранитной формации, или образованием руд в прогретых породах экзоконтакта интрузии вскоре после раскристаллизации ее приконтактовых частей, когда температура в зоне контакта превышала 400° . Воздействие высоких температур на руды этих месторождений подтверждается наличием звездчатых образований сфалерита. Верхний предел температур определяется в $760-770^\circ$.

Одним из аргументов более позднего образования гранитоидов относительно руды некоторые исследователи (Бородаевская и др., 1970; Ярош, 1970) считают наличие прямых признаков метаморфизма руд, к которым относят кристаллически-зернистые структуры, отсутствие скрытокристаллических и метаколлоидных структур, местами директивные текстуры, присутствие разновозрастных разнотемпературных пиритов.

Действительно, кристалличность и относительная крупнозернистость руд этих месторождений являются особенностью, отличающей их от других месторождений Западных Мугоджар. Влияние высоких температур на руды представляется несомненным, но время его проявления дискуссионно, так как нет методов, позволяющих различать пириты, образованные при повышенных температурах, и пириты, измененные под влиянием повышенных температур.

Изучение внутреннего строения зерен пирита, предпринятое специально для выяснения зависимости его от генезиса, показало полную идентичность внутренних структур для месторождений «50 лет Октября», Авангард, Аралча, с одной стороны, и Приорское — с другой. Сравнительное изучение магнетитов из северомугоджарских и южномугоджарских месторождений установило полное их тождество.

Давление, существовавшее в момент образования метасоматитов и руд, определяется в интервале $250-1000$ атм. Согласно геологическим данным, месторождения формировались на глубине более 1 км (Жуков, 1971).

Халькопирит-пиритовые скрытокристаллические, тонкозернистые колломорфные руды

Представители — Жиланда, Геофизическое, Кокжарлы, Верхний Чуулдак и многие другие.

После тектонических деформаций, обусловливающих формирование различных разрывных структур и их систем в вулканических толщах, субвулканических дайках и штоках, а местами и близ контакта интрузий, вдоль этих структур и различных зон повышенной проницаемости в связи с резким перепадом давления устремляются гидротермальные растворы, несущие полезную нагрузку. Источниками их могли служить вулканические очаги, оставающие на глубине комагматичные вулканитам гипабиссальные интрузии или более глубинные магматические резервуары. Просачиваясь через породы повышенной основности, растворы, содержащие газовую fazу, быстро теряли первоначально кислый характер, нейтрализовались и при благоприятных условиях осаждали сульфиды металлов, кремнекислоту и некоторые основания в виде магнезиально-железистых алюмосиликатов. При перемещениях в верхних горизонтах земной коры глубинные растворы могли смешиваться с метеорными водами, обогащаясь за счет них кислородом, что обусловливает в некоторых случаях повышение окислительного потенциала растворов.

Благодаря относительно быстрому продвижению в области пониженных давлений растворы становятся пересыщенными и сбрасывают рудное вещество в виде гелей, в результате образуются скрытокристаллические и колломорфные рудные концентрации. Одновременно (или почти одновременно) скружающие вмещающие породы превращаются в кварц-хлоритовые, кварц-серцицит-хлоритовые метасоматиты, содержащие рассеянную вкрашенность сульфидов и реликты замещаемых пород. Судя по минеральным ассоциациям руд и метасоматитов, верхний предел температур их образования не превышает 400° , а нижний спускается местами, вероятно, до $120-150^{\circ}$. Глубины формирования были близки, по-видимому, к $1-1,5$ км. В последующее время руды претерпели только частичный диагенез. По данным З. Н. Павловой (1968), все особенности состава и строения руд свидетельствуют об отсутствии в них следов метаморфизма. Эти особенности следующие: «1) обилие колломорфных структур и текстур, 2) отсутствие ориентированных структур и текстур, возникающих при метаморфизме, 3) частая «запыленность» сфалерита и пирита халькопиритом, указывающая на отсутствие метаморфической дифференциации вещества, 4) хорошо выраженная кристаллическая зональность роста в пирите, 5) широкое развитие коррозионных структур последовательной кристаллизации, 6) наличие примесей марказита и вюрцита, неустойчивых при изменениях режима температуры и давления», 7) отсутствие пластических деформаций в рудах, слабое проявление катаkläза и других хрупких деформаций, связанных только с локальными зонами дробления и трещиноватости».

Медно-колчеданно-магнетитовый минеральный тип включает небольшое количество месторождений и рудопроявлений, залегающих в базальтах и андезито-базальтах мугоджарской свиты, частью вблизи габбро-плагиогранитных интрузий нижнего—среднего девона. Имеющиеся данные позволяют говорить пока только о посленижнедевонском — послесреднедевонском возрасте этого оруднения. Оно также в большинстве случаев отчетливо связано с зонами тектонического дробления и трещиноватости различных направлений. Руды агрегативные, прожилково-вкрашенные, на небольших

рудопроявлениях вкрапленные. Подразделяются на две минеральные разновидности: халькопирит-пирит-магнетитовую и халькопирит-пирит-пирротин-магнетитовую; в обеих в различных количествах присутствует сфалерит. Главные минералы — магнетит, пирит, пирротин; второстепенные — халькопирит, сфалерит, гематит; редкие — галенит, теннантит, марказит, арсенопирит. Обе разновидности характеризуются тонкозернистыми и мелкозернистыми структурами. Представителем первой является рудопроявление Южный Жамантау, второй — месторождения Жангана, Шекарабулак I, группа Балабохтыбайских рудопроявлений*. Почти все они располагаются вблизи или у непосредственного контакта с габброидами, гибридизированными кварцевыми диоритами, реже плагиогранитами габбро-плагиогранитной формации нижнего — среднего девона и вблизи осевых частей антиклиналей, что дало повод некоторым геологам считать их генетически связанными с этими интрузиями и выделять в самостоятельную медно-кобальтовую формацию (Грешнер, 1963 и др.). Однако последующие геолого-структурные, петрографические и минералогические исследования показали полную аналогию структурных особенностей, минерального состава, околоврудных изменений таковым месторождениям и рудопроявлениям колчеданного типа. Отсутствие достаточно высоких содержаний кобальта, позволяющих выделять особую формацию медно-кобальтовых месторождений, и прочие геолого-минералогические особенности дают основание рассматривать эти проявления в составе медно-цинковой колчеданной формации и считать, как и других ее представителей, образованными также в средние, предорогенные этапы развития геосинклинали.

Вместе с тем очевидно, что эти месторождения и рудопроявления обладают признаками, указывающими на некоторые специфические условия их генезиса. Эти признаки — тяготение к контакту со среднеосновными интрузиями, обилие магнетита в рудах и отсутствие колломорфных структур и текстур и пр. могут иметь различные объяснения.

1. Оруденение генетически связано с интрузией, остывающей на глубине и уже раскристаллизованной в верхних горизонтах. Обилие магнетита и пониженные содержания сульфидов можно объяснить начальными высокими температурами, препятствующими сколько-нибудь существенной диссоциации H_2S и проявленной позднее. Процесс отложения вещества из растворов был медленным, пересыщения не наступало, скрытокристаллических, колломорфных агрегатов не возникало.

2. Пространственная связь оруденения с интрузиями случайна и обусловлена структурно-тектоническими факторами. Обилие магнетита, присутствие, иногда в заметных количествах, гематита связаны с общим дефицитом серы в растворе и высокими концентрациями в них железа, вынесенного из основных эфузивов (местами очень обогащенных акцессорным магнетитом и пироксеном) или принесенного из глубинного источника.

3. Пространственная связь оруденения с интрузиями случайна. Обилие магнетита и пониженные содержания сульфидов объясняются и дефицитом серы и повышенными температурами в начальные этапы. Отсутствие колломорфных структур объясняется осаждением вещества из истинных разбавленных растворов.

* Б. М. Руденко относит эти месторождения и рудопроявления к гематит-пирротин-халькопиритовой формации, связывает со штокообразными массивами кварцевых диоритов среднего палеозоя и считает более ранними, чем медноколчеданные месторождения.

