



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ КазССР

**ГЕОЛОГИЯ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ
И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ КАЗАХСТАНА**

АЛМА-АТА — 1974

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ КАЗАХСКОЙ ССР

Казахский научно-исследовательский институт
минерального сырья

553.43/44

ГЕОЛОГИЯ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ
И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ КАЗАХСТАНА

1355

Алма-Ата - 1974



А Н Н О Т А Ц И Я

Сборник включает статьи, посвященные особенностям геологического строения и закономерностям размещения различных типов месторождений цветных металлов Казахстана. В ряде работ рассматриваются вопросы об условиях локализации оруденения стратиформного типа. Приводятся новые данные по распределению элементов-примесей в некоторых месторождениях. Несколько статей посвящены применению количественных методов при изучении месторождений и закономерностей их локализации.

Сборник предназначен для широкого круга геологов, занимающихся изучением месторождений цветных металлов и методами их прогнозирования.

Редакционная коллегия:

Г.Р.Бекжанов (гл. редактор), Г.Х.Гильмутдинов (отв. за выпуск),
В.Л.Лось, З.М.Нурбаев

А.А.Арустамов, Ш.Е.Есенов, Г.Б.Паршин,
В.И.Штифанов

О НАПРАВЛЕНИИ ПОИСКОВ МЕДНЫХ РУД ТИПА
МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ В ДЖЕЗКАЗГАН-ТЕНИЗСКОМ РАЙОНЕ

Медистые песчаники приурочены главным образом к красноцветной терригенной формации, имеющей широкое распространение в Казахстане (Джезказганская мульда, Сарысуйская впадина, Тургайский прогиб, Тенизская впадина и др.). Эта формация охватывает широкий возрастной диапазон в различных структурно-формационных зонах: ордне-верхний девон, от верхнего намюра-нижнего карбона до нижней перми и от верхней перми до нижнего триаса. С ней связаны общеизвестные месторождения медистых песчаников Джезказгана и Джиландинской группы (Итауз, Сары-Оба и др.).

На сегодняшний день наиболее детально изучена вехнепалеозойская красноцветная формация Джезказганской мульды и Тенизской впадины, что дает возможность более уверенно говорить о перспективах обнаружения месторождений типа медистых песчаников этих районов.

В результате многолетних (1962-1974 гг.) разносторонних исследований (Арустамов, Есенов и др., 1968, 1969) Джезказганской мульды и Тенизской впадины (стратиграфии, тектоники, литологии, геохимии, фациально-палеогеографических условий образований осадков, их метаморфизма, а также истории геологического развития и металлогении региона) были установлены следующие признаки, характерные для потенциально-меденосных образований.

Красноцветная терригенная формация, к которой приурочены месторождения типа медистых песчаников, сформирована в полуплатформенных субквальных условиях, при почти постоянном господстве аридного климата. Поэтому она представлена собранными в пологие

складки осложненными разрывными нарушениями, красно- и сероцветными отложениями (песчаниками, алевролитами и аргиллитами с подчиненными им конгломератами и известняками). Среди терригенных образований распространены паттумы, редко встречаются туфогенные породы и туфы.

Оруденению подвергнуты все сероцветные терригенные породы и известняки. Для аргиллитов и известняков характерно прожилковое и межслоевое оруденение, а более грубообломочные образования (песчаники, алевролиты, паттумы и др.) несут также и вкрапленную минерализацию.

Наиболее продуктивны толщи, в которых соотношение красно- и сероцветных образований близко 1:1. Это - джезказганский тип разреза. Однако наиболее благоприятны разрезы, характеризующиеся минимальным содержанием тонкодисперсных осадков (аргиллитов), поскольку они резко снижают проницаемость толщи. С другой стороны, эти отложения должны характеризоваться частой перемещаемостью серо- и красноцветных пород.

Благоприятной средой для рудолокализации является отложение, содержание органического углерода в которых колеблется от 0,1% до 0,3%. При меньшем количестве органического вещества окислительно-восстановительный потенциал не достигает оптимального уровня, поэтому выпадение меди из растворов в данном случае затруднено. Содержания же, превышающие 0,3%, хотя и могут создать более высокие восстановительные условия, благоприятные для рудоотложения, однако они чаще свойственны тонкодисперсным породам, плохо проницаемым для рудоносных растворов.

При равных условиях более интенсивному оруденению подвержены углеродистые алевроито-глинистые песчаники и глинисто-алеврорито-песчаные паттумы, отличающиеся повышенной геохимической активностью. Эти породы чаще всего характеризуются высокими содержаниями меди, достигающими промышленных концентраций.

Потенциально-меденосным отложениям, в отличие от нормально осадочных пород, не претерпевших заметных эпигенетических превращений, свойственно преобладание натрия над калием, названное нами **целочным несоответствием** пород. Оно особенно интенсивно проявляется в песчаниках и выражено в альбитизации пород под воздействием гидротермального метаморфизма. Последним также обусловлены новообразования кварца, хлорита, серицита, мелкочешуйчатых биотита и мусковита, барита, а в пределах Тенизской впадины, кроме того, эпидота и сфена. Количество

натрия четко коррелируется со степенью гидротермального метаморфизма, а следовательно, и с интенсивностью рудоотложения.

Для потенциально рудоносных отложений характерно н е у - п о р я д о ч е н н о е распределение элементов в ряду пород аргиллиты - алевролиты - песчаники. В противоположность нормально осадочным породам, не испытывавшим последующих изменений, содержание рудогенных элементов в рудоносных отложениях резко возрастает от аргиллитов к песчаникам. Данное явление обусловлено постадиогенетическими гидротермальными процессами, в результате чего поступающие с растворами элементы обогащают легко проницаемые породы, к которым относятся более грубообломочные образования (песчаники, глинисто-алевролитопесчаные паттуны).

Наиболее оптимальные условия для рудолокализации создавались на площадях с высокой тектонической напряженностью или же площадях, сопредельных с ними. Обычно они сопровождаются разрывными нарушениями, нередко глубокого заложения, создающими дополнительную проницаемость пород за счет возникающей трещиноватости. Руды преимущественно отлагаются на крыльях структур и перегибах слоев. Эти площади примыкают к древнему обрамлению, где формируются осадки пестрого состава, характеризующиеся частым чередованием сероцветных (при значительном погружении области седиментации) и красноцветных, обычно плохо отсортированных, осадков. При этом мощности отдельных свит и горизонтов подвержены значительным колебаниям. Такие области следует особо отличать от других прибрежных, но со слабой тектонической активностью, с отсортированными осадками пляжей, образовавшимися в условиях постепенного погружения дна бассейна.

Подобными же благоприятными признаками, как и тектонические высокоактивные прибрежные области, отличаются местами удаленные от береговой линии части бассейна, представляющие собой положительные структуры низших порядков (антиклинали, валлообразные поднятия и проч.), которые в период осадкообразования могли оказаться внутренними питающими областями, подверженными значительным и частым вертикальным движениям. Это эфемерные острова, проявляющиеся ныне в виде положительных структур, которые, как правило, сопровождаются разрывными нарушениями. Их склоны, покрытые более грубыми осадками, с большей долей сероцветных, также благоприятны для рудоотложения.

Охарактеризованные площади унаследовано активны и в постседиментационный период, благодаря чему здесь интенсивнее протекают процессы гидротермального метаморфизма и рудоотложения. На этих площадях, как правило, резко выражены перечисленные выше благоприятные признаки рудоносности.

Таковы важнейшие факторы, взаимодействие которых приводит к формированию месторождений типа медистых песчаников. Большинство из них теперь не отрицаются ни проповедниками осадочного генезиса руд, ни сторонниками гидротермальной гипотезы. Разница лишь в различном понимании причинности этих факторов. Такое утверждение, однако, не означает, что при поисках руд рассматриваемого здесь типа можно обойтись без какой-либо гипотезы об их происхождении. Такая позиция ошибочна, и она исключает научный подход в решении столь сложной проблемы. Одно лишь ясно авторам настоящей статьи — подавляющее большинство наблюдаемых фактов невозможно объяснить осадочным генезисом руд, с позиции же гидротермального их происхождения они вполне понятны. Только этим можно объяснить заметную трансформацию осадочной гипотезы, в то время как их сторонники в последнее время вынуждены прибегать к помощи эпигенетического перераспределения металлов, привлекая для этого даже гидротермальные растворы, представляющие собой будто бы активизированные поровые воды.

Джезказганская мульда

Авторы настоящей статьи исследовали северную часть Джезказганской мульды, где распространена красноцветная меденосная формация, которая налегает на визе-намюрские сероцветные отложения с известняками, содержащими фауну брахиопод, и по аналогии с Центральным Джезказганом расчленена снизу вверх на следующие свиты и горизонты.

Таскудукская свита, сложенная в нижней части серо- и красноцветными, а в верхней — исключительно красноцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, распадается на четыре горизонта: джизландинский, таскудукский, златоустовский и покровский. Покровский горизонт залегает на повсеместно прослеживающиеся маркирующие слои (0,5-7 м) окремненных известняков.

Джезказганская свита в основании содержит так называемые раймундовские конгломераты, широко распространенные в мульде. Эта

свита, также состоящая преимущественно из песчаников, алевролитов и аргиллитов, однако, в отличие от Центрального Джекказгана, исключительно красноцветных, расчленяется на раймундовский, крестовский и петровский горизонты. Выше залегает жиделисайская свита нижней перми, не представляющая в Джекказгане интереса в отношении медной минерализации.

При сравнении Северного и Центрального Джекказгана вырисовывается отличие в строении терригенной красноцветной формации этих районов. Оно заключается главным образом в том, что если в первом распространение сероцветных пород в сущности ограничивается джиландийским и таскудукским горизонтами (в средней части златоустовского отмечается пачка сероцветных пород), то во втором эти породы перемежаются с красноцветными по всему разрезу. Такое явление объясняется фаціальными изменениями в осадкообразовании, обусловленными различными тектоническими условиями. В Центральном Джекказгане они отличались большей активностью, что приводило к интенсивным колебаниям дна бассейна. Это, в свою очередь, обусловило частое чередование в разрезе серо- и красноцветных образований. Данное обстоятельство явилось главной причиной того, что в Центральном Джекказгане медное оруденение распространено по всему разрезу, от верхнего намура до верхнего карбона включительно, а в Северном Джекказгане оно ограничено нижней частью разреза - джиландийским и таскудукским горизонтами.

Таким образом, в Северном Джекказгане лишь нижняя часть таскудукской свиты (джиландийский и таскудукский горизонты), благодаря содержанию сероцветных пород, отличается продуктивностью: она очень близко напоминает своих аналогов в Центральном Джекказгане.

На площади Северного Джекказгана (к северу от скв.99), судя по данным мощностей осадков и другим признакам, выделяются участки, различные по тектонической активности. Западный борт, а также его северная часть, в течение почти всего времени накопления таскудукской и джекказганской свит испытывали высокие тектонические напряжения. Эпицентр этих напряжений находился где-то близко от скв.932. Здесь движения отличались значительными амплитудами, прогибание дна - наибольшее, поэтому и мощности отдельных горизонтов на данном участке, как правило, максимальные. О высоком тектоническом напряжении свидетельствуют также более крутые углы падения пластов и опрокинутое залегание толщи у за-

надного борта мульды (Итауз). Гидротермальные процессы протекали намного активнее, в связи с чем метаморфизм проявлен интенсивнее: наряду с серицитом и хлоритом наблюдаются мелкочешуйчатый мусковит и биотит.

Этот участок, испытывавший высокие тектонические напряжения еще в период осадконакопления, скорее всего изометричный (с центром где-то в районе скв.932) не менее активно проявлял себя и после формирования толщи. Интенсивность тектонических процессов здесь, несомненно, была унаследована еще с прошлых времен задолго до образования меденосной толщи. Высокая подвижность участка обусловлена, конечно, наличием в доверхнепалеозойском фундаменте расколов, по которым могли поступать глубинные растворы, более интенсивно метаморфизовавшие породы у его бортов и сформировавшие оруденение.

В западном борту этого депрессионного участка расположено месторождение Итауз, в восточном — наиболее крупные рудные залежи Сары-Обы.

В связи с изложенным, северный и южный борта участка представляются весьма перспективными для поисков медных руд, где следует организовать поисковое бурение в больших масштабах.

В противоположность западному борту восточный характеризуется слабым проявлением тектонических процессов. В связи с этим строение мульды и самого бассейна асимметрично: наибольшие глубины, а следовательно, и мощность осадков отмечается ближе к западному борту. Дно бассейна и береговая полоса в восточной части были пологими, поэтому здесь накапливались отсортированные (преимущественно песчаные) осадки пляжевого типа. Мощности отложений сравнительно малы и не подвержены значительным колебаниям, падение же пластов весьма пологое (5-15°). Метаморфизм пород проявлен слабее и ограничивается незначительным щелочным метасоматозом (альбитизацией), серицитизацией и хлоритизацией.

Если еще учесть весьма мизерные содержания органического углерода (0,06-0,10%) в песчаниках продуктивного таскудукского горизонта по сравнению с западным участком (0,17-0,34%), то становится ясным, что в восточном борту мульды ожидать значительные скопления руд не приходится.

Интересные данные, проливающие свет на перспективы Северо-го Дзезказгана, получены в результате изучения литологических материалов. Анализ характера распределения песчаников в отложениях меденосной толщи неожиданно вскрыл любопытную картину. В

центральной части мульды, в наибольшем удалении от ее обрамления, по скв.99 наблюдается высокое содержание в разрезе многих горизонтов (в том числе и таскудукского) песчаников. Это содержание часто превышает количества, наблюдаемые непосредственно вблизи от обрамления мульды. Отмеченное подтверждается также данными изменения среднего размера зерен (медианы) пород по площади Северного Джезказгана: высокими значениями медианы характеризуются отложения центральной части мульды (скв.99).

Изложенное свидетельствует о том, что снос осадочного материала происходил не только из областей, расположенных за пределами мульды, но, скорее всего, и с внутренних частей, с небольших поднятий - островов, питавших осадки джезказганской толщи. Одно из таких поднятий, по-видимому, было расположено где-то между Сары-Обой и 99 скважиной. Интересно, что это поднятие отмечается и на основании геофизических данных (Дурбицкий и др., 1967).

Уместно отметить, что метаморфизм отложений таскудукского горизонта по скв.99 аналогичен породам Итауза и Сары-Обы: здесь также наблюдается относительно большое количество новообразованной слюды и хлорита.

Как уже отмечалось, положительные структуры на дне бассейна возникают в местах, где тектонические процессы протекают особенно активно. Они, как правило, сопровождаются глубокими разломами, вдоль которых и происходят вертикальные движения, приводящие то к воздыманию дна бассейна и его разрушению, то к глубокому погружению. Впоследствии эти участки обычно представляют антиклинали, сложенные относительно окружения более грубыми, сравнительно интенсивнее метаморфизованными породами.

Вышеизложенное дает нам основание рекомендовать для поискового бурения предполагаемую структуру к северу от скв.99, крылья которой вполне благоприятны для рудолокализации. Прежде всего высокоточными геофизическими методами следует установить местонахождение этого поднятия и глубину опорного горизонта. Затем тремя широтными профилями, по четыре-пять скважин в каждом из них, разбурить центральную часть структуры, а также северное и южное ее погружения.

Тенизская впадина

Важнейшими предпосылками для широкого развертывания поисковых работ на медь в Тенизской впадине являются, с одной стороны, повсеместное развитие минерализации типа медистых песчаников по разрезу верхнепалеозойских толщ, с другой — общность геологических черт с Джекказганом. Сходство этих районов сказывается как в стратиграфии, тектоническом строении, литологии, геохимии, условиях образования отложений, характере метаморфизма последних, так и в особенностях локализации в них медного оруденения.