Выше указывалось, что субвулканические дайки и штоки кварцевых альбитофиров являются более поздними относительно интрузий габбро-плагиогранитной формации и более ранними относительно постоянно ассоциирующего с ними колчеданного оруденения. Пространственного совмещения медноколчеданно-магнетитовых руд с дайками кварцевых альбитофиров пока не удалось наблюдать, поэтому их непосредственные соотношения в настоящее время неизвестны. Первое из трех приведенных выше предположений, при его подтверждении, даст основание говорить о двух видах медного оруденения в пределах одной и той же стадии металлогенеза: более раннем и более глубинном, связанном с габбро-плагиогранитной формацией (медноколчеданно-магнетитовым), и более позднем, менее глубинном, связанном с субвулканическими кварцевыми альбитофирами (существенно медноколчеданном), как это и считает Б. М. Руденко. При этом необходимо помнить, что габбро-плагиогранитные интрузии комагматичны вулканитам $S-D_1$ и вместе с ними составляют единую среднепалеозойскую вулкано-плутоническую формацию.

Из второго и третьего предположений вытекает одновременность всего среднепалеозойского (послеэйфельского) колчеданного оруденения района.

В медноколчеданно-магнетитовых месторождениях присутствует, иногда в значительных количествах, гематит, в связи с чем возникает вопрос о причинах высокого окислительного потенциала при формировании оруденения, что является нетипичным для района.

Одно из возможных объяснений этого явления основано на присутствии и довольно широком распространении в эфузивах района горизонтов и линз сургучно-красных яшмоидных пород, с одной стороны, и пространственной связи гематит-магнетитовых руд с контактами интрузий — с другой. Попадая в сферу термального воздействия интрузии, среднеосновные эфузивы превращаются в плагиоклаз-амфиболовые (\pm пироксен, биотит) роговики, а железисто-кремнистые породы должны, очевидно, также изменяться, перекристаллизовываться, терять воду, т. е. превращаться в итоге в гематитовые, гематит-магнетитовые, может быть, магнетитовые с кварцем породы или руды. В таком случае генетический тип этого оруденения будет не гидротермальный, а контактный или контактово-метаморфизованный, и пирит-халькопиритовая минерализация накладывается на такие образования и имеет гидротермальное происхождение. Поэтому медноколчеданно-магнетитовые руды должны быть отнесены к контактово-гидротермальным. Однако вопрос этот еще не изучен.

Медно-золото-молибденовая формация подразделяется на два генетически и минералогически близких типа — медно-молибденитовый и медно-золотой. Оба представлены единичными рудопроявлениями.

Вмещающими породами медно-молибденового оруденения являются кварцевые диориты и плагиограниты среднего девона (верхнего палеозоя, по Руденко) и частично вмещающие их андезито-базальты и андезиты мылашинской свиты нижнего девона. Оруденение послесреднедевонское (постверхнепалеозойское, по Руденко). Рудная минерализация прожилково-вкрашенная и связана с кварцевым штокверком, имеющим вытянутые, изометричные и неправильные контуры и круглое падение. Оруденение распространяется до глубины 200—250 м, включает две минеральные разновидности — халькопирит-пирит-молибденитовую (Южный Чуулдак) и халькопирит-пирит-пирротин-молибденитовую (Мынжасар). Для них характерны следующие второстепенные и редкие минералы — сфалерит, галенит, теннантит, бергшамит, галеновисмутит, висмут самород-

ный, серебро, алтait, сильванит, золото, мельниковит, марказит. Обе разновидности характеризуются мелко- и тонкозернистостью рудного вещества, рассеянного в кварце.

Кварцевый штокверк с халькопирит-пирит-молибденитовым оруднением рудопроявления Южный Чуулдак приурочен к штоку плагиогранит-порфиров, относящихся, по данным В. Г. Корицевского и А. Т. Тельгузиева (1969), к комплексу доживетских самостоятельных малых интрузий среднего девона (СМИ D₂, по Руденко, к верхнепалеозойским малым интрузиям) в андезито-базальтах мыльшинской свиты. Возрастные отношения этого штока с субвуликаническими дайками кварцевых альбитофиров эйфеля неясны, существуют противоречивые и неопределенные данные (по Руденко, апофизы плагиогранит-порфиров секут дайки кварцевых альбитофиров). Соотношение этого вида оруднения с медно-цинковой колчеданной формацией в настоящее время неизвестно. Можно предполагать практически одновременное их формирование при условии одновременного образования малых интрузий СМИ D₂ и субвуликанических тел даек кварцевых альбитофиров эйфеля и разновременное — в зависимости от возрастных соотношений названных магматических образований (то и другое при допущении связи каждого вида оруднения с локальными магматическими очагами). Одновременное образование доживетского комплекса самостоятельных малых интрузий среднего девона и эйфельских субвуликанитов возможно в разных частях западнумугоджарской геосинклинали, испытывающей частные инверсии: малые интрузии СМИ в интрагеоантеклиналях, субвуликаниты в интрагеосинклиналях, т. е. в разных условиях глубинности, что находит некоторое подтверждение в их пространственном развитии.

Кварцевый штокверк с халькопирит-пирит-пирротин-молибденитовым оруднением рудопроявления Мынжасар развит в приконтактовой зоне сильно гибридизированных кварцевых диоритов с габбрисидами и плагиогранитами, прихваченными крупным региональным разломом. В этом случае установлено, что дайки кварцевых альбитофиров, пересекающие эти гибридизированные интрузии, секут и дайки микрогранитов, аплитов и пегматитов и сами пересекаются кварцевым штокверком, несущим сульфидную минерализацию. Так как обе разновидности оруднения сопровождаются одними и теми же оклорудными изменениями, среди которых наиболее характерны биотит-хлоритовые, то можно представить, что температура формирования рудоносного кварцевого штокверка, сопровождаемого этими изменениями, будет несколько выше, чем для обычного колчеданного оруднения района, т. е. порядка 400—500°.

Медно-золотой минеральный тип включает одну минеральную разновидность — халькопирит-пирит-золотую — и связан с кварцевым штокверком. Представитель — месторождение Юбилейное.

Золото-сульфидная минерализация в кварце тонко-мелкозернистая. Крутопадающий кварцевый штокверк приурочен к штоку плагиогранит-порфиров СМИ D₂ (по Руденко, Pz₃) и вмещающим его андезито-базальтовым эфузивам мугоджарской свиты, подобен южночулдакскому и, очевидно, генетически аналогичен кварцевому штокверку с медно-молибденовым оруднением, что отражается в минералогической и геохимической идентичности обоих минеральных типов, отличающихся только количественными соотношениями главных и второстепенных компонентов.

Характеристика меднорудных формаций Зеленокаменной зоны приведена в таблице 4.