В пределах Тениза многочисленные рудопроявления меди локализованы в отложениях кирейской и владимировской свит, являющихся почти полными стратиграфическими и литолого-фациальными аналогами: первая — таскудукской свиты Джекказгана, вторая — джекказганской свиты. Это подтверждается также по наличию одних и тех же маркирующих горизонтов (окремненных известняков и раймундовских конгломератов) в обоих районах. Однако рамки владимировской свиты в Тенизе несколько расширены за счет включения в нее жиделисайской и ушбулакской свит. Кроме того, в Тенизской впадине значительные медные проявления зафиксированы и в отложениях перми, особенно среди осадков кийминской свиты, являющейся фациальным аналогом владимировской и кирейской, а следовательно, таскудукской и джекказганской свит.

В Джекказгане промышленное медное оруденение носит многоярусный характер. Аналогично проявлена медная минерализация и на многих участках Тениза (Владимировская и Третьяковская мульды, ряд рудопроявлений, локализованных в отложениях перми). Мощность сопоставляемых свит и соотношения пород в них также довольно близки к джекказганским. Разница лишь в том, что в Тенизе песчаники и паттумы, локализирующие медное оруденение, относятся к более мелкозернистым разностям. Следует указать, что в отличие от Джекказгана рассматриваемые толщи Тениза содержат линзы и прослои известняков, которые также подвержены оруденению.

Определенное сходство устанавливается и в тектоническом положении оруденения. Для большинства наиболее интересных рудопроявлений Тениза, как и для месторождений Джекказгана, характерны осложняющие складчатые структуры более высоких порядков, значительно раз-

тие разрывной тектоники, иногда сопровождающейся хорошо выраженными зонами дробления и обильной жильной минерализацией, приуроченность рудных узлов к пограничным зонам участков, максимально активных в период накопления осадочных толщ.

Как для Тениза, так и для Джекказгана литологический фактор локализации оруденения является определяющим. Концентрация руд промышленного содержания происходит в сероцветных алеврито-глинистых песчаниках и алеврито-песчаных паттумных породах, заключающих в себе органический углерод в количестве 0,1-0,3%. Много общего и в характере медной минерализации, локализованной в отложениях верхнего палеозоя Тениза и Джекказгана. Как и в последнем, в отложениях Тенизской впадины сульфидные медные минералы наблюдаются в виде вкрапленности в цементе песчаников, прожилков, гнезд, замещений обугленного растительного детрита. Однако имеется и некоторое отличие в характере минерализации: в Тенизе установлено прожилково-вкрапленное оруденение в известняках, а также золотое, почти повсеместно сопровождающее медную минерализацию.

Так же, как и в Джекказгане, в Тенизской впадине осадочные породы, локализирующие медное оруденение, претерпели интенсивный натровый метасоматоз, обусловивший их щелочное несоответствие и неупорядоченный тип распределения рудогенных элементов в ряду пород: песчаники - алевролиты - аргиллиты. Сходен и характер корреляционных связей некоторых элементов в оруденелых песчаниках Джекказгана и Тениза. Отметим, что щелочное несоответствие, как и общий метаморфизм, в отложениях Тенизской впадины получил более интенсивное проявление.

Общие черты намечаются и в метаморфизме рудоносных толщ сопоставляемых районов. Как и в Джекказгане, верхнепалеозойские отложения Тениза испытали окварцевание, хлоритизацию, серицитизацию, альбитизацию, баритизацию и карбонатизацию. На отдельных рудоносных участках Тениза отмечается также широкое развитие новообразований сфена и эпидота. Перечисленные минеральные новообразования характерны и для спилито-кератофировой формации, благоприятной, как известно, для медноколчеданного оруденения.

Таким образом, комплекс благоприятных для рудолокализации факторов, установленный в Джекказгане, отмечается в меньшей степени и для Тенизской впадины. Однако в последней имеются абсолютно закрытые площади, порой довольно обширные (крайне западная часть Тениза, расположенная вблизи Тургайского прогиба, централь-

ные части Западного Тениза и др.), по которым нет достаточной информации. О перспективах этих площадей делать заключение сейчас невозможно: следует прежде всего провести там серьезные работы (геологосъемочные, поисковые, геофизические, научно-исследовательские) с большим объемом бурения. Однако имеются и площади, о положительных перспективах которых можно судить уже теперь. К ним относятся прежде всего Третьяковская, Владимировская и Терсакканская, где оруденение локализуется в отложениях владимировской свиты, а также Алтынказган, в пределах которого минерализовались отложения кийминской свиты нижней перми. На этих площадях следует организовать поисковые работы с применением большого объема бурения. Из разряда перспективных не исключаются и отложения кирейской свиты.

Третьяковская площадь из вышеприведенных перспективных площадей по многим признакам имеет первостепенную важность. Она значительно превышает по площади Джекказганскую мульду и по всем геологическим предпосылкам очень близка к последней.

Здесь соотношение серо- и красноцветных пород оптимальное: сероцветов - 40-45% в разрезе владимировской свиты с содержанием песчаников 20-38%, из них сероцветных - 3-10%. Отложения испытали значительный щелочной метасоматоз и подвержены альбитизации, хлоритизации, серицитизации, баритизации и окварцеванию. Осадочная толща рассечена кварц-баритовыми жилами мощностью иногда до 20 см. Содержание органического углерода близко к рудовмещающим толщам Джекказгана и составляет 0,11-0,19%. В отложениях владимировской свиты отмечаются контрастная модификация неупорядоченного распределения рудогенных элементов, значительно повышенное количество молибдена и серебра, которое четко коррелируется, как и в Джекказгане, с медью. Среднее содержание последней в серых песчаниках Третьяковской мульды достигает 0,1%.

Третьяковская площадь охватывает одноименную мульду, Людиловскую брахисинклиналь, Продетарскую антиклиналь и участок северо-западного борта Тенизской впадины, протягивающейся от Третьяковской мульды до Тассая (станции Перекатной).

Примечательно, что Шан-Тюньский глубинный региональный разлом юго-западного направления сечет Третьяковскую мульду и северо-западный участок, проникая далее на запад в пределы Туртского прогиба, а на северо-восток через каледонские складчатые сооружения в Западно-Сибирскую впадину.

Участок северо-западного борта впадины непосредственно при-
мыкает к древнему обрамлению. Владимировская свита здесь сложена
на 38,6-53,2% сероцветными породами, среди которых сероцветные
продуктивные песчаники составляют до 20,8%.

На участке обнаружено 6 рудоносных горизонтов сероцветных
пород мощностью от 2 до 13 м. В четырех из них установлена медная
минерализация, представленная малахитом, азуристом и реже халько-
зином. По простиранию сероцветные горизонты прослеживаются на
всем обнажающемся участке (1,5-2 км), на котором линзы орудене-
лых пород, протягивающиеся на десятки метров, содержат (по дан-
ным спектрального анализа) более 1,0% меди.

Уместно заметить, что обнажающаяся здесь же в обрамлении
девонская терригенная толща содержит медную минерализацию.

К Пролетарской антиклинали и Людмиловской брахиантиклинали,
расположенным к юго-востоку от Третьяковской мульды, приурочены
Пролетарская, Людмиловская и Смирновская группы рудопоявлений.
Рудные тела в них прослеживаются от 20 до 400-950 м по простира-
нию при мощности 0,2-0,5 м; содержание меди - 0,4-4,68%. Наибо-
лее выдержанным является горизонт с рудопоявлениями Людмилов-
ское П, Ш, Пролетарское П и др.. Некоторые из них проверялись на
глубину одиночными поисковыми скважинами, вскрывшими преимущест-
венно убогую сульфидную минерализацию (халькопирит, реже халько-
зин) в серых мелкозернистых песчаниках и алевролитах (мощность
рудных тел 0,5-0,7 м, содержание меди - 0,27-1,1%).

В Третьяковской мульде существуют две группы рудопоявле-
ний: Третьяковская, находящаяся в северо-восточном борту мульды,
и Койчубайская - в юго-западном, выявленная в 1971 г. в резуль-
тате работ сотрудников КазИИСа. В средней части Третьяковской
мульды в субширотном направлении пройден профиль глубоких поис-
ковых скважин (Назаров, 1968).

В пределах Третьяковской группы рудопоявлений медное ору-
днение локализуется в трех-четырех горизонтах сероцветов, зале-
гающих в средней части владимировской свиты. Все рудопоявления
на выходах относительно мелкие (30-70 м по простиранию, при мощ-
ности 0,5-1,5 м; содержание меди - 0,48-1,0%). Мощность сероцвет-
ных горизонтов, заключающих рудные линзы, колеблется от 2-5 до
20-30 м. На глубине медное оруденение установлено, вероятнее
всего, лишь в верхнем горизонте (рудопоявление Третьяковское IV)
и представлено вкрапленностью халькопирита в серых мелко- и сред-

изверженных песчаниках (скв. 72, интервал - 119,5-120,5 м, содержание меди - 1%, молибдена - 0,16%, скв. II, интервал - 86,0-87,1 м, содержание меди - 1,9%) и реже в темно-серых алевролитах (скв. 5, интервал - 71,4-73,7 м, содержание меди - 0,42%). Оруденение установлено и в темно-серых известняках (скв. II, интервал - 140,0-141,0 м, содержание меди - 0,7%).

Наибольший интерес, несомненно представляет Койчубайская группа медных рудопоявлений. Здесь по западному и юго-западному бортам Третьяковской мульды установлено 23 проявления меди, приуроченные к 4-6 сероцветным горизонтам, залегающим в средней части владимировской свиты и прослеживающимся от 1,5 до 6 км. Наиболее интенсивным и выдержанным является медное оруденение 3 и 4 горизонтов, на выходах которых имеется шесть древних карьеров. Здесь отмечаются многочисленные кварцевые и кварц-баритовые жилы. Рудные линзы в сероцветных горизонтах (от 2 до 15-20 м мощности) имеют размеры от 5-10 до 200-700 м при мощности 0,4-1,8 м. В них медная минерализация представлена малахитом, азуритом, иногда самородной медью и халькозином.

Скважиной 10 из вышеуказанного профиля, по-видимому, частично были встречены руды Койчубайской группы. Она вскрывает 8 горизонтов сероцветных пород мощностью от 5 до 35 м, сложенных мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Во всех горизонтах зафиксированы повышенные содержания меди, а иногда и свинца. Так, в интервалах 462,5-463,5 и 464,0-465,0 м содержание меди соответственно равно 0,95 и 0,45%, в интервале 205,8-206,8 м - 0,32%, а в интервале 138,0-139,0 м - 0,74%. Слабо оруденелые на поверхности кремнистые известняки мощностью 0,3 м и с содержанием меди 0,06% вскрыты скважиной 16 в интервале 88,0-89,0 м. Здесь известняки оказались с халькопиритом, меди - 1,6%.

Приведенные по скважинам данные о содержании меди далеко не полные, поскольку из отобранных 1015 керновых проб химическому анализу подвергнуты лишь 137. Остальные пробы проанализированы спектроскопически; они также нередко показывают промышленное содержание меди. Следует учесть, что на Третьяковской площади, да и вообще в Тенизской впадине, рудные тела преимущественно носят ленточный характер, поэтому одиночными и далеко отстоящими друг от друга скважинами обнаружить их чрезвычайно трудно.

В л а д и м и р о в с к а я п л о щ а д ь о х в а т ы в а е т северный и северо-восточный борта Владимировской мульды. Влади-

мировской мульды. Владимировская свита, о рудоносности которой будет идти речь, по своему строению идентична с меденосной толщей Джезказгана: количество сероцветных пород в разрезе составляет 41,7-70,0%, красно- и сероцветных песчаников - 20,8-26,8%. Содержание же самых потенциально рудоносных сероцветных песчаников в восточном направлении закономерно увеличивается: от 6,7-8,6 до 11,2%. Площадь испытала значительные тектонические напряжения, поэтому количество сероцветных пород довольно высокое, мощности отложений свиты большие, несмотря на близость береговой линии. Все это обусловлено региональным Шан-Тюбинским разломом, пересекающим в субширотном направлении также и Владимировскую мульду. Этим, в частности, объясняется также сравнительно высокий метаморфизм отложений и наличие в них, наряду с обычными метаморфическими минералами, новообразований эпидота и сфена.

Благоприятна и геохимическая обстановка: среднее содержание меди в сероцветных песчаниках достигает 0,02%, наблюдается, как и в Джезказгане, четкая корреляция серебра с медью.

На Владимировской площади известны три группы рудопроявлений: Владимировская, Богородская и Дорогинская, которые приурочены к сероцветам, залегающим в средней части владимировской свиты.

Владимировская группа рудопроявлений расположена в I-1,5 км восточнее с. Владимировка и состоит из II изолированных интенсивно минерализованных участков. Оруденением охвачены серые песчаники, алевролиты и известняки. Известные рудопроявления этой группы приурочены к 6-8 горизонтам сероцветов, рудные тела которых имеют линзовидную и пластообразную форму, мощностью от 0,3 до 5 м, и прослеживаются на протяжении от 170 до 3600 м. Оруденение на поверхности представлено в виде вкрапленности, налетов, корочек, желвачков малахита и азурита; содержание меди колеблется от 0,3 до 5,6%.

Буровые работы проводились в весьма ограниченных масштабах. Под Главное рудное тело было пробурено 4 мелких скважины (Ли, 1940) с максимальным удалением от выхода рудного тела в 220 м. Однако, судя по углам падения пластов (7-8°), скважинами подсечены на глубинах 75, 83 и 110 м другие рудные тела, поскольку Главное рудное тело, которое должно залегать на 20-25 м, здесь не оказалось. Это рудное тело, по-видимому, пройдено двумя скважинами (I46, I47), пробуренными в 1967 г. (Дмитровский) на глубинах 40,1 и 189,2 м. Сульфидные руды оказались убогими:

содержание меди - 0,2-0,25%.

Таким образом, на Владимировской группе рудопроявлений пока не обнаружены промышленные скопления руд. Однако необходимо учитывать, что общий объем бурения здесь был весьма мизерным.

Богородская группа медных рудопроявлений расположена в 8-10 км к востоку от Владимировской. Рудопроявления этой группы также приурочены к средней части владимировской свиты. Наиболее значительное рудопроявление отмечается в двух горизонтах серых песчаников: в нижнем - рудопроявление Богородка I и отстоящие от него на восток в 3,5 км Богородка IV и в 6,5 км - Богородка V, в верхнем - Богородка II и Богородка III. Мощность сероцветов нижнего горизонта 5-8 м, верхнего - 3-6 м. Однако в средней части красноцветов мощностью в 120 м, залегающих между двумя указанными горизонтами, находится пачка более 30 м сероцветных пород, которые также могут оказаться оруденелыми.

Поисковым бурением проверялись лишь рудопроявления Богородка I и II (Баширов, 1953), при этом максимальные глубины подсеченных рудных горизонтов не превышали 25-30 м. Во всех скважинах установлена убогая вкрапленность халькопирита и халькозина.

Дорогинская группа расположена в 10-12 км к востоку от Богородской. Медная минерализация, приуроченная к горизонту (до 20 м) сероцветных мелко- и среднезернистых песчаников, наблюдается спорадически на протяжении 1100 м. В средней части этого горизонта обнаружен древний карьер. Характер оруденения на поверхности аналогичен описанным выше рудопроявлениям.

Т е р с а к к а н с к а я п л о щ а д ь о х в а т ы в а е т т е р р и т о р и ю от месторождения Кенен до Кызыл-Обы включительно по восточному борту Кокпектинской антиклинали. Здесь отложения владимировской свиты обладают значительными перспективами в отношении рудо-локализации. Общее количество сероцветных пород в разрезе возрастает с юга (Кенен - 17,0%) на север (Кызыл-Оба - 66,6%); в этом же направлении увеличивается общее количество песчаников (47,0-52,0%) и сероцветных песчаников (9,0-27,7%). Среднее содержание меди в последних довольно высокое: Кенен - 0,02%, Кокпекты - 0,12%, Кызыл-Оба - 0,01%. Количество же серебра более чем в 10 раз превышает кларк и составляет 0,00002 (Кенен) - 0,00009% (Кокпекты).

На данной площади хорошо выражены мелкие пликативные осложнения и дизъюнктивные нарушения, нередко сопровождающиеся хорошо выраженными зонами дробления и обильной жильной минерализацией.