Таблица 4

ых Мугоджар

Вертикальный период оруде- ния. Макси- мальная глубина изученности (зведенности)	Минеральный состав руд, элементы-спутники	Структуры и текстуры руд	Метамор- физм и диа- генез руд	Околоруд- ные изме- нения	Представи- тели
Вертикальный период 0–800 м, максимальная глубина изучен- ности 800 м	Главный минерал — пирит; вто- ростепенные — халькопирит, сфале- рит, пирротин, иногда мельниковит- пирит, магнетит, борнит, галенит; редкие — теннантит, марказит, ар- сенопирит, вюрцит, висмутин, са- мородное серебро, золото Элементы-спутники: главные — Pb, Mo, As, Ag, Co, Ni, Ga; второстепенные и редкие — Au, Sn, W, In, Cd, Sb, Bi, Sr, Ba	Гипидиоморфные, аллотриоморфные, ин- терстициальные, петельчатые структуры; колломорфных нет. Массивные, прожилко- во-вкрапленные, директивные, брекчиивид- ные текстуры	Возможна перекристаллизация и метамор- физм руд	Биотит- кордиерит- антофиллитовые, хло- рит-биоти- товые, кварц-аль- бит-сериици- тивные	Авангард, Аралча
		Зернистые структуры отложения из рас- творов, коррозионные структуры последова- тельной кристаллизации, гелевые, кол- ломорфные структуры (обильные структу- ры распада твердых растворов и катакла- за). Кристаллическая зональность роста в пирите. Текстуры массивные, пятнистые, полосчатые (отложения), брекчиивидные, колломорфные и метаколлоидные, пересе- чений и вкрапленные	Метамор- физм руд отсутству- ет; диа- генез частич- ный	Кварц- хлорито- вые, кварц- сериици- тит-хлори- товые, редко кварц-серии- цитовые	Жилаида, Геофизиче- ское, Верх- ний Чул- дак, Кок- жарлы, Сар- кылбай, На- сырлыма, Ка- рачен- дырь, Ак- ырпак, Кудуксай и др.
	Главные минералы — пирит, пир- ротин; второстепенные — халько- пирит, сфалерит, магнетит; ред- кие — галенит, арсенопирит, моли- денит, кобальтин	Гипидиоморфные, порфировидные, крис- таллобластические	Возможна перекристаллизация и метамор- физм руд	Биотит- кордиерит- антофиллитовые, хло- рит-биоти- товые, кварц-аль- бит-сериици- тивные	«50 лет Ок- тября», При- орское
Вертикальный период 0–260 м, максимальная глубина изучен- ности 300 м	Главные минералы — магнетит, пирит, пирротин; второстепенные — халькопирит, иного- да сфалерит, гематит; редкие — галенит, теннантит, мар- казит, арсенопирит Элементы-спутники: главный — Co; второстепенные и редкие — Ag, Mo, Sn, As, Ni, Ga	Структуры одновременной и последова- тельной кристаллизации, замещения, рас- пада твердых растворов. Текстуры массив- ные. Пятнистые, полосчатые, порфировид- ные и вкрапленные пересечения. Колло- морфных (метаколлоидных) структур и текстур нет	Метамор- физм руд отсутству- ет, призна- ков пере- кристалли- зации нет; диагенез не проявлен (или был очень слабым)	Кварц- хлорито- вые, редко кварц-серии- цит-хлори- товые	Южный Жамантау (участок Магнетито- вой) Жангана, Шекарабу- лак I, Вала- бохтыбай. Южный и Восточный Боктыбай
Вертикальный период 0–200 м, максимальная глубина изучен- ности 300 м	Главные минералы — халькопи- рит, молибденит, иногда пирит; второстепенные — сфалерит, гале- нит, борнит, пирротин; редкие — теннантит, бенжеминит, галеновисмутит, серебро, висмут, са- мородный алтант, сильванит, золо- то, мельниковит, марказит	Зернистая структура отложения, корро- зионная и субграфическая — замещения, решетчатая и эмульсионная — распада твердых растворов, катакластические — дробления. Текстуры вкрапленные, редко пересечений. Колломорфных структур и текстур нет	Метамор- физм руд отсутству- ет, диагенез не прояв- лен	Биотит- сериици- титовые, кварц- сериици- тит-хлори- товые	Южный Чулдак
Вертикальный период 0–150 м, максимальная глубина изучен- ности 150 м	Элементы-спутники: главные — Ag, Bi, Sb, As, Te; второстепенные и редкие — Pb, Zn, Cd, Sn, Co, Ni, Ga Главные минералы — пирит, халь- копирит, золото; второстепенные — магнетит, сфа- лерит; редкие — пирротин, марказит, мо- либденит, арсенопирит, галенит, бор- нит, тетрадимит, антимонит			Кварц-се- рицитовые, кварц-серии- цит-хлори- товые, редко биотито- вые	Юбилей- ное Мынжа- сар

Характеристика меднорудных формаций Западных Мугоджар

Геологические отношения и взаимоотношения орудене- ния, вулкани- зма, интрузий и даек	Возраст орудене- ния	Рудоконтролирующие факторы	Характер оруде- нения, формы залегания, размер рудных тел	Вертикальный интервал оруде- нения. Макси- мальная глубина изученности (разведанности)	Минеральный состав руд, элементы-спутники	Структура
Оруденение вулканического и интрузийного характера, связанные с вулканизмом, интрузиями и даек, а также субвулканическими даек D _{2e} , галька колчедановых, орудененных и измененных пород в конгломератах D _{3fr} юга и туфах на севере	Послеэйфельский дофранский, доживетский Абсолютный возраст по К—Ag в серicitах 330—340 млн. лет (на юге), в биотитах 360—370 млн. лет (на севере)	Зоны дорудного брекчирования, трещиноватости различных направлений; их сочленение и пересечения. Разрывные структуры северо-западного и северо-восточного направлений, опирающие крупные междоузлияобразные разломы. Контакты даек кварцевых альбитофиров D _{2e} и интрузий габбро-плагиогранитного комплекса. Зоны рассланцевания субширотного и субмеридионального направлений	Агрегативный и прожилково-вкрашенный. Круто- и пологонападающие линзы, неправильные и жилообразные тела. Мощность до 150 м	Вертикальный интервал 0—800 м, основное оруденение 0—300 м, максимальная глубина изученности 800 м	Главный минерал — пирит; второстепенные — халькопирит, сфалерит, пирротин, иногда мельниковит-пирит, магнетит, борнит, галенит; редкие — тениантит, марказит, арсенопирит, вюрцит, висмутин, самородное серебро, золото. Элементы-спутники: главные — Pb, Mo, As, Ag, Co, Ni, Ga; второстепенные и редкие — Au, Sn, W, In, Cd, Sb, Bi, Sr, Ba	Гипидиогенетическая, колломорфово-вкрашенные текстуры
Оруденение вулканического и интрузийного характера, связанные с вулканизмом, интрузиями и даек, а также субвулканическими даек D ₁ —D ₂	Послесреднедевонский	Зоны дорудного дробления и трещиноватости разных направлений, их сочленения. Контакты интрузий габбро-плагиогранитного комплекса D ₁ —D ₂	Агрегативный и прожилково-вкрашенный. Круто-нападающие, редко пологие линзы и жилообразные тела. Длина до 120 м. Мощность до 20 м	Вертикальный интервал 0—260 м, основное оруденение 0—200 м, максимальная глубина изученности 800 м	Главные минералы — пирит, пирротин; второстепенные — халькопирит, сфалерит, магнетит; редкие — галенит, тениантит, марказит, арсенопирит; молибденит, кобальтин	Гипидиогенетическая, колломорфоватые текстуры
Оруденение вулканического и интрузийного характера, связанные с вулканизмом, интрузиями и даек, а также субвулканическими даек D ₁ —D ₂	Послесреднедевонский	Зоны дорудного дробления северо-восточного и субширотного направлений. Малые интрузии плагиогранит-порфиров СМИ D ₂ . Интрузии габбро-плагиогранитного комплекса D ₁ —D ₂ и их контакты	Штокверковые зоны. Вытянутые и изометрические, круто-нападающие и неправильные линзы. Длина зон до 1—1,5 км. Ширина до 500 м	Вертикальный интервал 0—200 м, максимальная глубина изученности 300 м	Главные минералы — халькопирит, молибденит, иногда пирит; второстепенные — сфалерит, гематит; редкие — галенит, пирротин; тениантит, бенжеминит, галеновисмутит, серебро, висмут, самородный алтант, сильванит, золото, мельниковит, марказит	Зернистая, зонированная и решетчатая, твердые текстуры
Оруденение вулканического и интрузийного характера, связанные с вулканизмом, интрузиями и даек, а также субвулканическими даек D ₁ —D ₂	Послесреднедевонский	Зоны дорудного дробления северо-восточного направления. Малые интрузии плагиогранит-порфиров СМИ D ₂	Штокверковые зоны. Круто-нападающие. Длина более 600 м.	Вертикальный интервал 0—150 м, максимальная глубина изученности 150 м	Элементы-спутники: главные — Ag, Bi, Sb, As, Te; второстепенные и редкие — Pb, Zn, Cd, Sn, Co, Ni, Ga. Главные минералы — пирит, халькопирит, золото; второстепенные — магнетит, сфалерит; редкие — пирротин, марказит, молибденит, арсенопирит, галенит, борнит, тетрадимит, антимонит	Зернистая, зонированная и решетчатая, твердые текстуры