Кальцитовые, кварц-кальцитовые, кальцит-баритовые, кальцит-целестиновые и кальцит-барит-целестиновые прожилки мощностью до 5-8 см содержат зерна, гнезда, налеты и корочки халькопирита, борнита, халькозина, пирита, сфалерита и малахита.

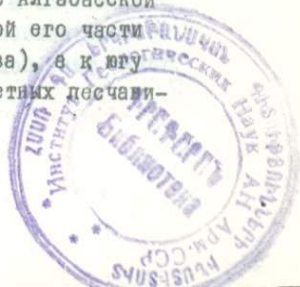
Как и в Джекказгане, рудолокализирующие породы Кенена и Кызыл-Обы испытали окварцевание, хлоритизацию, серицитизацию, альбитизацию, баритизацию и карбонатизацию, причем этими процессами отложения владимировской свиты охвачены намного интенсивнее, поскольку наряду с названными минеральными новообразованиями наблюдается сфен и эпидот.

Интересны результаты поискового бурения на Кененском месторождении (Гостев, 1970). В результате проведенных работ в нижней половине владимировской свиты установлено 14 горизонтов продуктивных сероцветных пород (верхняя сложена исключительно красноцветными образованиями). Поисковым бурением наличие этих горизонтов получило полное подтверждение. Кроме того, в верхнем I2-м горизонте установлено рудное тело с промышленными содержаниями меди, протягивающееся узкой полосой (от скв.33 до скв.105). Оно четко совмещается с распространением сероцветных пород. Однако рудное тело не было прослежено далее в том же направлении, как и остались неизученными IO-II горизонтов, залегающих на глубине. Между тем, судя по литолого-фациальным и геохимическим данным (четкие ореолы меди, серебра и других элементов), рудные концентрации далеко распространяются на северо-восток в пределы Кызыл-Обинской брахисинклинали. С другой стороны, продуктивные сероцветные горизонты с глубиной расширяются, поэтому и рудные тела линейно-струйчатые в I2-м горизонте скорее всего приобретут плащеобразные формы в более глубоких горизонтах.

А л т ы н к а з г а н с к а я г р у п п а рудопроявлений, локализованная в отложениях кийминской свиты, расположена в восточном крыле Алгабасской мульды.

Как указывалось, терригенные образования названной свиты по своему литолого-фациальному облику, геохимическим особенностям и характеру метаморфизма аналогичны владимировской свите, а следовательно, и рудоносной джекказганской толще.

Количество сероцветных пород в восточном крыле Алгабасской мульды подвержено значительным колебаниям. В северной его части они составляют 56,0-57,8% (джекказганский тип разреза), а к югу уменьшаются до 12,8-34,4%. Однако количество сероцветных песчани-



ков в этом же направлении заметно варьирует от 5,3-7,1 до 3,7-11,3%, а мощность свиты, по-видимому, возрастает. Довольно благоприятны и геохимические признаки: среднее содержание меди в серых песчаниках составляет около 0,1%, серебро же, хорошо коррелируясь с ней, достигает в этих породах 0,000157%. В отложениях четко проявлен и гидротермальный метаморфизм.

Тектонические процессы протекали довольно интенсивно: углы падения слоев, в отличие от многих районов Тенизской впадины, довольно значительны: на севере площади - до 40-45°, на юге - 10-15°.

Медная минерализация приурочена к трем основным горизонтам сероцветных пород, два из которых тяготеют к низам разреза кийминской свиты - рудопоявления Алтынказган I и II, третий - в средней части - рудопоявление Алгабас.

Нижний рудоносный горизонт (Алтынказган I) залегает в основании кийминской свиты и состоит из двух оближенных слоев серых, голубовато-серых мелкозернистых песчаников мощностью 2,0-3,8 м, разделенных прослоем до 0,4 м зеленовато-серых песчаников. Рудопоявление, южный фланг которого вскрыт древним карьером до глубины 5-6 м, прослеживается на север до 100-120 м.

Средний рудоносный горизонт (Алтынказган II) мощностью 1,5 м залегает выше нижнего на 60 м и прослеживается на 750 м на юг. На северном фланге рудопоявления также имеется древний карьер. Оруденению подвержены серые, зеленовато-серые мелкозернистые песчаники.

На обоих рудопоявлениях рудная минерализация выражена в виде вкрапленности, корочек и пленок малахита и азурита. Содержание меди колеблется от 1,5 до 1,9%. Характерно, что стратиграфически выше описанных горизонтов отмечаются линзовидные прослой темно-серых известняков, которые также несут медную минерализацию.

Верхний рудоносный горизонт, отстоящий от Алтынказгана I на юго-запад на 3 км, включает рудопоявление Алгабас. Здесь на протяжении 500 м обнаружено II древних карьеров различной величины. Рудоносный горизонт, состоящий из сероцветных мелкозернистых песчаников, алевролитов, отчасти конгломератов, мощностью 7-10 м прослеживается до 1200 м. Минерализация аналогична вышеуказанной; содержание меди достигает 4,5%. Интересен также факт повышенного содержания меди (0,1-0,5%) в подстиلاء-

щих серовато-бурых и бурых песчаниках.

В заключение надо отметить, что проведенное до настоящего времени поисковое бурение в Тенизской впадине, в сущности, ни в одном случае не дало окончательной оценки находящимся там объектам. Оно осуществлялось в весьма малых объемах и единичными, обычно неглубокими скважинами, без учета того, что рудные тела носят преимущественно ленточный характер. Следует также указать на нередко ошибочный подход к методике поисков рудных залежей типа медистых песчаников: как правило предполагается их согласное залегание в рудовмещающем горизонте, поэтому скважины задаются по простиранию и вкрест простирания последней. Расположение же рудных тел чаще всего не подчиняется этим направлениям.

Для раскрытия перспектив слабоизученных площадей Тенизской впадины и для выяснения глубинного их строения авторами рекомендуется значительный объем бурения опорно-параметрических скважин, а также проведение геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000.

В связи с расширением геологопоисковых работ на медистые песчаники в Тенизской впадине возникает необходимость и в значительном усилении научных исследований. Изучается керн опорно-параметрических поисковых и картировочных скважин по единой методике, чтобы получить максимальное количество сопоставимой информации о литологии и геохимии отложений, их стратиграфии и тектоническом строении районов.

Особое внимание уделяется закономерностям формирования оруденения, его связи с определенным комплексом осадочных образований и их метаморфизмом, структурному контролю рудообразования, а также районированию площадей с выделением перспективных участков.

Наиболее важной задачей геофизических исследований является выяснение глубинного строения площадей, потенциально перспективных на медистые песчаники: вскрывается характер разрывной тектоники, строение различных участков, их тектоническая активность.

В результате обобщения всех геологических и геофизических материалов составляются прогнозно-металлогенические карты масштабов 1:200 000, 1:50 000 и крупнее.

ЛИТЕРАТУРА

Арустамов А.А., Есенов Ш.Е., Паршин Г. Штифанов В.И. Геохимия отложений джезказганской толщи. Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1968.

Арустамов А.А., Есенов Ш.Е., Паршин Г. Штифанов В.И. Медистые песчаники Северного Джезказгана. Алма-Ата, "Наука", 1969.

Журбицкий Б.И., Котляров А.М., Цареградский В.А. Глубинное строение Джезказганской синклинали по геофизическим данным. В кн. "Земная кора Казахстана". Алма-Ата, "Наука", 1967.

В.П.Стеценко

ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА ПЛАСТОВЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА

В пределах Южного Казахстана пластовые свинцово-цинковые руды распространены в двух районах: Текелийском и Миргалимсайском. Генезис этих руд был предметом неоднократного обсуждения и является опорным в настоящее время. Широко распространена осадочная гипотеза образований руд.

При рассмотрении генетических особенностей рудных месторождений вообще, и свинцово-цинковых в частности, необходимо ответить на три вопроса: источник металлов, условия их отложения, способ и условия переноса. Сторонники осадочного генезиса пластовых свинцово-цинковых руд обычно детально рассматривают только условия отложения металлов.

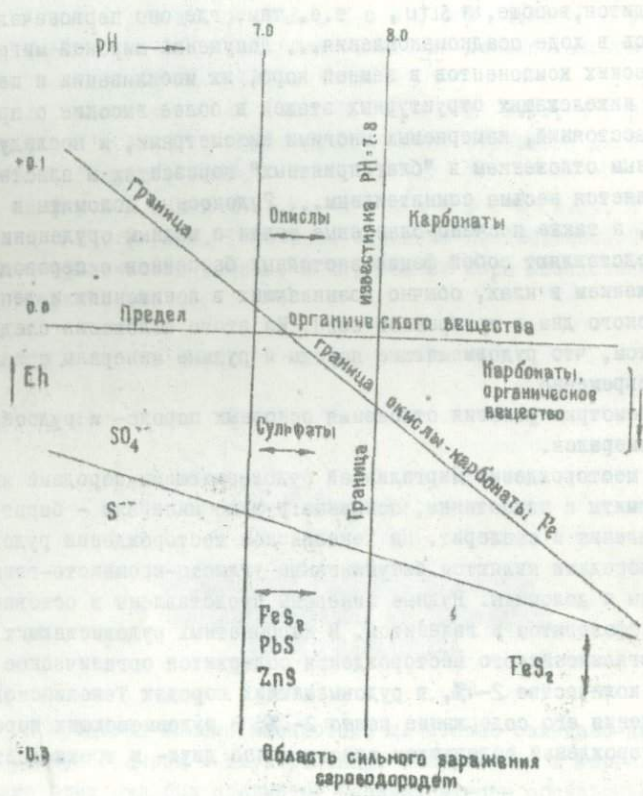
По данным В.М.Попова (1964), последовательно отстаивающего осадочный генезис пластовых свинцово-цинковых месторождений, "первичное рудное вещество в пластовых месторождениях цветных металлов находится, вообще, *in situ*, т.е. там, где оно первоначально отложилось в ходе осадконакопления... Допущение широкой миграции металлических компонентов в земной коре, их мобилизации и перемещения из нижележащих структурных этажей в более высокие с прохождением расстояний, измеряемых многими километрами, и последующим селективным отложением в "благоприятных" горизонтах и пластах нам представляется весьма сомнительным... Рудоносные доломиты и известняки, а также песчано-сланцевые толщи с медным оруденением, часто представляют собой фации застойных бассейнов с сероводородным заражением в илах, обычно возникающих в понижениях и депрессиях морского дна в прибрежной зоне¹. Из этого положения следует вывод о том, что рудовмещающие породы и рудные минералы отлагались одновременно.

Рассмотрим условия отложения основных породо- и рудообразующих минералов.

На месторождении Миргалимсай рудовмещающими породами являются доломиты и известняки, основные рудные минералы — барит, пирит, галенит и сфалерит. На Текелийском месторождении рудовмещающими породами являются битуминозные углисто-кремнисто-глинистые сланцы и доломиты. Рудные минералы представлены в основном пиритом, сфалеритом и галенитом. В карбонатных рудовмещающих породах Миргалимсайского месторождения содержится органическое вещество в количестве 2-4%, в рудовмещающих породах Текелийского месторождения его содержание равно 2-1%. В рудовмещающих породах этих месторождений содержится одновременно двух- и трехвалентное железо.

Возможность одновременного отложения рудовмещающих пород и рудных минералов удобнее всего проследить на диаграммах $E - pH$ (рис.).

Р.Гаррелс (Garrels, Крайст, 1968) показал, что отложение карбонатов не контролируется окислительно-восстановительным потенциалом и зависит только от pH среды. Карбонатные породы (доломиты и известняки) осаждаются при pH , равной более 7,8. Органическое вещество в воде существует только при отрицательных значениях Eh . Одновременное существование двух- и трехвалентного железа ограничивается областью существования воды. Выше линии



Р и а . поля устойчивости органического вещества, карбонатных пород, сульфидов и сульфатов при 25⁰С и нормальном давлении (по материалам Р.Гаррелса)

$H_2O - O$ железо находится только в трехвалентной форме, а ниже линии $H_2O - H$ - двухвалентной форме (линии устойчивости воды на рисунке опущены). Если рассмотреть области существования ионов серы SO_4^{--} , S^{--} , S_2^{--} , входящих в состав основных рудных минералов месторождения (барит, пирит, галенит и сфалерит) на графике в координатах $Eh - pH$, то можно выявить ряд интересных особенностей. Например, в области отложения карбонатных рудовмещающих пород Миргалимсайского месторождения устойчивы ионы SO_4^{--} и S_2^{--} . Следовательно, одновременно с их отложением из водного раствора могли отлагаться и соединения, в состав которых входят эти ионы, т.е. барит и пирит. Ион S^{--} в области отложения карбонатных пород и органического вещества не устойчив. При отложении барита, пирита и карбонатных пород сульфиды свинца и цинка также не устойчивы.

Таким образом, гипотеза прямого химического отложения сульфидов свинца и цинка в условиях месторождения Миргалимсай обоснована слабо.

Несколько другая картина получается на Текелийском месторождении. Здесь отсутствуют первичные минералы, в состав которых входил бы ион SO_4^{--} . На этом месторождении отложение рудовмещающих пород происходило в условиях вод, сильно зараженных сероводородом. При этом возможно одновременное отложение как рудовмещающих пород, так и сульфидов свинца и железа. Несколько сложнее представляются условия отложения сфалерита. В состав сфалерита Текелийского и Миргалимсайского месторождений входит железо (для Миргалимсая до 10%, для Текели - до 16%). По данным Поваренных, Каллеруда (1966) и многих других, в состав сфалерита входит пирротин $[(Fe_{1-x}^{+2} Fe_{2/3x}^{+3}) S]$, т.е. железо сфалерита является двух- и трехвалентным. В условиях сильного заражения сероводородом и органикой трехвалентное железо не устойчиво. Таким образом, если галенит и пирит могут одновременно осаждаться в обстановке отложения рудовмещающих пород Текелийского месторождения, то в этих условиях сфалерит отлагаться не мог, так как для его образования необходимы другие $Eh - pH$ условия.

В последние годы в песчаниках мела (?), перекрывающих рудовмещающие карбонатные породы Каратау, установлены широко развитая вкрапленность и прожилки галенита, образование которых происходило за счет перераспределения галенита из рудовмещающих палеозойских пород.

На Текелийском месторождении широко развиты метакристаллы пирита, образовавшиеся за счет перераспределения вещества пиритовых глобуль. Следовательно, имеющиеся данные свидетельствуют о широкой миграции рудного вещества и его перераспределении.

При решении вопросов генезиса рудных месторождений необходимо иметь в виду конвергентный характер рудообразующего процесса, т.е. одни и те же минералы могут образоваться различными путями. В настоящее время еще нет методики однозначного решения этого вопроса для многих минералов, в том числе и минералов свинцово-цинковых месторождений.

Имеющийся фактический материал не позволяет однозначно решить вопрос о генезисе пластовых свинцово-цинковых месторождений типа Миргалимская и Текели. Можно только сказать, что образование их шло достаточно сложным путем и здесь имели место как процессы сингенетичного отложения части минералов, так и последующего перераспределения и привноса вещества.

Л И Т Е Р А Т У Р А

Г а р р е л с Р.М., К р а й т Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. М., "Мир", 1968.

К а л л е р у д Г. Обзор и оценка современных исследований сульфидных систем, имеющих геологическое значение. В сб. Проблемы эндогенных месторождений. М., "Мир", 1966.

П о п о в В.М. Пластовые месторождения цветных металлов и вопросы их генезиса. В сб. Проблемы генезиса руд. М., "Недра", 1964.

В.Д.Аброскин, Е.С.Зорин, В.Т.Суслияков

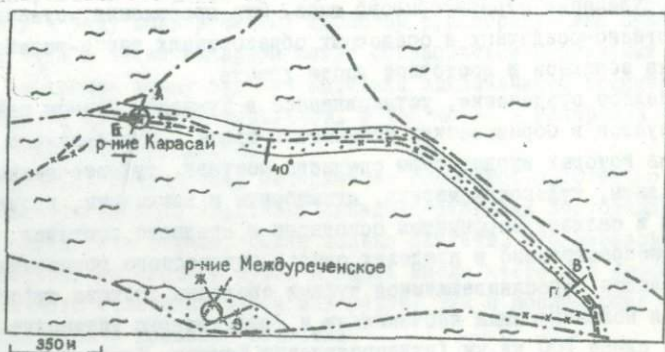
О СТРАТИФОРМНОМ ОРУДЕНЕНИИ ХРЕБТА КЕТМЕНЬ

Геологосъемочными и поисковыми работами, проведенными в разные годы в хр.Кетмень партиями Южно-Казахстанского геологоуправ-

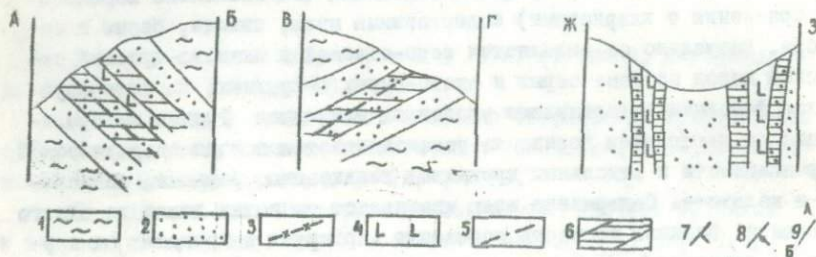
дения (Б.П.Блинов, С.И.Григорьев, Н.М.Чабдаров, Б.К.Кораблев, Ф.А.Стариченко, И.К.Смешливый, В.Г.Севастьянов, В.Т.Сусликов, Л.И.Скринник, В.Д.Аброскин), были установлены проявления медной, железо-марганцевой и полиметаллической минерализации, несущие признаки оруденения стратиформного типа. Эти проявления установлены в вулканогенно-осадочных и осадочных образованиях турне-визейского возраста западной и восточной части хребта.

Медное оруденение, установленное в Тукском рудном районе, локализуется в образованиях кетменской свиты — турне-нижнее визе, в состав которых входят туфы среднего состава, туфопесчаники, туфогравелиты, туфоконгломераты, игнимбриты и песчаники, пронизанные дайками и силлами порфириров основного и среднего составов. Оруденение распространено в пределах одного рудоносного горизонта, который сложен переслаивающимися туфами среднего состава, туфопесчаниками и полимиктовыми песчаниками и фрагментарно установлен на площади свыше 100 кв.км (рудопоявления Коктас, Карасай-Междуреченское, Кызылтас и др.). На всей площади (рис.1) распространения этот горизонт характеризуется повышенными (на несколько порядков по сравнению с кларковыми) содержаниями меди, свинца, бария и серебра. Визуально он выделяется серо-зеленой и вишнево-красной окраской пород на фоне серых и ржаво-бурых безрудных, характеризующихся фоновыми содержаниями указанных элементов. Рудная минерализация на протяжении горизонта устанавливается в виде спорадической крапленности и отдельных прожилков халькозина, борнита, ковеллина и малахита. Содержание меди изменяется от сотых долей до одного процента. Видимая мощность горизонта варьирует в пределах от первых до десятков метров, а по простиранию прослеживается на сотни метров и первые километры.

На отдельных участках рудоносный горизонт сечется sill- и дайкообразными залежами базальтоидов и разрывными нарушениями, вблизи которых отмечается увеличение интенсивности оруденения (до богатых руд). Следует отметить, что в этих случаях распространение рудных тел ограничивается кровлей и подошвой рудоносного горизонта. По морфологическим признакам выделяются согласные линзо- и пластообразные и крутопадающие рудные тела. Согласные рудные тела тяготеют обычно к экзоконтактам sillов миндалекаменных базальтовых порфириров и пологопадающим тектоническим нарушениям, согласных с залеганием горизонта. Крутопадающие тела приурочены к секущим разрывам



РАЗРЕЗЫ ПО ЛИНИЯМ:



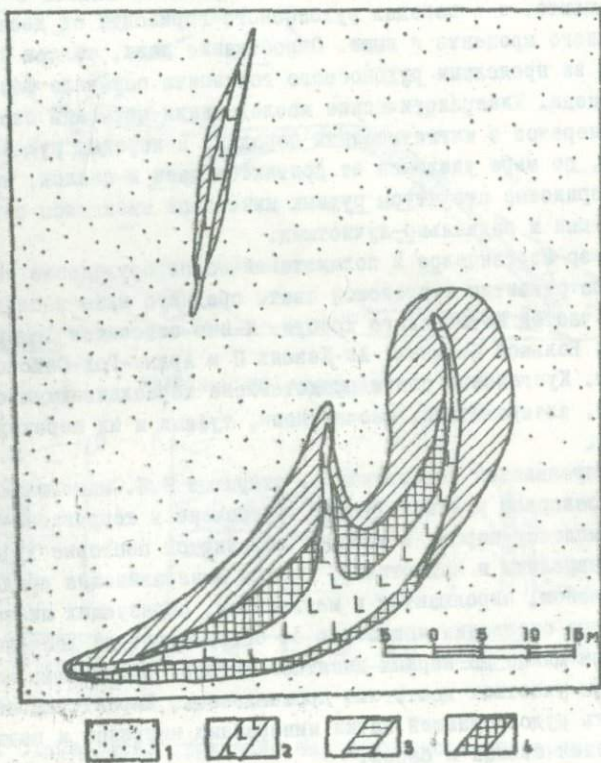
Р и с .I. Схема распространения пород рудоносного горизонта на площади Карасай-Междуреченского рудопоявления: 1 - безрудные породы; 2 - рудоносный горизонт; 3 - дайко- и силлообразные тела базальтоидов; 4 - базальтовые порфириты; 5 - разрывные нарушения; 6 - рудные тела - элементы залегания; 7 - пород; 8 - тектонических нарушений; 9 - линии разрезов.

и дайкам порфириров основного состава. Устанавливается прямая зависимость интенсивности оруденения и размеров рудных тел от массы вещества силлов, даек и масштаба тектонической нарушенности (рис.2). Содержание меди в дайках и силлах обычно не превышает сотых долей процента, а в породах рудоносного горизонта от десятых долей до одного процента и выше. Опробование даек, силлов и вмещающих пород за пределами рудоносного горизонта показало фоновые содержания меди. Минералогические исследования показали отсутствие медных минералов в магматических породах. В породах рудоносного горизонта, по мере удаления от контактов даек и силлов, кристаллически-зернистые структуры рудных минералов сменяются зонально-коллоидными и радиально-лучистыми.

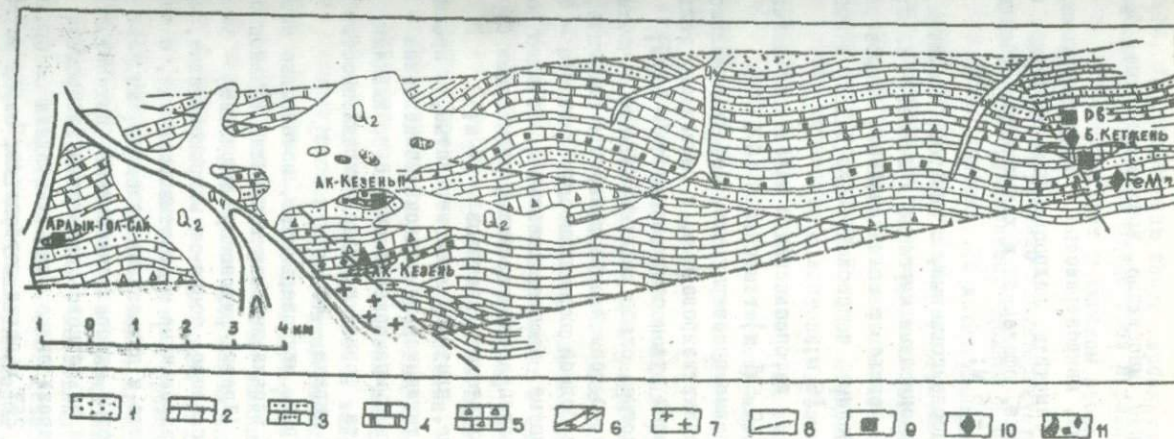
Железо-марганцевое и полиметаллическое оруденение установлено в полосе развития кунгейской свиты среднего везе западной и восточной частей Кетменского хребта. К ним относятся Темерликское, Ак-Кезень, Большой Кетмень, Ак-Кезень II и Арлык-Гол-Сайское рудопроявления. Кунгейская свита представлена переслаивающимися известняками, алевритами, песчаниками, туфами и их переходными разновидностями.

Рудопроявление Темерликское, открытое И.К.Смешливым в 1963 г., находится севернее рудника Тужк и приурочено к терригенно-карбонатному комплексу пород, в котором выделяются пепловые туфы, песчаники, алевриты и известняки. Рудная минерализация представлена псиломиланом, пиролюзитом и манганитом, образующих линзообразные послойные скопления мощностью от сантиметров до десятков сантиметров при длине до первых десятков метров. Содержания марганца на отдельных участках достигают промышленных. Характерны общая зараженность рудовмещающей пачки минералами марганца и повышенные содержания свинца и бария.

Полиметаллические рудопроявления Ак-Кезень-II, Большой Кетмень, Арлык-Гол-Сай и проявление железа Ак-Кезень I приурочены к блоку карбонатных пород, слагающих северные склоны восточной части хр.Кетмень (С.И.Григорьев, 1961; В.Г.Севастьянов, 1965-66 гг.). Пачка карбонатных пород имеет северо-восточное простирание и смыта в синклиналиную складку, разбитую серией разрывных нарушений на отдельные блоки. Южное крыло складки сложено преимущественно известняками, в разрезе же северного крыла отмечается увеличение роли терригенной составляющей (рис.3). Наиболее полно разрез карбонатной пачки изучен в пределах рудопроявления Большой Кетмень, где залегает (снизу вверх):



Р и с .2. Схема зависимости интенсивности оруденения и размеров рудных тел от массы вещества даек базальтоидов на площади рудопроявления Междуреченское: 1 - породы рудоносного горизонта с бедной вкрапленностью медных минералов; 2 - дайки миндалекаменных базальтовых порфиритов; 3 - рудные тела с бедным содержанием меди; 4 - рудные тела с богатым содержанием меди.



Р и с . 3. Схематическая геологическая карта участков Большой Катмень -- Ак-Кезень: I - терригенные образования; 2 - органогенные известняки; 3 - известняки песчанистые; 4 - известняки мраморизованные; 5 - известняки брекчированные; 6 - гранит-порфиры; 7 - граниты; 8 - тектонические нарушения; 9 - свинцовые рудопроявления; II - сплошная и вкрапленная минерализация.

- 1) известняки светло-серые, массивные, криптозернистые, брекчированные - 85 м;
- 2) известняки темно-серые, микрозернистые, рассланцованные, с прожилками и линзами гематита, гидроокислами марганца, бедной вкрапленностью галенита, сфалерита и халькопирита (Первый рудоносный горизонт) - 6 м;
- 3) известняки темные, рассланцованные, с пиритом, хлоритом, обломками кремней, гидроокислами марганца и железа - 12 м;
- 4) известняки полосчатые, сильно рассланцованные, микрозернистые, интенсивно омарганцованные, с прослоями (до 0,1 м) и линзами (0,2x0,1 м) гематита - 16 м;
- 5) известняки песчанистые, туфопесчаники и известково-железистые алевролиты с линзами (0,5x1 м) гематита - 46 м;
- 6) известняки серые, неравномернозернистые, перекристаллизованные баритизированные и гематитизированные, с галенитом, халькопиритом и сфалеритом (Второй рудоносный горизонт) - 22 м;
- 7) известняки микрозернистые, слабо рассланцованные и частично перекристаллизованные, с тонкой вкрапленностью галенита, гидроокислами марганца и бедной вкрапленностью гематита - 46 м;
- 8) известняки микрозернистые, рассланцованные и частично перекристаллизованные, с вкрапленностью галенита, прожилками барит-гематитового и квар-кальцитового составов - 34 м;
- 9) известняки темно-серые, плотные, тонкозернистые, с прожилками кальцита, сильно гематитизированные и омарганцованные - 10 м;
- 10) известняки серые, слабо мраморизованные, с прожилками, линзами и гнездами кальцита, барита и редкой вкрапленностью галенита, халькопирита и пирита - 40 м;
- 11) известняки светло-серые, микрозернистые, интенсивно катаклазированные, с тонкой вкрапленностью галенита, халькопирита, сфалерита и гематита (Третий рудоносный горизонт) - 34 м;
- 12) известняки серые, массивные, тонко- и микрозернистые, мраморизованные, кальцитизированные и баритизированные, с тонкой вкрапленностью галенита и примесками малахита, азурита - 85 м;
- 13) известняки тонкослоистые, хлоритизированные, пятнистые известняки, туфопесчаники и известково-железистые алевролиты - 50 м.

Из приведенного разреза видно, что сульфидная минерализация свинца наблюдается в 267 м пачки карбонатных пород из 500 м ве мощности по разрезу. Причем вкрапленная минерализация полиме-

металлов, по простиранию пачки карбонатных пород, наблюдается на протяжении пяти-десяти километров в разных рудовмещающих горизонтах. Это свидетельствует о широком распространении полиметаллического оруденения.

Нижняя часть разреза характеризуется железо-марганцево-полиметаллическим оруденением, средняя и верхняя части — преимущественно полиметаллическим. По интенсивности оруденения, в пределах карбонатной пачки, выделяются три рудоносных горизонта. Первый горизонт представлен темными, полосчатыми, расчлененными известняками, интенсивно гематитизированными. Он устанавливается в пределах рудопроявлений Большой Кетмень и Ак-Кезень. По простиранию этого горизонта с востока на запад наблюдается изменение вещественного состава оруденения — от преимущественно полиметаллического (Большой Кетмень) к железо-марганцевому (Ак-Кезень), при ведущей роли железо-марганцевой минерализации в пределах последнего.

Железо-марганцевое оруденение на рудопроявлении Ак-Кезень приурочено к пластообразному телу омарганцованных, железисто-кремнистых пород, вишнево-красного цвета. Мощность тела 3-5 м, протяженность — 200 м, залегает оно в белых известняках, мраморизованных, слабо доломитизированных и баритизированных. Рудная минерализация представлена гематитом, слагающим линзы и прослои, согласные со слоистостью. Содержание железа достигает 57%, марганца — первые проценты, свинца и цинка — десятые доли процента. Первый рудоносный горизонт в пределах рудопроявления Большой Кетмень характеризуется, как отмечалось выше, полиметаллической специализацией. Рассеянная вкрапленность галенита, сфалерита и халькопирита локализуется в гематитизированных и омарганцованных известняках с баритом и кальцитом. Сульфиды меди, свинца, цинка, вместе с баритом и кальцитом иногда выполняют трещины, согласные с напластованием пород, реже секущие их по падению. Содержание элементов колеблется от десятых долей до одного процента и выше.

Второй рудоносный горизонт, в пределах которого расчленяются рудопроявления Большой Кетмень, Ак-Кезень II и Арлык-Гол-Сай, характеризуется полиметаллической специализацией. Он сложен известняками, преимущественно серыми, массивными и слабо расчлененными, которые секутся прожилками барит-гематитового и кварц-кальцитового составов. Сульфидная минерализация рассеяна по простиранию горизонта и носит прожилково-вкрапленный характер. Наблюдаются

линзовобразные залежи массивных руд, выполняющих секущие трещины, реже залегающие согласно напластованию пород. Содержание металлов достигает десятых долей и первых процентов.

Третий рудоносный горизонт отмечен на рудопроявлении Большой Кетмень и сложен светлыми массивными, перекристаллизованными, иногда мраморизованными известняками с баритом и кальцитом. Гематитизация слабая, а сульфидная минерализация свинца, цинка и меди имеет тонкорассеянный характер, реже наблюдается в послойных прожилках. Содержание металлов - десятые доли и редко первые проценты.

Как видно из вышеизложенного, рудные горизонты отделяются друг от друга прослоями карбонатов, обогащенных железо-марганцевыми минералами, что сближает описанное оруденение с Атасуйским типом (Г.Н.Щерба, 1964 г.).