Характеристика меднорудных

Формация	Минеральный тип	Минеральная разновидность	Структурная разновидность	Состав и возраст пород, непосредственно вмещающих оруденение	Относительные возрастные соотношения оруденения, вулканитов, интрузий и даек	Возраст оруденения	Рудоконтролирующие факторы	Характерные залегания
Медно-никелевая колчеданная	Медно-колчеданный	Халькопирит-пиритовая	Кристаллическая, крупно-средне-зернистая до мелкозернистой	Базальты, андезито-базальты, андезиты до андезито-дацитов мугоджарской, куркудуцкой, мыльашинской свиты S-D ₁ , субвулканические тела и дайки D _{2e} , гранитоиды D ₂	Оруденение позже вулканитов Smg, Skr и D _{1ml} свит и частью интрузий D ₂ , а также субвулканических тел и даек D _{2e} . Галька колчеданов, оруденелых и измененных пород в конгломератах D _{3fr} на юге и туфах D _{1ml} на севере	Послеэйфельский дофранский, доживетский Абсолютный возраст по K-Ag в серицатах 330–340 млн. лет (на юге), в биотитах 360–370 млн. лет (на севере)	Зоны дорудного брекчирования, трещиноватости различных направлений; их сочленения и пересечения. Разрывные структуры северо-западного и северо-восточного направлений, опирающие крупные меридиональные разломы	A и пр. вкрапл. Крупн. непр. жил. ла. 150
		Халькопирит-пирит-пирротиновая	Кристаллическая крупно-средне-зернистая				Контакты даек кварцевых альбитофиров D _{2e} и интрузий габбро-плагиогранитного комплекса	Зоны рассланцевания субширотного и субмеридионального направлений
	Медно-колчедано-магнетитовый	Халькопирит-магнетитовая	Тонкозернистая и мелкозернистая	Фазальты, андезито-базальты мугоджарской свиты Smg, габбро и гранитоиды D ₁ –D ₂	Оруденение позже вулканитов и интрузий	Послесреднедевонский	Зоны дорудного дробления и трещиноватости разных направлений, их сочленения. Контакты интрузий габбро-плагиогранитного комплекса D ₁ –D ₂	Аг и пр. вкрапл. Крупн. редк. линзы. разн. на д.ност.
Медно-молибденитовый	Халькопирит-пирит-пирротин-молибденитовая	Мелкозернистая и тонкоэрнистая		Андезито-базальты, андезиты мыльашинской свиты D _{1ml} , главным образом кварцевые диориты и плагиограниты D ₂ , малые интрузии плагиогранит-порфиров СМИ O ₂	Оруденение позже вулканитов D _{1ml} и интрузий D ₂	Послесреднедевонский	Зоны дорудного дробления северо-восточного и субширотного направлений. Малые интрузии плагиогранит-порфиров СМИ D ₂ Интрузии габбро-плагиогранитного комплекса D ₁ –D ₂ и их контакты	Широкие зоны, и из крут. неправ. Длинн. 1,5 км. до 50
Медно-золотой	Халькопирит-пирит-золотая	Мелкозернистая и тонкозернистая		Андезито-базальты мугоджарской свиты Smg, главным образом малые интрузии плагиогранит-порфиров СМИ O ₂	Оруденение позже вулканитов Smg и интрузий D ₂	Послесреднедевонский	Зоны дорудного дробления северо-восточного направления. Малые интрузии плагиогранит-порфиров СМИ D ₂	Широкие зоны, дающие более

Формации, минеральные типы и разновидности

Минеральная разновидность	Профилирующие элементы-спутники	Структура	Генетический тип	Минеральный тип	Минеральная разновидность	Структурная разновидность	Состав пород венчающих
Халькопирит-пиритовая	Pb, Mo, As, Ag, Co, Ni, Ga (\pm Au, Sn, W, Yn, Cd, Sb, Bi, Sr, Ba)	Кристаллическая, крупнозернистая, мелкозернистая, зернистая, коксистая	Медно-колчеданный	Халькопирит-пиритовая	Кристаллическая, крупно-среднезернистая до мелкозернистой	Базальто-базальтовые до цитовидные, кумильные S-D ₁ , гипабиссальные дайки D ₂	
Халькопирит-пирит-пирротиновая	\pm Сфалерит в варьирующих количествах		Медно-цинковая колчеданная	Халькопирит-пирит-пирротиновая	Скрытокристаллическая, тонкозернистая, метаколлоидная (колломорфная)	Кристаллическая крупно-среднезернистая	
Халькопирит-пирит-магнетитовая	Co (\pm Ag, Mo, Sn, As, Ni, Ga)	таящая	Медно-колчеданно-магнетитовый	Халькопирит-магнетитовая	Тонкозернистая и мелкозернистая	Фазальто-базальтово-жарской габбро и D ₁ -D ₂	
Халькопирит-пирит-пирротин-магнетитовая				Халькопирит-пирит-пирротин-магнетитовая			
Халькопирит-магнетитовая (\pm пирит)	Co, Ni, Cr		Медно-молибденитовый	Халькопирит-пирротин-молибденитовая	Мелкозернистая и тонкозернистая	Анделиты, анделито-ашинской D _{1ml} , глаузом кварциты и пиниты D ₂ , труэзии пинит-порфирита O ₂	
Халькопирит-пирит-молибденитовая	Ag, Bi, Sb, As, Te		Медно-золото-молибденитовая	Халькопирит-пирит-пирротин-молибденитовая			
Халькопирит-пирит-пирротин-молибденитовая	(\pm Pb, Zn, Cd, Sn, Co, Ni, Ga)						
Халькопирит-пирит-золотая (\pm магнетит)			Медно-золотой	Халькопирит-пирит-золотая	Мелкозернистая и тонкозернистая	Анделиты мугоджиты Smg образованием магнезиальных плагиопорфиров O ₂	

Гидротермальный

Формула, минеральное тело и параметры	Формула минерала параметры	Генетический тип
Pb, Mo, As, Ag, Co, Sb, Bi, Sr, Ba) Ga (±Au, Sn, W, Yn)	Минералы коксиллы Xаржонгит-унитоара Иппотонит-унитоара	Формулы (гидрогранаты) Гидрогранаты
Co, (+Ag, Mo, Sn, Ni, Ga)	Минералы хорнелии хорнелии-хорнелии Xаржонгит-унитоара Потин-мархентиты-унитоара	Гидрогранаты Гидрогранаты-хорнелии
Co, Ni, Cr	Минералы мархентиты Xаржонгит-мархентиты Баи (±униты)	Гидрогранаты Гидрогранаты-мархентиты
Ag, Bi, Sb, As, Te (±Pb, Zn, Cd, Sn, Ni, Ga)	Минералы мархентиты Xаржонгит-унитоара Иппотонит-унитоара	Гидрогранаты Гидрогранаты-мархентиты

Иргизская зона

Медное оруденение Иргизской зоны относится к медно-цинковой колчеданной формации.

Вмещающими оруденение породами являются диабазы, базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты и их туфоконгломераты ви-зе и визе — намюра, субвулканические дайки альбитофирос, кварцевых альбитофирос и, по некоторым данным, гранитоидов среднего карбона (верхнего палеозоя), что позволяет датировать оруденение как посленижнекарбоновое, верхнепалеозойское.

Руды агрегативные и прожилково-вкрашенные связаны с зонами тектонического дробления в эфузивах и контактах их с интрузией. Рудные тела линзовидные неправильные. Вертикальный интервал оруденения 0—280 м, основные руды на глубинах 0—200 м. Может быть выделено два минеральных типа — медноколчеданный и медно-колчеданно-магнетитовый. Минеральный состав руд не изучен.

* * *

В вулканогенных зонах Мугоджар существует только один тип медного оруденения — гидротермальный, подразделяемый на основании парагенетических ассоциаций элементов на медно-цинковую колчеданную, медно-железнную и медно-золото-молибденовую рудные формации, в пределах которых выделяется пять минеральных типов, подразделяемых далее на несколько минеральных разновидностей, дополнительно сгруппированных по степени агрегатности (контрастности) руд.

В предлагаемой классификации (табл. 5) авторы умышленно избегают детализировать вопрос о генезисе, рудоконтролирующих и некоторых других факторах, во многом еще дискуссионных и неизученных.

Рассматривая медное оруденение Мугоджар в целом, необходимо констатировать его минеральное и геохимическое единство, нарушающееся только количественными вариациями главных и второстепенных минералов и элементов, зависимость от состава вмещающих пород и отражение в контрастности оруденения (его количественной характеристики в пределах каждой структурно-формационной зоны). Оно образует типичный единый парагенетический ряд магматогенных рудных формаций, т. е. рудный комплекс, связанный с базальтоидным магматизмом также единой вулкано-плутонической формации как в пределах каждой зоны, так и во всех вулканогенных зонах Мугоджар и формируется в основном в предорогенные стадии развития геосинклиналей. Рудоконтролирующими факторами и коллекторами оруденения везде являются в первую очередь всевозможные зоны и участки разрывных тектонических деформаций. Роль стратиграфических, вулканогенных и других факторов незначительна, сводится к нулю или пока не доказана.

Наиболее яркие специфические особенности медного оруденения Сакмарской структурно-формационной зоны — приуроченность большинства рудопроявлений к интенсивно и, по-видимому, многократно дробленому блоку в левом борту р. Урал, повсеместное наложение рудной минерализации на интрузии серпентинизированных гипербазитов силура или нижнего девона, отчетливая зависимость минерального состава оруденения от состава вмещающих пород, отсутствие медно-золото-молибденовой формации, присутствие барита в виде самостоятельных тел или вместе с медным оруденением, очень незна-

чительное количество агрегативных руд (в виде единичных мелких линз); Зеленокаменной — приуроченность наиболее практически ценных и в то же время своеобразных месторождений и рудопроявлений к северным районам, наличие медно-золото-молибденовой рудной формации, отсутствие баритовых концентраций, распространенность агрегативных руд; Иргизской — карбоновый возраст медноколчеданного оруденения.

Схема классификации медного оруденения вулканогенных зон Мугоджар, выполненная на формационной основе с последующей детализацией оруденения по минеральным типам, разновидностям и структурно-текстурным особенностям, приведена в таблице 5.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение геологии и металлогении Мугоджар далеко от завершения. Многие вопросы совершенно не исследованы, изучение некоторых только начато и имеет весьма противоречивые толкования. Не исключено, что кажущееся сегодня выясненным и определенным неожиданно впоследствии окажется заблуждением. В настоящее время особенно плохо обстоит с возрастной датировкой процессов и их продуктов, что накладывает отпечаток неопределенности и шаткости на многие построения и выводы, в чем авторы отдают себе полный отчет. Однако это не означает, что попытка осмыслить и обобщить уже накопленный обширный материал, представить хотя бы в виде рабочей гипотезы условия и время формирования медного оруденения таких крупных и интересных районов, как Сакмарская, Зеленокаменная и Иргизская зоны Мугоджар, была преждевременной. Наоборот, время такого обобщения наступило, так как многие ранее существовавшие точки зрения на условия образования медного оруденения, окружающую его среду и т. д. за последние годы претерпели существенные изменения.

Основные итоги и выводы выполненной работы следующие.

1. Самое значительное развитие в вулканогенных прогибах Мугоджар по общему объему вулканического материала имеют недифференцированные или слабо дифференцированные вулканогенные накопления базальтового или андезито-базальтового состава. Менее распространены последовательно дифференцированные вулканогенные серии, часто представленные неполными (незавершенными) рядами. Контрастная дифференциация вулканитов нижнего и среднего палеозоя проявлена незначительно и в разное время развития геосинклиналей или вообще не проявлена.

2. Интенсивность кислого вулканизма, синхронного с излияниями основных и средних лав в геосинклинальных прогибах Мугоджар, можно считать незначительной. Кислые эфузивы не имеют широкого развития ни в одной из структурно-формационных зон; более или менее крупные накопления кислой пирокластики в них отсутствуют. Повсеместно широко развита субвулканическая фация кислых вулканитов. Основные проявления ее приурочены к эпохам главного вулканизма. Субвулканическая фация эпигенетична относительно соответствующих излившихся и пирокластических толщ и часто относительно связанных с ними интрузивных комагматов.

3. Вулканогенные толщи всех прогибов Мугоджар сформированы в основном эфузивной (лавовой) фацией пород. Роль туфовой фации резко подчиненная. Наиболее заметные накопления туфов известны в нижнем девоне Зеленокаменной зоны и нижнекарбоновых толщах Иргизской зоны.

4. Палеовулканические аппараты и связанные с ними колчеданные месторождения южноуральского типа, приуроченные в основном к дифференцированным вулканогенным толщам, обязательно включающим лавовые, пирокластические, иногда субвулканические, жерловые и прижерловые фации пород кислого состава, в вулканогенных зонах Мугоджар пока не установлены. В некоторых случаях наличие вулканических построек можно предполагать. Наиболее достоверные вулканы центрального типа, фиксируемые вулканическими фациями умеренно кислого и кислого состава, единичны и известны пока только в отложениях нижнего девона Зеленокаменной зоны.

5. Брахискладчатые структуры практически отсутствуют в Зеленокаменной зоне и характерны для Сакмарской.

6. Основная роль рудоконтролирующего и рудолокализующего фактора принадлежит разрывным тектоническим деформациям различного типа, происхождения, масштабов, морфологии, возраста. Ни стратиграфия рудовмещающих толщ, ни литология, ни наличие проблематичных экранов не определяют пространственное размещение и локализацию медных руд Мугоджар. Роль их, вероятнее всего, может быть лишь частной. Имеющийся материал не позволяет твердо связывать медное оруденение ни с брахискладчатостью, ни с вулканогенными структурами. Туфовые накопления не играют сколько-нибудь существенной роли в локализации и концентрации оруденения.

7. Медное оруденение эпигенетично относительно вмещающих вулканических пород, кислых субвулканитов и иногда их интрузивных комагматов. Разновозрастность оруденения в целом очевидна, но возможна и в пределах одной Зеленокаменной зоны. Распределение меднорудной минерализации во времени позволяет выделить главную эпоху рудогенеза — среднедевонскую (послеэйфельскую, верхнеэйфельскую) и второстепенную — послевизейскую (послевизенамюрскую). Не исключена возможность нижнедевонского, верхнедевонского, посттурнейского и триасового оруденения.

8. Место медного оруденения в истории развития зон определяется приуроченностью его в основном к предорогенной стадии развития герцинских геосинклиналей. Оно формировалось как в начале этой стадии, так и в конце. Вероятен несколько более молодой возраст медного оруденения Западных Мугоджар относительно меднорудной минерализации Сакмарской зоны. Медное оруденение Иргизской зоны самое позднее; с запада на восток оруденение омолаживается.

9. Медное оруденение принадлежит к гидротермальному генетическому типу, подразделяемому по формационному принципу на три меднорудные формации — медно-цинковую колчеданную, медно-железную и медно-золото-молибденовую. В пределах этих формаций на основании главных парагенетических ассоциаций минералов может быть выделено пять минеральных типов по степени закисности — окисности руд, подразделяемых далее на несколько минеральных разновидностей. Последние дополнительно группируются по степени агрегативности (контрастности) руд.

10. Меднорудные формации образуют один парагенетический ряд магматогенных рудных формаций, связанный с единой вулкано-плутонической базальтоидной формацией среднего (и верхнего) палеозоя Мугоджар.

Несомненное подобие медного оруденения различных структурно-формационных зон свидетельствует о более общем и глубоком родстве — родстве рядов магматогенных рудных формаций, причина которого обусловлена, очевидно, принадлежностью изученных районов к единой Уральской складчатой системе.

11. Медноколчеданное оруденение Западных Мугоджар связано, вероятно, с контрастной серией вулканитов верхнеэйфельского (или, послеэйфельского — дофранского) возраста. Но этот вулканизм проявился не во время прогибания герцинской геосинклинали, в начальные этапы ее развития, а в предорогенную стадию. Поэтому медноколчеданное оруденение может быть и более ранним и более поздним относительно комагматических вулканитам малоглубинных интрузий. Это возможно для медноколчеданно-магнетитового минерального типа. Медно-золото-молибденовое оруденение может быть парагенно с малыми интрузиями среднего девона, завершающими интрузивный магматизм среднего палеозоя и являющимися комагматами нижне-среднедевонских эффузивов.

Медноколчеданное и медно-золото-молибденовое оруденения, за некоторым исключением, пространственно разобщены. Это обусловлено, по-видимому, различной пространственной локализацией конечных магматических продуктов вулканизма и интрузивной деятельности. Первые тяготеют к областям погружений (бортам мульд и грабен-синклиналей), вторые — к областям поднятий (антеклиналям), те и другие — к зонам глубинных разломов. Поэтому медно-цинковое колчеданное и медно-золото-молибденовое оруденение можно считать геологически одновозрастным.