Приведенные сведения свидетельствуют о наличии в хр.Кетмень стратиформного оруденения, имеющего важное промышленное значение. При пересмотре оценки оруденения с подобной позиции масштабы последнего на некоторых рудопроявлениях могут оказаться весьма значительными.

ЛИТЕРАТУРА

1. Щ е р б а Г.Н. Некоторые особенности месторождений Атасуйского типа. Изв. АН КазССР, сер.геол., №5, 1964.

2. С е в а с т ь я н о в В.Г. Свинцовое оруденение в карбонатных породах хр.Кетмень. В кв."Материалы по геологии и полезн. ископ. Южного Казахстана", вып.4 (29), Алма-Ата, "Наука", 1971.

3. С т а р и ч е н к о Ф.А., Ш л ы г и н А.Е. Оруденение Атасуйского типа хр.Кетмень юго-востока Казахстана и задачи его изучения. Изв.АН КазССР, № 6, 1971.

В.Д.Аброскин, Е.С.Зорин

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ
В КЕТМЕНСКОМ ХРЕБТЕ

К настоящему времени геологическое строение хребта Кетмень (Григорьев, Костенко, Рахман, Севастьянов, Стариченко и др.) представляется следующим образом.

Наиболее древними являются метаморфизованные отложения жайсанской свиты средне-верхнего кембрия, в составе которых выделяются алевролиты, песчаники, а также порфириты основного состава.

Более молодые образования ордовикского и силурийского возраста представлены песчаниками, алевролитами, сланцами и известняками. На них с угловым и стратиграфическим несогласием залегают нижнекаменноугольные отложения, расчлененные на ряд свит: кетменскую - вулканогенно-осадочную турне-нижневизейского возраста, кунгейскую - терригенно-карбонатную средне-верхневизейского возраста, кулуктаускую - вулканогенно-осадочную того же возраста, ыртасскую - терригенно-пирокластическую намурского возраста, далашикскую и тужскую (терригенные) намурского возраста.

Среднекаменноугольные отложения, относимые к башкирскому ярусу, пользуются ограниченным распространением и представлены четко слоистой толщей известняков, конгломератов и песчаников.

Средний-верхний отделы каменноугольной системы выделены по литологическим признакам. В их составе преобладают эффузивно-пирокластические образования. Отложения пермской системы представлены различного состава туфами и порфиритами, конгломератами и песчаниками. Через горизонт базальных конгломератов они налегают на нижележащие образования среднего-верхнего отдела каменноугольной системы.

Мезо-кайнозойские отложения весьма разнообразны по составу и генезису и распространены довольно широко.

Магматические породы подразделяются на ряд комплексов. Кембрийский интрузивный комплекс включает в себя мелкие линзо- и пластообразные залежи ультрабазитов и габброидов, распространенные в поле развития пород жайсанской свиты. Они сильно изменены и представлены серпентинитами, лиственитами, тальк-карбонатными породами, габбро и габбро-диоритами, залегающими зачастую согласно с общим простиранием пород и складок.

Силурийские интрузии образуют ряд мелких разобщенных выходов в пределах распространения пород силура, среди которых выделяются габбро и габбро-диориты.

Среднекаменноугольный магматический комплекс получил наибольшее распространение. Это преимущественно граниты и их гибридные разновидности - гранодиориты.

Пермские интрузии слагают мелкие тела, приуроченные к зонам разломов и отличающиеся большим разнообразием петрографического состава: монзониты, гранодиориты, граниты и габбро-сиениты.

Широко распространен комплекс субвулканических тел, коагматичных эффузивам карбона и перми.

По характеру дислокаций строение хребта отличается большой сложностью. Система разломов длительного развития, проходящая в осевой части хребта, предопределила разные режимы развития региона в северном и южном крыльях Кетменского антиклинория. Северное крыло сложено вулканитами каменноугольного возраста, смятыми в складки с ориентацией осей в северо-восточном направлении, а на южном крыле наблюдается широкое развитие терригенно-карбонатных отложений. Более мелкие нарушения, оперяющие главную зону разломов, раскалывают регион на еще более узколокальные участки, развитие которых отличалось в некоторой степени уникальностью по отношению друг к другу.

Оруденение Кетменского хребта характеризуется значительным разнообразием. Установлено, что наиболее металлоносными являются отложения кетменской и кунгейской свит, в пределах которых выявлены железорудные проявления Дардамты II, Букан, Ак-Кезень с гематитовой минерализацией, марганцеворудное псилломелан-пирролизит-манганитовое Темирликское проявление, меднорудные проявления Таспа, Ценько-Булак, Джалаулы, Коктас, Карасай-Междуреченское и др., полиметаллические рудопроявления Узун-Булак, Арал-Хота, Темирликское, месторождение Тушк и др., золоторудные проявления Кара-Арча, Большой Кетмень и Теректысай.

По существующим в настоящее время воззрениям размещение оруденения контролируется тектоно-магматическими факторами (разломы, складки, эндо- и экзоконтакты субвулканических и интрузивных тел, характер магматической и гидротермальной деятельности). Связь оруденения с особенностями литофациального состава рудовмещающих тел не рассматривалась.

Настоящая статья является первой попыткой установления зависимости между характером оруденения и закономерностями его размещения от литофациальных особенностей вмещающих пород кунгейской и кетменской свит. Все рудопроявления разделены на две большие группы, согласно возрасту вмещающих их пород. Внутри каждой группы размещение оруденения рассматривается в зависимости от особенностей состава рудовмещающих образований.

В отложениях кетменской свиты выделяются два основных типа разрезов - вулканогенный и вулканогенно-терригенный, площадки преимущественного развития которых объединяются в две литофациальные зоны. Отмечается изменение состава вулканитов в меридиональном направлении от кислых - в северной части, к основным - в южной.

По составу вулканитов внутри литофациальных зон выделяются подзоны: для вулканогенных литофаций - подзоны кислых и основных, для вулканогенно-терригенных - подзоны с вулканогенными образованиями основного и среднего, среднего и кислого и среднего составов.

На северо-западе, в районе поселка Сумбе, преобладают существенно терригенные отложения, выделяемые в терригенную литофациальную зону (рис. I).

Подзона вулканитов кислого состава распространена в северной и юго-восточной частях хребта. В северной части наблюдается изменение основности вулканитов с запада на восток, от кислых к средним. В западной части, в горах Кулуктау, в составе разрезов преобладают кварцевые порфиры, фельзиты и туфы кислого состава с подчиненными прослоями порфиритов и туфов андезитового и дацитового состава. Разрезы в междуречье рек Дардамты и Нарынкул характеризуются переслаиванием дацитовых игнимбритов, андезито-дацитовых и дацитовых порфиритов и трахилипаритовых порфиритов, восточнее замещающихся андезитовыми порфиритами и их туфами. В юго-восточной части хребта имеют распространение фельзиты, кристаллокластические туфы и порфириты дацитового состава.

Оруденение в полях развития вулканитов кислого состава распределено весьма неравномерно и тяготеет к красным частям вблизи стыка их с вулканогенно-терригенными литофациями. Здесь устанавливаются железорудные проявления с гематитовой минерализацией Букан, Дардамты II, Кулуктау и Чийбут, локализующиеся в зонах дробления вмещающих пород (фельзиты, дацитовые порфиры и их туфы с подчиненными прослоями порфиритов среднего состава) вдоль разломов. К югу от рудопроявлений Кулуктау, Букан, Чийбут и к северу от рудопроявления Дардамты II широкое распространение получают конгломераты, песчаники, туфоконгломераты с подчиненными прослоями эффузивов и туфов разного состава.

Медное оруденение представлено рудопроявлениями с халькопиритовой минерализацией (Джалаулы, Ценько-Булак, Карасайское, Бесик-Актас и Теректысай). Разрезы вмещающих пород и условия локализации оруденения аналогичны вышеописанным. К югу от рудопроявлений Джалаулы, Ценько-Булак и Карасайского, к северу от Бесик-Актас и к западу от Теректысай и Перевальная вулканогенные отложения кислого состава также сменяются вулканогенно-терригенными (туфоконгломераты, туфопесчаники, туфы и эффузивы разного состава).

Полиметаллические (галенит, халькопирит, золото) рудопроявления Малый Кетмень, Кайраксай, Южно-Кетменское локализируются в зонах дробления в туфах и эффузивах кислого состава. К востоку наблюдается переход вулканогенного типа разрезов в вулканогенно-терригенный (песчаники, алевролиты, порфириты и туфы основного - среднего состава).

Золотое оруденение (рудопроявления Кара-Арча, Большой Кетмень, Теректысай) приурочено к интенсивно пиритизированным вулканитам кислого состава (липариты, кварцевые порфиры, фельзиты и их туфы) вдоль зон тектонических нарушений. Золото рассеяно в виде мелкодисперсной примеси в пирите. К западу разрез принимает вулканогенно-терригенный характер.

Подзона вулканитов основного состава распространена в южной части западной половины хребта и сложена базальтовыми порфиритами, их туфами с резко подчиненными прослоями эффузивов и туфов разного состава. Оруденение пользуется здесь крайне ограниченным распространением и представлено мелкими рудными точками, несущими халькозиновую минерализацию и расположенными вблизи перехода в вулканогенно-терригенные отложения.

Вулканогенно-терригенная литофация образует субширотно вытянутую полосу в осевой части хребта. Типичным разрезом для нее является переслаивание туфоконгломератов, туфопесчаников, туфов среднего и основного состава, базальтовых и андезитовых порфиритов, игнимбритов дацитового и андезитового состава.

Наиболее широким площадным развитием пользуется подзона вулканитов среднего состава, располагающаяся в центральной части западной половины хребта и сложенная конгломератами, песчаниками туфопесчаниками, порфирами и туфами андезитового, андезито-дацитового и дацитового составов. В поле развития отложений подзоны выявлены мелкие рудные точки с халькопиритовой минерализацией (Аксу), локализующиеся преимущественно в кварцевых, кварц-кальцитовых и кальцитовых жилах.

Разрезы подзоны вулканитов основного и среднего состава отличаются от вышеописанного появлением базальтовых порфиритов и их туфов. Отложения подзоны слагают узкую полосу субширотного простираения в южной части хребта и небольшие по площади участки в центральной и юго-восточной частях западной половины региона. К ней приурочены медные рудопоявления с халькозиновой минерализацией: Коктас, Карасай-Междуреченское, Кызылтас, Кашкар Северный I, Кашкар I и целый ряд мелких точек, несущих некоторые черты стратифоринности (приуроченность к определенному горизонту, характеризующемуся переслаиванием песчаников, туфов среднего состава, туфопесчаников, несущих редкую вкрапленность медных минералов).

Вблизи перехода разрезов этого типа в вулканогенный (подзона вулканитов основного состава) располагаются полиметаллические рудопоявления Жана-Арасан, Комурчи, Кашкар Южный I, Кашкар Северный с халькопирит-галенит-баритовой минерализацией, локализующейся в кварц-кальцит-баритовых жилах и зонах дробления вдоль разломов.

В крайней северо-восточной части хребта вулканогенно-терригенные отложения представлены средними и кислыми эффузивами, их туфами, песчаниками, туфопесчаниками и туфоконгломератами. Вблизи сочленения их с вулканитами кислого состава располагается полиметаллическое рудопоявление Дардамтинское с галенит-халькопирит-сфалеритовой минерализацией, приуроченное к зоне дробления.

Терригенные отложения, распространенные восточнее поселка Сумбе, в своем составе имеют известняки, песчаники, алевролиты, туфопесчаники и конгломераты. В них располагаются мелкие медно-рудные точки с халькопиритовой минерализацией в кварц-кальцитовых жилах, наиболее ярким представителем которых является рудопроявление Таспа.

Кунгейская свита по литологическому составу довольно резко отличается от кетменской. В пределах ее развития устанавливаются вулканогенно-терригенный, терригенный и карбонатный типы разрезов, распространенные соответственно в северной, центральной и южной частях хребта, области преобладающего развития которых выделяются в качестве литофациальных зон (рис.2).

Вулканогенно-терригенные отложения отличаются пестрым составом (конгломераты, песчаники, редко известняки, туфы и порфириды разного состава, игнимбриты, туфоконгломераты, туфопесчаники). Для терригенных образований характерен выдержанный состав — конгломераты и песчаники с резко подчиненными прослоями туфопесчаников, туфов, редко порфиритов. Карбонатная литофация представлена переслаиванием органогенно-обломочных, пелитоморфных, плитчатых и битуминозных известняков с редкими прослоями алевролитов, конгломератов и песчаников.

В вулканогенно-терригенных отложениях участки, отличающиеся появлением известняков в разрезе, выделяются в вулканогенно-терригенно-карбонатную литофациальную подзону, распространенную в северо-западной и центральной частях западной половины региона. Разрезы подзоны представлены переслаиванием эффузивов кислого (до дацитов) состава с их туфами, туфопесчаниками и известняками, в полях развития которых располагаются галенит-сфалеритовые рудопроявления Арал-Юта, Узун-Булак, Сумбе I, локализующиеся в зонах окварцевания и баритизации вдоль разломов.

Среди терригенной литофации участки, характеризующиеся значительной ролью карбонатных пород (до 20-50%) в разрезе, выделены в терригенно-карбонатную литофациальную подзону, отложения которой развиты на небольших по площади участках хребта. Разрезы подзоны характеризуются переслаиванием алевролитов, папловых туфов, конгломератов, песчаников, известняков и их переходных разновидностей.

В полях развития терригенно-карбонатной литофации располагаются полиметаллические рудопроявления (Большой Кетмень, Арал-Юта).

зень II, Арлык-Гол-Сай), обладающие явными признаками стратиформности, и месторождение Тузк, локализующееся в зоне окварцевания и баритизации вдоль разлома. Гематитовое рудопроявление Ак-Кезень и псилломелан-пирролизит-манганитовое рудопроявление Темирликское имеют вид пластообразных залежей.

Отметим общие закономерности распределения оруденения в Кетменском хребте в различных литофациях кетменской и кунгейской свит. Наиболее общей чертой для подавляющего большинства рудопроявлений, месторождений и рудных точек является приуроченность их к пограничным областям литофациальных зон или участкам, характеризующимся значительной сложностью (неоднородностью или неустойчивостью) литологического состава рудовмещающих отложений. Неменьшей металлоносностью отличаются внутренние части литофациальных зон и подзон, характеризующиеся постоянством состава и выдержанностью разрезов.

Наибольший интерес для поисков полиметаллов, железа и марганца представляет терригенно-карбонатная и вулканогенно-терригенно-карбонатная литофациальные подзоны кунгейской свиты, в которых локализируются месторождение Тузк и рудопроявления Темирликское, Ак-Кезень II, Большой Кетмень, Арлык-Гол-Сай, Ак-Кезень, Арац-Кота и Узун-Булак, а для поисков медного оруденения — вулканогенно-терригенные отложения кетменской свиты подзоны вулканитов основного и среднего состава, в пределах которых располагаются стратиформные рудопроявления Коктас, Карасай-Междуреченское, Кашкарская группа и др.

В образованиях кетменской свиты на полиметаллическое, железорудное и золотое оруденение перспективны зоны сочленения различных литофаций: на полиметаллы — вулканогенных основного состава и вулканогенно-терригенных подзоны вулканитов основного и среднего состава (рудопроявления Комурчи, Кашкарская группа, Кана-Арасан), кислых вулканитов и подзоны вулканитов среднего и кислого состава (рудопроявление Дардамитское), кислых вулканитов и подзоны вулканитов среднего и основного состава (рудопроявления Малый Кетмень, Южно-Кетменское и Кайраксай); на оруденение железа — кислых вулканитов и вулканогенно-терригенных отложений подзоны вулканитов среднего состава (рудопроявления Букан и Чийбут), кислых вулканитов и подзоны вулканитов кислого и среднего состава (рудопроявление Дардамиты II). Золотое оруденение приурочено к зоне перехода вулканитов кислого состава в вулканогенно-терриген-

ные отложения (рудопроявления Кара-Арча, Теректысай, Большой Кетмень). Характерной чертой для рудопоявлений, расположенных в зонах перехода одних литофаций в другие, является локализация их в зонах дробления вмещающих пород.