12. Неопределенность возрастной датировки вмещающих оруденение эффузивов и интрузий на месторождениях Северных Мугоджар, а также спорность возраста и вопроса о наличии субвулканического штока кислых пород на месторождении «50 лет Октября», аналогичность строения метасоматической колонки в эффузивах и гранитоидах, результаты специальных минералогических исследований пиритов, пирротинов и магнетитов различных месторождений Северных и Южных Мугоджар и некоторые другие данные заставляют считать вопрос о контактовом метаморфизме руд северомугоджарских месторождений открытым.

13. Основные закономерности развития и особенности локализации медного оруденения вулканогенных зон Мугоджар совпадают с закономерностями размещения, установленными Г. Ф. Червяковским (1972) для медноколчеданных месторождений главной вулканогенной полосы Урала. По его данным, основная часть колчеданных месторождений Урала образовалась в конце собственно геосинклинальной стадии развития Уральской геосинклинали, в период тектонической перестройки, предшествовавшей орогенезу. В Магнитогорском прогибе этот период, как и в Мугоджахах, приходится на границу среднего и верхнего девона. Г. Ф. Червяковский отрицает решающую роль вулкано-купольных и брахискладчатых структур в локализации колчеданного оруденения. В Мугоджахах роль этих структур также весьма незначительна. На примере Мугоджар подтверждается связь колчеданных месторождений с базальтовой вулкано-плутонической формацией в целом, в том числе с ее интрузивными членами.

ЛИТЕРАТУРА

Абатуров В. И., Руденко Б. М. Стратиграфия и проявления меди в пределах южной части Сакмарской зоны Южного Урала. В сб.: «Вопросы геологии и меденосности Мугоджар». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963.

Абдулин А. А., Заравнцева В. К., Кориневский В. Г. Новые данные по стратиграфии Зеленокаменной вулканогенной зоны Южных Мугоджар. В сб.: «Вопросы геологии и меденосности Мугоджар». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963.

Абдулин А. А., Заравнцева В. К., Кориневский В. Г. О природе альбитофиризов Зеленокаменной зоны Южных Мугоджар. В сб.: «Вопросы геологии и меденосности Мугоджар». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963.

Абдулин А. А., Кулубеков Э. А. О новых рудопроявлениях меди в Зеленокаменной зоне Мугоджар. В сб.: «Вопросы геологии и меденосности Мугоджар». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963.

Абдулин А. А. К стратиграфии среднего палеозоя Мугоджар. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1967, № 6.

Абдулин А. А. Важнейшие вопросы изучения геологии и металлогении Мугоджар. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1969, № 5.

Абдулин А. А., Касымов М. А., Львов К. А. Геологическое строение и структурное районирование Мугоджар. В сб.: «К проблеме связи Урала и Тинь-Шаня». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1969.

Абдулин А. А. Геология Мугоджар (стратиграфия, тектоника, магматизм). Автореф. докт. дисс. Алма-Ата, 1971.

Аполлонов М. К., Абдулин А. А. К вопросу о стратиграфическом положении толщи кремнистых пород девона Южных Мугоджар. В сб.: «Вопросы геологии и меденосности Мугоджар». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963.

Бакулина М. М., Комиссаров Б. И., Милецкий Б. Е., Парфенов В. Т., Родионов В. В., Смольянников П. Л. Основные итоги изучения меденосности и пути дальнейшего повышения эффективности поисков меди в Мугоджарах. В сб.: «Геология и меденосность Мугоджар». Актюбинск, 1968.

Белецкий Ю. С. Особенности формирования и закономерности размещения медноколчеданных месторождений южной окраины Западно-Мугоджарского прогиба. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, 1965.

Белецкий Ю. С., Руденко Б. М., Нарвайт Г. Э. О находке колчеданных галек во франских конгломератах Южных Мугоджар. «Вестн. АН КазССР», 1962, № 2.

Бельков Ю. П. О соотношении медноколчеданного оруденения месторождения Весеннего и гранитоидов Кошенсайского массива (Южный Урал). Ежегодник ИГН им. А. Н. Заваринского, 1970. Свердловск, 1971.

Беспалов В. Ф. Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1971.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Билибина Т. В., Богданов Ю. В., Ксенофонтов О. К. Стратиграфия, структурные особенности и медепроявления Прииргизской зоны Мугоджар. В сб.: «Вопросы геол. и меденосн. Мугоджар». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963.

Богачкий В. В. О металлогенических классификациях эндогенных месторождений. В сб.: «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». М., «Наука», 1966.

- Богданов Ю. В. Колчеданные месторождения Западных Мугоджар. В сб.: «Геология и полезные ископаемые Урала». Материалы ВСЕГЕИ, вып. 28, 1960.
- Богданов Ю. В. Условия образования медного месторождения Джанганы в Мугоджахах. Материалы ВСЕГЕИ, т. 60, 1961.
- Бородаевская М. Б., Вахрушев М. И., Милецкий Б. Е., Новгородова М. И. О полигенном характере медноколчеданных месторождений в Северных Мугоджахах. «Докл. АН СССР», 1970, т. 194, № 2.
- Вахрушев М. И. Геологическое строение, тектоника и условия локализации колчеданного оруденения в Среднеуральском рудном районе. Алма-Ата, ОНТИ КазИМСа, 1971.
- Вецлер Я. Я., Водорезов Г. И., Прокин В. А., Сопко П. Ф. Тектономагматические этапы и металлогенesis Южного Урала. В сб.: «Тектоника,магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». М., «Наука», 1964.
- Водорезов Г. И. Основные черты стратиграфии палеозоя Мугоджар. В сб.: «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Водорезов Г. И. Основные черты магматизма Мугоджар. Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8, 1961.
- Водорезов Г. И. Геологическая характеристика колчеданных месторождений Южного Урала и Мугоджар и перспективы их поисков. В сб.: «Вопросы геологии и меденосности Мугоджар». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963.
- Гамова З. Н. Особенности состава и строения руд медноколчеданного месторождения Кокжарлы в Мугоджахах. Тр. ИГН АН КазССР, т. VII, 1963.
- Гордеев О. Ф. Результаты поисков меди в северной части Среднеуральского района, методика и объемы дальнейших исследований. Алма-Ата, ОНТИ КазИМСа, 1971.
- Грешнер С. Г. О распространении эфузивов кислого состава в стратиграфическом разрезе силура Западной Зеленокаменной зоны Мугоджар. «Вестн. АН КазССР», 1961, № 4.
- Грешнер С. Г. Вопросы геологического строения и типы медных месторождений Западных Мугоджар. В сб.: «Вопросы геологии и меденосности Мугоджар». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963.
- Грешнер С. Г., Бачин А. П., Иванов О. Д. Основные черты геологического строения допалеозойского фундамента Мугоджар. «Сов. геол.», 1963, № 11.
- Грешнер С. Г. Медноколчеданные месторождения Западных Мугоджар. Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1963.
- Грешнер С. Г. Игнитимбриты в главной вулканогенной зоне Урала. В сб.: «Магматические формации, метаморфизм, металлогенesis Урала», т. III. Свердловск, Уральский филиал АН СССР, Институт геологии и геохимии, 1969.
- Жуков Н. М. Зональность метасоматитов медноколчеданного месторождения «50 лет Октября». В сб.: «Критерии рудоносности метасоматитов» (материалы к симпозиуму). Алма-Ата, 1969.
- Жуков Н. М. Метасоматиты месторождения «50 лет Октября». «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1970, № 1.
- Жуков Н. М. О связи зональности метасоматитов медноколчеданных месторождений Приуральского района с температурой их формирования. «Докл. АН СССР», 1971а, т. 201, № 1.
- Жуков Н. М. Околорудные метасоматиты медноколчеданных месторождений Приуральского рудного района (Северные Мугоджары). Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, 1971в.
- Иванов С. Н. Изучение зон роста пирита в колчеданных месторождениях Урала. Записки Всесоюзного минералогического общества, вып. 2, 1950.
- Иванов С. Н. Условия образования колчеданных и скарново-магнетитовых рудных формаций. В сб.: «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». М., «Наука», 1966.
- Иванов С. Н. О происхождении главных вулкано-плутонических ассоциаций эвгесинклиналей и их металлогенения. В сб.: «Магматизм, метаморфизм, металлогенesis Урала», т. III. Свердловск, Изд-во УФАН, 1969.
- Иванов С. Н., Нечеухин В. М., Ярош П. Я. Главные прогнозные критерии колчеданных месторождений и задачи изучения месторождений Среднего Урала. Ежегодник ИГГ им. А. Н. Завариков АН СССР, 1970. Свердловск, 1971.
- Иванов В. В., Федько В. П. Геологическое строение Анастасьевской эфузивной зоны, перспективы и методика дальнейших поисков медноколчеданных руд. В сб.: «Геология и меденосность Мугоджар». Актюбинск, 1968.
- Карпов А. Д. Приуральское медноколчеданное месторождение. В сб.: «Геология и меденосность Мугоджар». Актюбинск, 1968.
- Карпов А. Д. Геологические признаки и критерии поисков медноколчеданных месторождений. Алма-Ата, ОНТИ КазИМСа, 1971.

Каюпов А. К., Руденко Б. М., Казанин Ю. И. Некоторые закономерности размещения эндогенного оруденения в металлогенических зонах. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1970, № 2.

Киселев Л. И. Состояние геологической изученности и направление дальнейших работ на медь в Актюбинской области. В сб.: «Вопросы геологии и меденосности Мугоджар». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963.

Киселев Л. И., Бачин А. П. Геологическая позиция ультрабазитов Прииргизья (Юго-Западный Тургай). Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 123, 1967.

Киселев Л. И., Костик И. Е., Милецкий Б. Е. Некоторые черты магматизма и металлогенеза Иргизского синклиниория. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1966.

Киселев Л. И., Костик Г. А., Костик И. Е., Милецкий Б. Е. Основные черты магматизма и металлогенеза Иргизского синклиниория. В сб.: «Магматизм, метаморфизм, металлогенез Урала», т. I. Свердловск, Изд-во УФАН, 1969.

Коблов К. А. Рудообразования меди Кналькуль и Каракум. В сб.: «Вопросы геологии и меденосности Мугоджар». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963.

Комиссаров Б. И., Смольянников П. Л. Металлогеническое районирование Мугоджар. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1966.

Константинов Р. М. Методы изучения и критерии выделения магматических рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях (на примере Восточного Забайкалья). В сб.: «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». М., «Наука», 1966.

Кориневский В. Г., Бурменский А. П. К стратиграфии вулканогенно-осадочных толщ живетского яруса Западных Мугоджар. В сб.: «Вулканогенные формации Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1967.

Кориневский В. Г. Отношение медноколчеданного оруденения Западных Мугоджар к вулканитам нижнего девона. В сб.: «Геология и меденосность Мугоджар». Актюбинск, 1968.

Кориневский В. Г. Нижнедевонская толща Западных Мугоджар и ее аналоги на Южном Урале. В сб.: «К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1969.

Кориневский В. Г., Абдулин А. А. О возрасте вулканогенных толщ, вмещающих медные месторождения Северных Мугоджар. В сб.: «К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1969.

Кориневский В. Г. и Булеев Ж. Т. О находке силурских отложений в Иргизском синклиниории Мугоджар. В сб.: «К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1969.

Кориневский В. Г., Тельгузин А. Т. Среднедевонский комплекс кварцевых диоритов Южных Мугоджар и связь с ними золотого оруденения. «Вестн. АН КазССР», 1969, № 3.

Кориневский В. Г. Нижнедевонская вулканогенная формация Западных Мугоджар. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, 1969.

Кориневский В. Г. Калиевые щелочные базальтоиды эйфеля Сакмарской зоны Мугоджар. Ежегодник ИГГ им. ак. А. Н. Заварицкого АН СССР, 1970. Свердловск, 1971.

Коробков В. Ф. Геологическое строение Арапчинского месторождения и методика поисков на опыте работ 1962—1967 гг. В сб.: «Геология и меденосность Мугоджар». Актюбинск, 1968.

Костик Г. А. Особенности раннекаменноугольного вулканизма Иргизского синклиниория. В сб.: «Геология и меденосность Мугоджар». Актюбинск, 1968.

Костик Г. А. Фациальные особенности поздневизейско-намюрских вулканогенных пород Прииргизья. Тезисы докладов к первому симпозиуму по вулканизму Южного Урала. Ильменский гос. заповедник им. В. И. Ленина. Миасс, 1971.

Костик И. Е., Оболенский Ю. А. Медноколчеданные, полиметаллические и медно-магнетитовые руды Иргизского мегасинклиниория. В сб.: «Геология и меденосность Мугоджар». Актюбинск, 1968.

Коротков В. П. Результаты поисково-разведочных работ на месторождении «Авантгард». В сб.: «Геология и меденосность Мугоджар». Актюбинск, 1968.

Кузнецов В. А. Генетические группы и формации эндогенных месторождений и их значение для металлогенического анализа. В сб.: «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». М., «Наука», 1966.

Медетов Е. М. Геология и медноколчеданные руды месторождения «50 лет Октября». В сб.: «Геология и меденосность Мугоджар». Актюбинск, 1968.

Милецкий Б. Е., Комиссарова Б. И. К вопросу о рудоконтролирующей роли и металлогенической специализации глубинных разломов Мугоджар. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1966.

- Милецкий Б. Е. О направлении поисковых работ на медь в Северных Мугоджахах. Алма-Ата, ОНТИ КазИМСа, 1971.
- Нарвайт Г. Э. К вопросу о потенциальной меденосности Мугоджар. В сб.: «К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1969.
- Нарвайт Г. Э. О широтных структурах Западных Мугоджар. В сб.: «К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1969.
- Нарвайт Г. Э. Послемагматическое минералообразование и оруденение Западных Мугоджар. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1971.
- Павлова З. Н. Некоторые редкие минералы меднорудных проявлений Южных Мугоджар. «Изв. АН КазССР, серия геол.» 1967, № 2.
- Павлова З. Н. Гипогенная минерализация медного оруденения южной части Западной Зеленокаменной зоны. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, 1968.
- Парфенов В. Т. Состояние разведанности некоторых медных месторождений Актюбинской области. В сб.: «Вопросы геологии и меденосности Мугоджар». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963.
- Перваго В. А. Принципы и методика составления металлогенических карт Урала. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала», вып. 12. М., «Недра», 1967.
- Петренко А. А. Роль и значение древних толщ при тектоническом районировании восточного склона Южного Урала. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», т. XXIV (1), 1949.
- Петренко А. А. Геологическое строение Северных Мугоджар (казахская часть Южного Урала). Тр. лаборатории угля АН СССР, вып. 1, 1953.
- Поспелов И. И., Руженцев С. В. «Офиолитовый комплекс центральной части Сакмарской зоны Южного Урала. «Докл. АН СССР», 1972, т. 203, № 1.
- Прокин В. А. Типы сульфидных месторождений Южного Урала. В сб.: «Геология, минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала», вып. 10. Уфа, 1970.
- Пронин А. А. Главнейшие металлогенические эпохи и рудные формации Урала. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. V. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Радкевич Е. А. К вопросу о классификации послемагматических месторождений и принципах выделения рудных формаций. В сб.: «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». М., «Наука», 1966.
- Рогожин И. Д. Основные этапы развития территориальной геологической службы в Западном Казахстане. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1966.
- Руденко Б. М. К вопросу о возрасте кварцевых кератофиров Сакмарской зоны Южного Урала. «Вестн. АН КазССР», 1961, № 5.
- Руденко Б. М., Нарвайт Г. Э., Белецкий Ю. С. О возрасте и морфологии кварцевых альбитофиров района медноколчеданного месторождения Джильанды (Южные Мугоджары). В сб.: «Вопросы геологии и меденосности Мугоджар». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963.
- Руденко Б. М., Нарвайт Г. Э. О закономерностях размещения медных месторождений и рудопроявлений в Южных Мугоджахах. «Вестн. АН КазССР», 1963, № 6.
- Руденко Б. М. О разновозрастности медного оруденения в Шекарабулакском рудном поле Южных Мугоджар. «Вестн. АН КазССР», 1964, № 7(232).
- Руденко Б. М. О возрасте медного оруденения Западной Зеленокаменной зоны Южных Мугоджар. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1968, № 1.
- Руденко Б. М. Новые данные по геологии медноколчеданного месторождения «50 лет Октября». «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1968, № 3.
- Руденко Б. М., Нарвайт Г. Э. О пространственном совмещении эндогенной кварцево-золото-мышьяковой и медноколчеданной минерализации на Сарлыбайском рудном поле в Южных Мугоджахах. В сб.: «Геология и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана», вып. 1. Алма-Ата, КазИМС, 1968.
- Руденко Б. М. Новые данные о геологическом положении среднедевонских кремнистых пород в Куандузинской синклинали Южных Мугоджар. В сб.: «Структуры рудных полей и месторождений цветных металлов Казахстана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1969.
- Руденко Б. М. О структурных особенностях Джанганинского рудного поля (Южные Мугоджары). В сб.: «Структуры рудных полей и месторождений цветных металлов Казахстана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1969.
- Руденко Б. М., Егембаев К. М. О применении некоторых структурно-текстурных особенностей лав основного состава при картировании рудных полей в Западной Зеленокаменной зоне Мугоджар. В сб.: «Структуры рудных полей и месторождений цветных металлов Казахстана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1969.
- Руденко Б. М. О возрасте медноколчеданного оруденения Кналыкуль-Каракумского рудного поля (Северные Мугоджары). «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1970, № 3.