Распределение оруденения в терригенно-карбонатных образованиях кунгейской свиты подчиняется следующим закономерностям. Проявления железа и марганца располагаются в участках преобладания в разрезе терригенной составляющей над карбонатной, полиметаллические - карбонатной над терригенной.

С увеличением роли карбонатов в вулканогенно-терригенных разрезах медное оруденение сменяется медно-полиметаллическим, а затем цинково-свинцовым и свинцовым. Для медного оруденения намечается зависимость минералогического состава от основности рудовмещающих вулканогенных образований.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. С е в а с т ь я н о в В.Г. Свинцовое оруденение в карбонатных породах хр.Кетмень. В книге "Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана", вып.4 (29), Алма-Ата, "Наука", 1971.

2. С т а р и ч е н к о Ф.А., Ш л ы г и н А.Е. Оруденение Атасуйского типа хр.Кетмень юго-востока Казахстана и задачи его изучения. Изв. АН КазССР, № 6, 1971.

П.К.Жуков

РУДНЫЕ РАЙОНЫ И УЗЛЫ МЕДНОГО
И СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ
СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

Наряду с проводившимися региональными металлогеническими исследованиями территории Казахстана, при которых представляется возможность выделить такие крупные структурные единицы, как металлогенические зоны, пояса (Есенов, Каюпов и др., 1970), в настоящее время большое внимание уделяется также средним по масштабу и локальным рудоносным площадям — рудным районам и узлам, имеющим важное значение для целей прогнозной оценки территории и дальнейшего направления поисково-разведочных работ. Металлогенический анализ рудных районов позволяет вскрывать причины неравномерного размещения оруденения в пределах металлогенических зон и выяснять условия формирования аномальных концентраций полезных ископаемых; в том числе крупных месторождений.

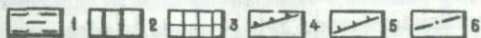
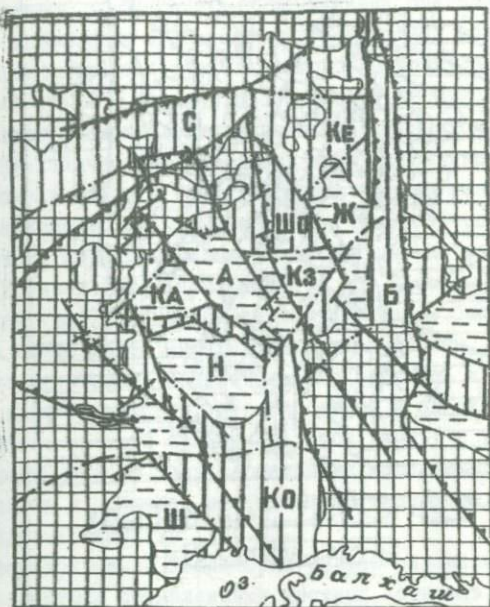
Для объективного представления о масштабах и интенсивности рудных процессов и характера неравномерности в распределении минерализации для рассматриваемой территории составлены по методу И.Н.Томсона [10] схемы экстенсивности проявлений отдельно для меди, свинца и цинка. Схемы экстенсивности в изолиниях объединяют различные генетические типы и формации (хотя, как будет показано ниже, близкие по условиям образования месторождения концентрируются в отдельные группы) и отражают количество проявлений на единицу площади (225 км^2). Всего на данной территории учтено 383 проявления меди и 343 проявления свинца и цинка. На схемах экстенсивности специальными знаками показаны известные месторождения по признакам — крупные и средние (рис.4, 5). Таким графическим методом выделены площади повышенной рудоносности с плотностью проявлений от 2 до 6. Ширина их в поперечнике от 10 до 20 км, длина от 20 до 60 км, некоторые из них изометричной формы. Рудоносные

площади в одних случаях включают одно или два крупных месторождения, в других — представлены только рудопроявлениями. Некоторые месторождения, в особенности меднопорфирового типа, напротив, сопровождаются весьма слабой экстенсивностью оруденения.

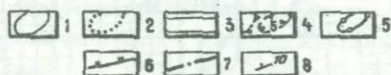
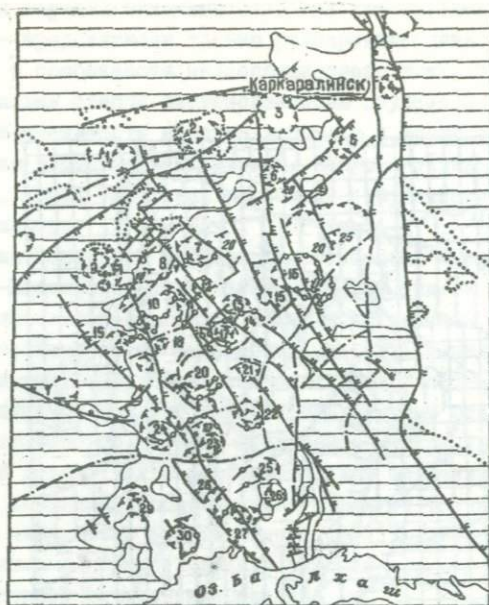
Схемы экстенсивности проанализированы с точки зрения положения оруденения в структурных этажах, блоково-окладчатых, очаговых структурах, зонах глубинных разрывных нарушений и среди магматических формаций.

Территория Северного Прибалхашья относится к северо-западной части Джунгаро-Балхашской складчатой системы. Нижне- и среднепалеозойские вулканогенно-осадочные толщи этой системы, обнажающиеся, главным образом, по ее периферии, составляют нижний структурный этаж (фундамент). Верхнепалеозойские, преимущественно вулканические образования, образуют верхний структурный этаж. Они залегают резко несогласно на породах фундамента и образуют структуры, характерные для этапов тектоно-магматической активизации. Основной структурой верхнепалеозойских толщ является Токрауский синклинорий, часто называемый вулканической зоной. Формирование синклинория относится к периоду нижнего карбона-перми и происходило в условиях орогенической активизации района.

Формационный анализ и геофизические данные [1, 4] показывают, что структуры синклинория и нижне-среднепалеозойский фундамент в верхнепалеозойское время представляли собой систему полигональных тектонических блоков (структур первого порядка) с преимущественно положительным или отрицательным знаком движений. Положительные структуры выступали в виде сводов, горст-антиклиналей, изометричных тектонических блоков, отрицательные — в виде впадин, грабен-синклиналей (рис.1). Эти структурные блоки ограничены региональными разрывными нарушениями четырех основных направлений: северо-западного, северо-восточного, близмеридионального и близширотного. Разломы образуют правильную тектоническую решетку, сохраняющую блоковое строение района, и относятся к глубинным, "сквозным" структурам, в понимании М.А.Фаворской и И.Н.Томсона [10], или глубинным подвижным зонам по Г.Н.Щербе [12]. В пределах структурных блоков, особенно верхнего структурного этажа, широко распространены кольцевые (очаговые) системы — структуры второго порядка (рис.2), представленные изометричными и овальными кальдера-синклиналями, мульдами, вулкано-куполами, сложными вулкано-тектоническими постройками, субвулканами, плу-



и с . I. Схема блокового строения Северного Прибалхья (составлена по геофизическим и геологическим данным И.П.Беневоленского, дополнена П.К.Жуковым): 1 - относительно опущенные блоки (грабены, грабен-синклинали, на схеме буквами обозначены: Ж - Жалпеленский, Кз - Кызылрайский, А - Актогайский, К - Каргалинский, Н - Найзакаринский, Ш - Шенгельбайский); 2 - относительно приподнятые блоки (горсты, тектонические блоки: С - Спасский, Ке - Кентский, Шо - Шонгалский, Б - Бесюкинский, Ко - Коунрадский); 3 - породы средне- и нижнепалеозойского структурного этажа (фундамента); 4-5 - разрывные нарушения, установленные геологическими данными: 4 - регионального, 5 - локального значения, 6 - разрывные нарушения, установленные геофизическими данными



Р и с . 2. Схема размещения кольцевых систем и линейных разрывных структур Северного Прибайкалья: 1-2 - площади развития верхнепалеозойских вулканогенных пород верхнего структурного этажа: 1 - Токраусского синклинория, 2 - Северо-Балхашского синклинория (в восточной части рисунка) и отдельных мульд, участков (в западной части); 3 - площади развития пород средне- и нижнепалеозойского основания; 4 - кольцевые системы структур (цифрами обозначены системы: I - Нура-Талды, 2 - Кангашты, 3 - Карнаралы, 4 - Бахтинская, 5 - Кентская, 6 - Улькен-Каракуу, 7-8 - Курпетайская, 9 - Байназарская, 10 - Каргалинская, 11 - Махневича, 12 - Момны, 13 - Каргалы, 14 - Архардинская, 15 - Актогайская, 16 - Кызылрайская, 18 - Алтысандыкская, 19 - Акчатауская, 20 - Найзакаринская, 21 - Майтасская, 22 - Кызыладырская, 23 - Бектаутинская, 24 - Жанетокая, 25 - Кенъквудская, 26 - Сюрпион, 27 - Восточно-Коунрадская, 28 - Торкульская, 29 - Джигельды, 30 - Шенгельбайская); 5-6 - разрывные нарушения, установленные геологическими данными: 5 - кольцевые, 6 - линейные; 7 - разрывные нарушения, установленные геофизическими данными; 8 - элементы залегания пород

тонями центрального типа [2, 6]. В кольцевых системах отмечается концентрическое, радиально-блоковое размещение вулканогенных, субвулканических, дайковых образований, вторичных кварцитов и рудной минерализации, указывающих на пространственно-генетическую связь их с определенными глубинными магматическими очагами.

Анализ размещения вулканогенно-интрузивных образований показывает, что для начальных этапов тектоно-магматической активизации района (нижний-средний карбон) свойственно развитие контрастного базальтово-плагиолипаритового вулканизма и гранитоидов повышенной основности. Вулканические извержения имели линейный и площадный характер и локализовались преимущественно вдоль разломов северо-западного, меридионального направлений, реже северо-восточного. Гранитоиды этого периода слагают значительные по размерам массивы и батолиты (Коунрадский, Сарытауский и др. массивы). В средние и конечные этапы (верхний карбон-пермь) вулканизм был более дифференцированным и представлен андезитовым, липаритовым, андезито-базальтовым, трахибазальтовым; соответственно проявлен и интрузивный магматизм в виде гранитовой, лейкократовой и аляскитовой формаций. Извержения этого времени связаны большей частью с вулканическими аппаратами центрального типа, локальными магматическими очагами и локализовались в пределах тех или иных выделенных структурных блоков и очаговых структур (рис.3).

На рассматриваемой территории рудная минерализация представлена многочисленными проявлениями цветных металлов, относящихся к различным типам и рудным формациям. Наиболее распространенными и имеющими промышленное значение являются формации: прожилково-вкрапленная меднопорфировая (месторождения Коунрад, Борлы, Южное Беслюки, Жакедуан и др.), кварцево-карбонатная свинцово-цинковая (Акжал, Акжартас), кварцево-баритовая полиметаллическая (Карагайлы, Уралбай), скарновая полиметаллическая (Гульшад, Кокзабой), кварцево-серицитовая полиметаллическая (Алайгыр, Джусабай, Кузикадыр). Известны рудопоявления и небольшие месторождения окарновой медной (Александровское, Самомбет), медно-цеолитовой (Ангенское) формаций, комплексные колчеданно-полиметаллические, золото-полиметаллические рудопоявления.

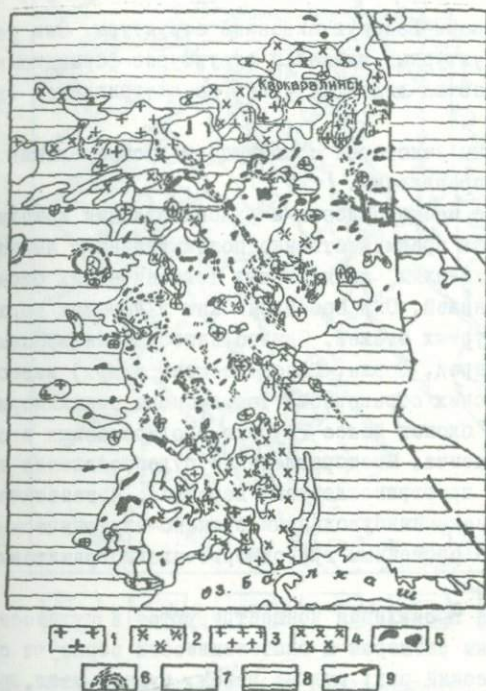
Месторождения и рудопоявления сконцентрированы в рудоносные участки, которые по своим размерам, экстенсивности проявлений, структурному положению и наличию в них крупных или средних объектов соответствуют рудным районам или рудным узлам. Оруденение до-

кализовано в рамках определенных структурных блоков первого порядка, ограниченных глубинными разломами или в пределах очаговых структур второго порядка.

Общими закономерностями как для проявлений меди, так свинца и цинка являются концентрация оруденения в серии рудных цепочек северо-западного и северо-восточного, реже близмеридионального направления (рис. 4, 5). При этом северо-западная система является секущей по отношению региональных верхнепалеозойских структур (Токрауского синклизория) и ниже- и среднепалеозойских структурно-формационных и металлогенических зон. Северо-восточная и близмеридиональная системы, ввиду дугообразного строения региональных структур, на одних участках являются секущими, на других - субсогласными. Сквозные структуры (глубинные подвижные зоны), выступающие в роли рудоконцентрирующих, фиксируются системами разрывных нарушений, поясами и цепочками интрузий, субвулканических образований, роями даек, зонами повышенной трещиноватости. К северо-западной системе сквозных структур или участком пересечения их с северо-восточной системой приурочены вулканические центры, вулканотектонические (очаговые) структуры.

Рудные районы, узлы и крупные месторождения локализованы в блоках, расположенных среди сквозных рудоконцентрирующих структур. Наиболее рудоносными являются блоки и структуры, характеризующиеся положительным знаком движений в верхнепалеозойское время [7]. К ним относятся своды, горст-антиклинали, очаговые системы, считающиеся Е.Д.Карповой [8] сводово-глыбовыми структурами. В очаговых структурах оруденение проявлялось неоднократно и относится к разным типам и формациям. Нередко в них фиксируется концентрически-зональное распределение продуктов магматической деятельности, в том числе оруденения [6]. Значительная роль на распределение оруденения принадлежит особенностям внутреннего строения очаговых структур и уровню их эрозионного среза. Сочетание очаговых и рудоконцентрирующих сквозных структур явилось благоприятным фактором для локализации рудных районов и узлов с большой плотностью рудопроявлений и отдельных крупных месторождений.