Руденко Б. М. Некоторые структурные закономерности размещения эндогенного оруденения в Приозерно-Аралчинском рудном поле (Северные Мугоджары). Тектоника и формации Казахстана. Тр. ИГН АН КазССР, т. 22, 1971.

Руденко Б. М., Бачин А. П. Некоторые закономерности размещения эпигенетического оруденения в Иргизском синклиниории (Северные Мугоджары). В сб.: «Условия локализации и закономерности размещения месторождений цветных и благородных металлов Казахстана». Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1972.

Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений. «Вестн. МГУ, серия геол.», 1960, № 2.

Смирнов В. И. Металлогенез геосинклиналей. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. V. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Смирнов В. И. Связь эндогенного и экзогенного рудообразования вулканогенных геосинклинальных формаций. В сб.: «Рудоносность вулканогенных формаций». М., 1963.

Тельгузин А. Т. Габбро-плагиогранитная формация нижне-среднего девона на Западных Мугоджар. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, 1969.

Тельгузин А. Т. Интрузивный магматизм синклиниорных зон Мугоджар. Материалы 2-й республиканской научно-технической конференции молодых геологов КазССР. Усть-Каменогорск, 1970.

Требухин В. С. Опыт палеореконструкции Гайского колчеданного вулканического сооружения на Южном Урале. Тезисы докладов к первому симпозиуму по вулканизму Южного Урала, Ильменский гос. заповедник им. В. И. Ленина. Миасс, 1971.

Францкая Е. В. К вопросу о внутреннем строении пирита золоторудного месторождения в Восточном Забайкалье. Записки Всесоюзного минералогического общества, ч. 85, вып. 2, 1956.

Хребтенко В. Н. Перспективы Катынадырского и Кудуксайского районов на выявление промышленных месторождений меди. В сб.: «Геология и меденосность Мугоджар». Актюбинск, 1968.

Червяковский Г. Ф. Фациальный анализ вулканических образований Урала и палеовулканические реконструкции. В сб.: «Магматизм, метаморфизм, металлогенез Урала», т. III. Свердловск, Изд-во УФАН, 1969.

Червяковский Г. Ф. Основные вопросы геологического картирования вулканогенных зон Урала. В сб.: «Магматизм, метаморфизм, металлогенез Урала», т. III. Свердловск, Изд-во УФАН, 1969.

Червяковский Г. Ф. Среднепалеозойский вулканализм восточного склона Урала. М., «Наука», 1972.

Чумаков А. А. Краткий геолого-петрографический очерк западного хребта Южных Мугоджар. «Уч. зап. ЛГУ», 1939, № 49, вып. 9.

Чумаков А. А. Геолого-петрографический очерк западного хребта Южных Мугоджар. «Уч. зап. ЛГУ», 1940, № 45, вып. 8.

Чумаков А. А. Материалы по петрографии Мугоджарских гор. «Уч. зап. ЛГУ», 1939, № 34.

Шадлон Т. Н. Особенности минералогического состава, текстур и структур некоторых колчеданных месторождений Урала. В сб.: «Колчеданные месторождения Урала». М., Госгеолтехиздат, 1950.

Шарфман В. С. Рудоносные вулканические постройки в раннегеосинклинальных формациях Урала. «Докл. АН СССР», 1972, т. 203, № 1.

Шахов Ф. Н. Принцип формаций в систематике месторождений, созданных горячими водами. В сб.: «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». М., «Наука», 1966.

Шипулин Ф. К. О самостоятельных малых интрузиях. В сб.: «Магматические формации». М., 1964.

Штейнберг Д. С. Базальтоидный магматизм Урала. В сб.: «Магматизм, метаморфизм, металлогенез Урала», т. III. Свердловск, Изд-во УФАН, 1969.

Яковлев Г. Ф., Гончарова Т. Я. Субвулканические образования и медноколчеданное оруденение Южного Урала. В сб.: «Магматизм, метаморфизм, металлогенез Урала», т. III. Свердловск, Изд-во УФАН, 1959.

Ярош П. Я. Некоторые детали внутреннего строения зерен пирита из колчеданных месторождений Урала. Записки Всесоюзного минералогического общества, ч. 82, № 4, 1953.

Ярош П. Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. Автореф. докт. дисс. Свердловск, 1970.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	3
Краткая история открытия и изучения медного оруденения Мугоджар	6
Основные сведения о геологическом строении Мугоджар	8
Медное оруденение Сакмарской структурно-формационной зоны	10
Медное оруденение Зеленокаменной структурно-формационной зоны	37
Медное оруденение Иргизской структурно-формационной зоны	112
О контрастной дифференциации рудовмещающих вулканогенных толщ, фациях и возрасте кислых вулканитов и их роли в размещении и формировании медного оруденения	124
О вулканических фациях, вулканогенных структурах и брахискладчатости в рудовмещающих вулканогенных толщах	131
Роль разрывной тектоники в размещении и локализации медного оруденения в рудных полях	135
Возрастные соотношения медного оруденения с вмещающими породами — эфузивами, дайками, интрузиями	140
Место медного оруденения в истории развития структурно-формационных зон Мугоджар	149
Формации, минеральные типы и разновидности медного оруденения Мугоджар	153
Заключение	167
Литература	170

САМПОДУМ МИНИСТЕРСТВО ЗОНОРД

Ходжасан М. А. и др. Контрастная дифференциация рудовмещающих вулканогенных толщ и роль кислых вулканитов в формировании медного оруденения в Сакмарской зоне Мугоджар. — Уфа: УГНТУ, 2009. — 120 с.

Ходжасан М. А. и др. Контрастная дифференциация рудовмещающих вулканогенных толщ и роль кислых вулканитов в формировании медного оруденения в Сакмарской зоне Мугоджар. — Уфа: УГНТУ, 2009. — 120 с.

Ходжасан М. А. и др. Контрастная дифференциация рудовмещающих вулканогенных толщ и роль кислых вулканитов в формировании медного оруденения в Сакмарской зоне Мугоджар. — Уфа: УГНТУ, 2009. — 120 с.

Ходжасан М. А. и др. Контрастная дифференциация рудовмещающих вулканогенных толщ и роль кислых вулканитов в формировании медного оруденения в Сакмарской зоне Мугоджар. — Уфа: УГНТУ, 2009. — 120 с.

МЕЖДУНАРОДНЫЕ МИТОДИИ

Художник Татьяна Григорьева
Министерство культуры Японии Американской Палаты
Парламента Японии Министерство
Министерство культуры Японии Международного
Художественного фонда Министерства
Министерство культуры Японии Международного
Художественного фонда Министерства

Художественные выставки мира
Международные выставки мира
Академии художников мира Краснодарского КПСС

* * *

Пекинский фестиваль искусств
Художественный фестиваль в Пекине
Художественный фестиваль в Пекине
Художественный фестиваль в Пекине
Художественный фестиваль в Пекине
Художественный фестиваль в Пекине

* * *

Гжадо и на 600р 26/IX 1973 г. Томиченко и Нехаев 11/1974 г.
Формат 70x108/16. Бумага № 2. Всего № 16,5 (4 страницы). Вып. № 18.

* * *

Типография № 2, Днепропетровск

Бар. 142.

Типография «Хайка» Краснодарского КПСС, г. Адлер-Ата, ул. Мироненко, 28.