На рассматриваемой территории Северного Прибалхашья прослеживается несколько рудоконцентрирующих сквозных структур. Наиболее отчетливо представлены северо-западные системы, в пределах которых расположены рудные узлы и месторождения меди, молибдена, редких металлов, свинца, цинка, золота. К ним можно отнести Коун-



Р и с . 3. Схема размещения интрузий, субвулканических и дайковых тел Северного Прибалхашья (по данным К.А.Абдрахманова, В.С.Горевой и др.). Магматические формации: 1 - верхнепермская (позднеорогенная) лейкократовых и аляскитовых гранитов; 2 - нижнепермская (позднеорогенная) сиенодиоритов, сиеногранодиоритов, граносиенитов; 3 - верхнекаменноугольная (орогенная) гравитов, гранодиорит-гранитов; 4 - средне- и нижнекаменноугольная кварцевых диоритов, гранодиоритов, плагитогранитов; 5 - нижнекарбонная - пермская малых интрузий и субвулканических тел кислого, среднего и основного составов; 6 - пермская (позднеорогенная) даек средне-кислого и средне-основного составов; 7 - площади развития верхнепалеозойских вулканогенных формаций (верхнего структурного этажа); 8 - породы фундамента (нижнего структурного этажа); 9 - Центрально-Казахстанский разлом

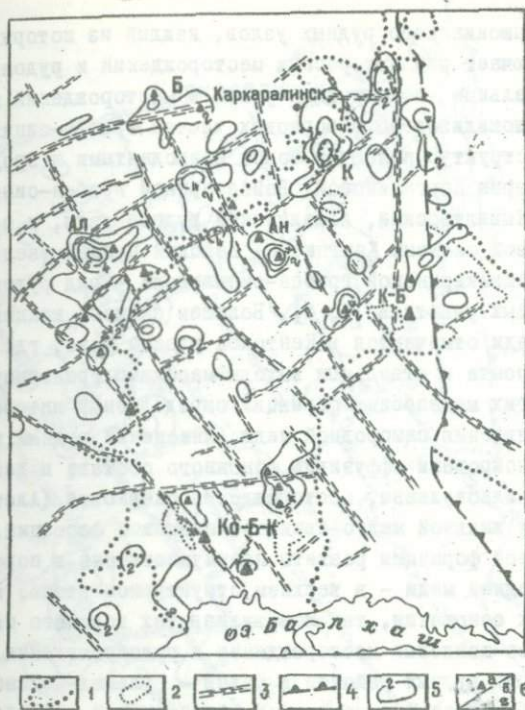
рад-Жакедуан-Толатайскую, Аузбаке-Найзакара-Байназарскую, Кызылтас-Уралбайскую, Бешоки-Байскую сквозные структуры. Они пересекают породы разных структурных этажей и структурно-формационных зон и подзон и прослеживаются далее за рамки рассматриваемой территории.

Ниже рассмотрены некоторые особенности распределения медных и свинцово-цинковых проявлений.

Меднопорфировые месторождения и рудопроявления локализируются в орогенных структурах преимущественно положительного знака - горстах, горст-антиклиналях, приподнятых тектонических блоках и бортах грабен-синклиналей. Они проявлены как в породах верхнего, так и нижнего структурных этажей. Однако наиболее интересные и крупные объекты (Коунрад, Борлы, Южное Бешоки и др.) известны среди верхнепалеозойских образований Токрауского синклинория и в пределах структурных блоков более глубоко эродированных и с близким залеганием фундамента. Месторождения и рудопроявления данной формации находятся в пространственной, вероятно, и генетической связи со средне-верхнекаменноугольными вулканоплутоническими комплексами, особенно орогенным гранодиорит-плагиогранитовым и гранодиорит-гранитовым.

Меднопорфировые проявления концентрируются в рудоносные площади, которые по своим размерам и экстенсивности образуют определенный таксонометрический ряд: рудный район, рудный узел, рудное поле, месторождение. Порядок рудоносных площадей соответствует обычно порядку рудовмещающих структур.

Коунрад-Борлы-Кепчамский рудный район, локализованный в региональной рудоконцентрирующей сквозной структуре, пространственно совпадает с Коунрадским сводом - структурой первого порядка. Рудные узлы - Коунрадский, Борлинский, Кеньказганский локализованы в "реликтовых" купольных и очаговых структурах второго порядка. Отдельные рудные поля и месторождения (Коунрад, Карабас, Сокуркой) располагаются в пределах вулканических построек, центров извержений (структур третьего, четвертого порядков), часто инфицируемых субвулканическими интрузиями, гранитоидами повышенной основности [9, II]. В пределах Коунрадского сводового поднятия месторождения и рудопроявления совместно образуют дугообразный рудный пояс, приуроченный к эндо- и экзоконтакту Коунрадского батолита гранодиоритов и плагиогранитов.



Р и с .4. Схема экстенсивности распределения проявлений меди (Северное Прибайкалье): 1 - граница нижнего и верхнего структурных этажей; 2 - площади выходов пород фундамента среди верхнепалеозойских образований; 3 - системы сквозных рудоконцентрирующих структур; 4 - Центрально-Казахстанский разлом; 5 - изолинии экстенсивности распределения проявлений меди (цифры обозначают число рудопроявлений на 225 км² площади); 6 - месторождения: а - меди, б - свинца и цинка. На схеме буквами обозначены рудные районы и узлы: Б - Байский, К - Кентский, Ал - Алмалинский, Ан - Анненский, К-Б - Кызылрай-Бесшокинский, Ко-Б-К - Коунрад-Борлы-Кепчамский

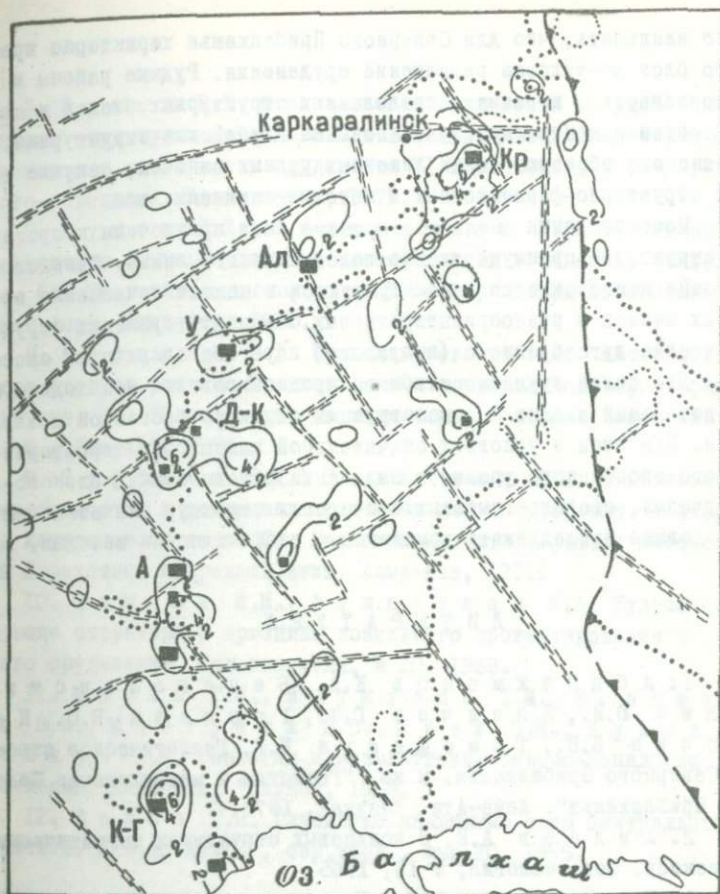
Кызылрай-Бесшокинский рудный район охватывает юго-восточный приподнятый борт Кызылрайской грабен-синклинали и южную часть Бесшокинского горста. Он состоит из Кызылрай-Жапалакского, Бесшокин-

ского, Кояндышокинского рудных узлов, каждый из которых, в свою очередь, включает ряд интересных месторождений и рудопроявлений.

Значительное число рудных узлов и месторождений меднопорфировых руд локализовано в бортовых частях грабен-синклиналей. Эти участки структур являются более приподнятыми и эродированными. По периферии Каргалинской, Байназарской грабен-синклинали расположены Кызылтасский, Алмалинский рудные узлы, в северной части кольцевой системы Кангашты - Байский рудный узел, по бортам Майтас-Найзакаринской грабен-синклинали - ряд рудопроявлений и перспективных участков [1, 4]. Большая степень концентрации проявлений меди отмечается в Кентском рудном узле, где обнажены породы фундамента и отдельные выходы массивов гранодиоритов.

Из других меденосных формаций определенный интерес представляют проявления самородной меди (Анненский рудный район), связанные с покровами эффузивов основного состава и деятельностью Жантауского палеовулкана, месторождения скарновой (Александровское и др.) и жильной медно-свинцово-цинковой формаций. Месторождения скарновой формации развиты преимущественно в породах фундамента, самородной меди - в верхнем структурном этаже, жильные - как в породах основания, так и в вулканитах верхнего палеозоя.

Свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления сконцентрированы в ряд рудных районов и узлов - Гульшад-Кокзабойский, Акжалский, Джусабай-Кузюкадырский, Алайгырский, Уралбайский, Карагайлинский (рис.5). Все эти рудоносные участки включают крупные месторождения и локализованы в зоне сочленения нижнего и верхнего структурных этажей. Наиболее интересные объекты - месторождения Карагайлы, Акжал, Гульшад, Уралбай, Алайгыр приурочены к породам фундамента. Рудные районы и узлы находятся в пределах структурных блоков, ограниченных разломами северо-западного и северо-восточного направлений или в узле пересечения последних. Во внутренней части Токрауского синклинория расположены мелкие рудные объекты, принадлежащие в основном к жильным типам. Рудопроявления образуют небольшие рудоносные площади, обладающие слабой интенсивностью, и локализуются обычно в пределах грабен-синклиналей и опущенных блоков. Отмечаются особенности в специализации рудных районов и узлов. В каждом из них преобладает та или иная рудная формация: в Карагайлинском рудном районе и Уралбайском узле - кварцево-барито-свинцово-цинковая, Акжалском - кварцево-карбонатно-свинцово-цинковая, Гульшад-Кокзабой-



Р и с. 5. Схема экстенсивности распределения проявлений свинца и цинка (Северное Прибалхашье). Условные обозначения см. рис.4. На схеме буквами обозначены районы и узлы: Кр - Карагайлинский, Ал - Алайтырский, У - Уралбайский, Д-К - Джусабай-Кузюкадырский, А - Акжалский, К-Г - Кокзабой-Гульшадырский

ском - скарновая полиметаллическая и др. Отличия в специализации, по-видимому, объясняются положением рудных районов и узлов в разных типах структурно-формационных зон и структурных блоках, характеризующихся своими особенностями геологического строения.

В В О Д ы

Из анализа распределения месторождений и рудопроявлений

можно заключить, что для Северного Прибалхашья характерно прежде всего блоково-узловое размещение оруденения. Рудные районы и узлы локализованы в рамках определенных структурных блоков и очаговых систем и контролируются сквозными глубинными структурами. Совместно они образуют серии линейных рудных цепочек, секущие границы структурно-формационных и металлогенических зон.

Месторождения меднопорфирового типа приурочены к орогенным структурам преимущественно положительного знака. Свинцово-цинковые месторождения концентрируются в полосе сочленения структурных этажей и разноориентированных сквозных глубинных структур на участке дугообразного (выпуклого) перегиба складчатых систем.

Для целей крупномасштабного прогнозирования необходимы более детальный анализ и реконструкция структур орогенной активизации. При этом в условиях значительной закрытости территории и разного эрозионного уровня в выделении рудовмещающих блоково-складчатых, сводово-глыбовых и очаговых структур значительная роль должна принадлежать комплексным геофизическим методам.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абдрахманов К.А., Беневоленский И.И., Дялин Ю.И., Ляпичев Г.Ф., Горяева В.С., Кавачин В.В., Тимофеева Е.Н. Геологическое строение Северного Прибалхашья. В кн. "Геология и металлогения Северного Прибалхашья". Алма-Ата, "Наука", 1972.

2. Авдеев А.В. О кольцевых структурах магматических комплексов. Сов. геология, № 10, 1965.

3. Бекжанов Г.Р., Беневоленский И.И., Розенблат М.М. и др. Возможности геофизических методов при изучении глубинного строения открытых территорий на примере северо-западной части Джунгаро-Балхашской геосинклизмы. Сб. Геофизич. исслед. в Казахстане. Алма-Ата, "Казахстан", 1968.

4. Беневоленский И.И. Некоторые особенности строения земной коры Центрального Казахстана и прилегающих территорий. Изв. АН КазССР, серия геол., № 3, 1972.

5. Есенов Ш.Е., Кавцов А.К., Ли В.Г., Ляпичев Г.Ф., Мирошниченко А.А. Основные черты металлогении Казахстана. В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. IX, М., "Наука", 1970.

6. Ж у к о в П.К. О зональности оруденения в рудоносных кольцевых структурах Северного Прибалхашья. Матер. симпозиума по глубинности и зональности оруденения VI Всесоюзного металлогенического совещания. Владивосток, 1971.

7. Ж у к о в П.К., К о л е с н и к о в В.В. Закономерности размещения меднопорфировых месторождений в Северном Прибалхашье. Сб. Геология меднопорфировых месторождений Казахстана и Средней Азии, Алма-Ата, 1971.

8. К а р п о в а Е.Д. Принципы регионального металлогенического анализа востока Средней Азии и сопредельной территории Казахстана. Кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. IX, М., "Наука", 1970.

9. Н у р б а е в З.М., П о л е т а е в А.И. О геологических особенностях и поисковых критериях меднопорфировых месторождений коунрадского типа. Сб. Геология меднопорфировых месторождений Казахстана и Средней Азии. Алма-Ата, 1971.

10. Т о м с о н И.Н., Ф а в о р с к а я М.А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения. Сов. геология, № 10, 1968.

11. Щ е р б а Г.Н., Л я у м у л и н Т.М., Б о л ь ш а к о в Н.И., М а с г у т о в Р.В., Г а с к О.М., Ж у к о в М.И., С е р и к о в Л.И. Геология и металлогения Северо-Западного Прибалхашья. Алма-Ата, "Наука", 1968.

12. Щ е р б а Г.Н. Глубинные подвижные зоны Центрального Казахстана. Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 20, 1955.

Р.Г. Жилинский

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СВЯЗЬ
МЕДНОГО И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ
В УЛЬБА-БУХТАРМИНСКОМ РАЙОНЕ РУДНОГО АЛТАЯ

Начало металлогеническим исследованиям Ульба-Бухтарминского района положено работами А.К. Капков (1954) и П.В. Яншина (1961), которые на основании среднemasштабных геологических съемок и ре-

визии детальных работ на отдельных месторождениях выделили площади для первоочередных крупномасштабных геологических исследований и определили направление дальнейших металлогенических работ. По данным П.В.Ившина, в районе развиты пропилит-кварцитовый полиметаллический вторичнокварцитовый (алюмокварцитовый), колчеданные медный и медно-цинковый (меднопорфировый), колчеданный полиметаллический, меднорудный скарповый, кварцевожильные медный и полиметаллический типы эндогенного оруденения. Все они, за исключением скарпового, относятся к средне- и низкотемпературным образованиям малых глубин и имеют генетическую связь с порфировым доэоценовым интрузивным комплексом раннего карбона. Скарповые рудопоявления связаны с интрузиями эмеиногорского комплекса.

Крупномасштабные геологосъемочные и поисковые работы, анализ тектоно-магматического развития района и изучение 167 известных и выявленных рудопоявлений и точек минерализации позволили в значительной степени уточнить сложившиеся представления о закономерностях размещения полезных ископаемых на площади Ульба-Бухтарминского района и составить схему пространственного размещения эндогенного оруденения (рис.).

Фактические материалы показывают, что в истории развития района четко выделяются два магматических этапа, сопровождающиеся медным и полиметаллическим оруденением: позднедевонский субвулканический и раннекарбонный интрузивный. От особенностей их проявления зависит пространственное распределение на изученной площади различных типов эндогенной минерализации.

Данные по вещественному составу рудопоявлений и точек минерализации позволили установить особенности их проявления, связь с определенными группами интрузивных пород выделяемых магматических этапов и выявить их формационные типы (таб.).

Позднедевонский магматический этап сопровождается пропилит-кварцовой, вторичнокварцовой и колчеданными медной и полиметаллической минерализациями, которые имеют непосредственную связь с определенными по времени становления субвулканическими порфировыми образованиями позднего девона.

Пропилит-кварцитовый полиметаллический тип минерализации пользуется широким распространением в разрезах средней и верхней подсвит пихтовской свиты Алейской структурно-формационной подзоны Рудного Алтая в тесной связи с порфировыми интрузиями среднефаменского времени, с которыми рудопоявления этого типа имеют,

СТАДИОННОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ, ОСОБЕННОСТИ ЕГО ПРОЯВЛЕНИЯ И ФОРМЫ СВЯЗИ С МАГМАТИЧЕСКИМИ ПОРОДАМИ УЛЬБА-БУХТАРМИНСКОГО РАЙОНА РУДНОГО АЛТАЯ

Характер тектонических движений	Осадочные комплексы	Иgne-Тити		Инtrузивные комплексы		Формационные типы рудопроявлений		Характерные минералы		Морфологические особенности оруденения и его строения в структурах	Отношение к интрузивным породам	Имеющиеся породы	Примеры рудопроявлений
		формации	интрузивных тел	Названия	Состав пород	Рудные	Ахильные						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
<p>а Рудно-Алтайской зоне общее поднятие. В зоне Иртышского глубинного разлома опускание Третьичинского блока</p> <p style="text-align: center;">Верхнекаменноугольный-нижнеперский структурный подъярус</p>													
<p>РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ЭТАП</p>													
В Алейском антиклинории за выявление многочисленных разломов, одного по ним склона относительно друг друга	Габро-гранодиорит-гнейсовый	Блоки, дайки лент, тела	Малых интрузивов	Габро-порфидиты, габродиабазы, диабазы, диовозовые порфириты, диориты, гранит-порфириты, кварцевые порфиры	Кварцевые жильные кварцевый кварцевый кварцевый медный	Галенит, сфалерит	Кварц	Трещинные жилы	Трещинные жилы	Разломы на удалении от руд залежены диабазы	В трилобитрилах и в их элювиально-контактной зоне	Вулканики	Заводняские I-е и 2-е месторождения
Формирование области растяжения в восточной части района				Земногорский	Скарповый меднорудный	Пирит, халькопирит	Кварц						
Иртышский район разламывается как прямой сдвиг. Образование горстов и грабенов	Габро-гранодиорит-гнейсовый	Лаконичные, вставки, дайки	Нижнекаменноугольных интрузивов	Гранодиориты, гранодиорит-порфиры, диорит-порфириты, аляскинские граниты	Скарповый меднорудный	Пирит, халькопирит	Гранат, цитрохсен, эпидот, амфиболы, кварц, хлорит	Линзы и гнезда по разломам в орто- и элювиально-контактных породах	Линзы и гнезда по разломам в орто- и элювиально-контактных породах	В контактах калипиритизированных и альбитизированных гранодиоритов	Орогенные вулканики	Скарпированная известняки	Павловское медное месторождение
				Бухтарминское железорудное проявление	Скарповый железорудный	Магнетит, гематит	Гранат, пироксен, эпидот, кварц, хлорит, антимонит						

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

Дифференцирование отдельных движений относительно друг друга

морские, прибрежные осадки

Вихнекаменвоугольный структурный подъярус

Начало дифференцированных движений относительно друг друга. Обособление структурных элементов в пределах структурно-формальной подзоны

ПОСЛЕДНЕДВЕРСКИЙ И ТАЛДЫГЕНСКИЙ ЭТАП

Кварцевые порфиры

Колчедан-медный и полиметаллический

Пирит, халькопирит, серпентин, гематит, азурит

Кварц, хлорит, серицит, карбонат, барит

Линзы, прожилки, скопления в трещинных зонах

Со стороны лавагетского очага порфировые интрузии, в дробиных и трещинов. порфирах

Осадочные породы, порфиры

Долгоское, Селенское месторождения, зоны Октябрьская, под Бухтарминским месторождением

Фаски остраконной фауны

Алтай-Талдыгенский

Силы, сточи

Рубаулманский

вторично-кварцитовый (алемокваритовый)

пирит, гематит, асбест, азурит, андалузит, пирросульфид, кварц

Кварц, мусковит, серицит

Участки рассеянной минерализации в контурах экотрусовых тел порфиров

В центральных частях экотрусов фельзитов и фельзит-порфиров

Порфиры

Точки минерализации Орманских в Ермакшинских гор

Обособление структуры Алтынского вихнекаменского, формально-структурно-формальной подзоны

Кварцевые порфиры, дайитовые порфиры

Пропилитовый кварцитовый полиметаллический

Пирит, серпентин, гематит, хлорит, халькопирит

Кварц, альбит, эпидот, хлорит, серицит

Среды рассеянной минерализации в измененных породах

Среды вокруг силлов кварцевых порфиров

Эфузия, осадочные породы

Орманское, Среднетоненское, Кузнецовское, Фельзитовский, Завалинский участки

Диабазовые и андезитовые порфиры

Точки местной минерализации

по данным П.В.Иншина (1961), прямую генетическую связь. Гораздо реже они встречаются в связи с аналогичными образованиями позднефемского времени. Полиметаллическое оруденение локализуется в зонах эндоконтакта порфировых интрузий, в ореолах окварцевания и гидротермального изменения пород. Максимальные его концентрации тяготеют к лежащим бокам силловидных тел порфиров (Орманское рудопоявление, Заводинское рудное поле). В разрезах верхнепихтовской подсвиты рассеивая полиметаллическая минерализация устойчива в зонах монокварцитов среди промежуточных фаций вулканитов (Среднегорский участок). Рудопоявления данного типа при невысоких суммарных содержаниях цветных металлов (1-2%) имеют значительные мощности и протяженность рудоносных зон, что при большом количестве выноса их в зоны гидротермального изменения пород (Иншин, 1961) могут, при благоприятных горно-технических условиях, уже в настоящее время вовлекаться в сферу промышленного освоения.

Вторичнокварцитовый (алюмокварцитовый) тип минерализации развит в восточной части района и встречен только в субвулканических интрузиях позднего девона. Зональность строения интрузивов и распределение в них гливоземистых минералов подробно описаны Т.В.Кировой (1956). Образование вторичных кварцитов по времени несколько отстает от пропилит-кварцитовой минерализации, о чем говорит наложение околотрецинового выщелачивания на рудные пропилиты (Иншин, 1961). Оруденения вторичнокварцитового типа, представляющих промышленный интерес, в районе не установлено.

Колчеданные медный и полиметаллический типы минерализации представлены наиболее крупными концентрациями оруденения: Сахаевским и Долинским месторождениями Иртышской зоны смятия на участках, где обнажаются наиболее древние в районе шипулинская и иртышская свиты эйфель-живетского возраста. Именно на этом стратиграфическом уровне на Рудном Алтае расположено большинство промышленных полиметаллических месторождений. Анализ геологоразведочных работ по Сахаевскому и Бухтарминско-Долинскому рудным полям показал, что оруденение локализуется в зонах интенсивного гидротермального изменения осадочных пород, вмещающих порфировые интрузии. Эти зоны располагаются со стороны лежащего бока силловидных тел порфиров или в области их выклинивания. Рудная минерализация концентрируется в антиклинальных перегибах силлов порфиров со стороны лежащего бока и частично проникает по зонам трещиноватости в тела порфиров. Рудопоявления описываемого типа минерализации

встречены только в связи с поздними интрузиями порфиров позднедевонского времени. Это позволяет предположить близость колчеданного оруденения к заключительным этапам вулканической деятельности позднего девона. Малые размеры зон околорудных изменений и сложность морфологии рудных тел колчеданных типов минерализации требуют для их выявления значительных объемов геологоразведочных работ. В связи с этим поисковые работы по расширению минеральной базы района следует проводить с учетом оценки пропилит-кварцевой минерализации, разведка которой не представляет большой трудности.

Раннекарбонный магматический этап сопровождается на изученной площади кварцевожильными медным и полиметаллическим, скарновыми медно- и железорудными типами минерализации, имеющими четкую пространственную связь с интрузивными образованиями данного этапа.

Кварцевожильный медный тип минерализации встречается в восточной части района и представлен рядом рудопоявлений, расположенных в эндоконтактных зонах гранодиоритовых интрузий раннего карбона. Крупнейшее из них — Бухтарминское месторождение в восточной части Бухтарминско-Долинского рудного поля расположено в силловидном теле порфиров позднего девона вблизи с гранодиоритовым массивом змеиногорского комплекса. Медное оруденение разведано штольнями и буровыми скважинами и по запасам меди относится к мелким месторождениям. По данным геологоразведочных работ крутопадающая кварцевая штокверковая зона, несущая медное оруденение, на глубине соединяется с пологозалегающей зоной интенсивного гидротермального изменения пород (под порфировой интрузией). В последней установлено промышленное содержание цинкового оруденения, сопоставимое с колчеданными рудами Долинского месторождения западной части рудного поля. По данным скважинных геофизических исследований обе эти зоны имеют общую область проводимости при отсутствии связи между различными типами минерализации в их границах. Медная кварцево-штокверковая минерализация, известная на поверхности, выклинивается с глубиной, что бесспорно подтверждено разведочными работами. "Слепое", не выходящее на дневную поверхность цинковое оруденение, имеет пологое кулисообразное распределение, приспособленное к морфологии лежащего контакта порфировой интрузии. П.В.Иншин (1961) в формировании рудной зоны месторождения выделял два этапа, которые (по нашим данным) имеют прямую связь с проявлением на рудном поле позднедевонского и раннекарбонного

магматизма. Таким образом, на Бухтарминско-Долинском рудном поле установлена пространственная связь разновозрастных типов минерализации. Причем, более молодое оруденение является "индикатором" не выходящего на дневную поверхность проявления минерализации более древнего магматического этапа.

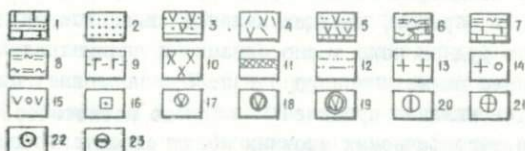
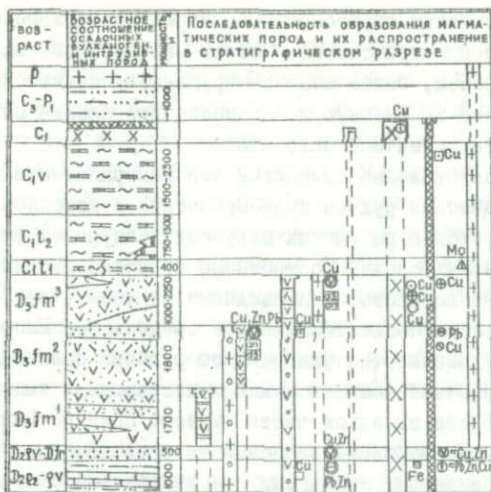
Кварцевожильный свинцовый тип минерализации встречен только на Заводинском рудном поле Орманской рудоносной площади, где он локализуется в разрывных нарушениях саурской фазы складчатости, рассекающих сложно построенные субвулканические интрузии позднедевонского возраста. С последними на этом участке связано пропилит-кварцитовое полиметаллическое оруденение. Разрывные нарушения, несущие оруденение, на удалении от рудного поля залечены дайками основного состава комплекса малых интрузивных тел раннего карбона. Наличие взброса западной части рудного поля по Заводинскому надвигу позволило буровыми работами установить, что рудная минерализация крутопадающих трещинных зон выклинивается с глубиной и переходит в пластовую пропилит-кварцевую полиметаллическую минерализацию позднефаменского времени.

Таким образом, кварцевожильное свинцовое оруденение (как и медное) на рудном поле тесно связано с полиметаллическим оруденением раннего магматического этапа. Это позволяет сделать вывод, что кварцевожильные проявления позднего магматического этапа на высоких стратиграфических уровнях могут свидетельствовать о близости "слепого", не выходящего на поверхность полиметаллического оруденения позднефаменского магматического этапа, которое в любом случае имеет определенный промышленный интерес. Полученные данные должны быть использованы при разработке направления глубинных поисковых работ на полиметаллическое и медное оруденение в Ульба-Бухтарминском районе Рудного Алтая.

Все остальные типы минерализации, встреченные на изученной территории (по нашим данным) не представляют промышленного интереса.

Л И Т Е Р А Т У Р А

И. Ж и л и н с к и й Р.Г. Новые данные по геологическому строению Бухтарминско-Долинского рудного поля Прииртышского района Рудного Алтая. В сб. "Новые данные по геологии медных и полиметаллических месторождений Казахстана", Алма-Ата, ОНТИ КазНИМС,



Р и с . Схема пространственного положения оруденения в Ульба-Бухтерминском районе. Ассоциации пород: I - морская глинисто-терригенная карбонатная; 2 - морская терригенно-карбонатная; 3 - острравная андезитовая; 4 - дацит-диабазовая; 5 - андезит-дацитовая; 6 - морская рифовая и карбонатная; 7 - прибрежно-морская терригенно-карбонатная; 8 - морская карбонатно-терригенная; I2 - прибрежно-морская терригенная. Интрузивные образования: 9 - раннекембрийско-угольные интрузии габбро-диабазов; 10 - змеиногорский интрузивный комплекс; 11 - комплекс малых интрузий; 13 - пермские интрузии; 14 - порфириновые интрузии верхнего девона; 15 - субвулканические интрузии основного и среднего состава позднего девона. Рудопроявления, ведущие элементы которых указаны индексами: 16 - прожилково-вкрапленные скарповые; 17 - минерализованных гидротермальных вод, 18 - пропилюто-кварцитовые, 19 - колчеданные, 20 - кварцево-жильные гидротермальные; 21 - штокверковые; 22 - гидротермальные прожилково-вкрапленные, 23 - гидротермальные пластового типа.

1973.

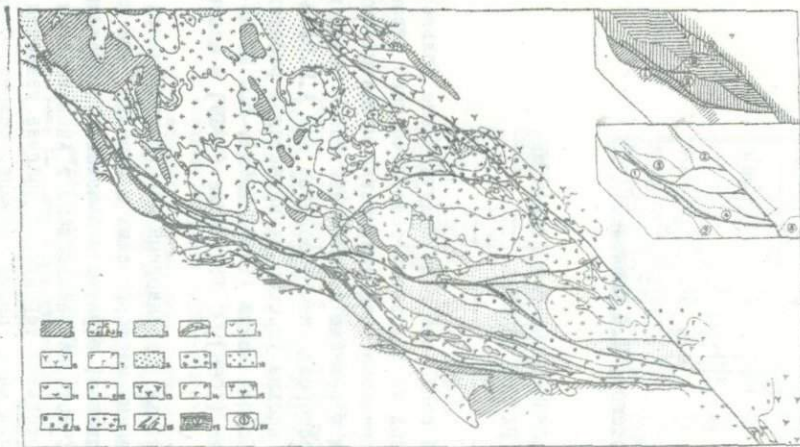
2. И н ш и н П.В., И в а н к и н П.Ф., К у з е б н ы й В.С. Рудные формации Рудного Алтая. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1961.
3. Т а т а р и н о в П.М. Общие принципы регионального металлогенического анализа. Госгеолтехиздат, М., 1957.
4. Ш а т а л о в Е.Т. и др. Основные принципы составления, содержание и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов. М., "Недра", 1964.

А.А.Арустамов,¹ И.Л.Фишман

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ЗОНЫ И КОЛЧЕДАННЫЕ РУДНЫЕ РАЙОНЫ ЧИНГИЗА

Формационный анализ в последние годы получает все большее признание не только как метод исследования геологического строения, но и как эффективное средство прогнозирования полезных ископаемых. Формационный подход к решению металлогенических задач применительно к колчеданным месторождениям обоснован еще А.Н.Заварицким, а в последние годы весьма успешно развивается в работах В.И.Смирнова (1969), М.Б.Бородаевской (1969, 1973), Д.С.Штейнберга (1970), Г.С.Дзоценидзе (1969), С.Н.Иванова (1969) и многих других исследователей.

Авторами настоящей статьи формационный анализ применялся для прогнозирования колчеданных месторождений в Чингизе, где известны медноколчеданные с цинком, баритом и золотом месторождения Акбастау, Космурун и Мизек, которые расположены в Акбастауском Рудном районе (рис.). На остальной территории Чингиза известны многочисленные рудопроявления меди, цинка, свинца, золота. Однако промышленных объектов пока не обнаружено. Формационный анализ и прогнозирование на его основе колчеданных месторождений производились в Чингизе и ранее (Борукаев, 1962, Жаутиков и Полянский, 1969 и др.). Однако предыдущие работы, во-первых, не были столь



Р и с. Структурно-формационная карта Чингиза: 1 - верхнепалеозойские формации; 2 - субэпифлюидная андезит-базальтовая формация; нижнесилурийские (а) и верхнеордовикские (б) образования; 3 - терригенная формация верхнего ордовика - нижнего силура; 4 - формация рифмов известняков верхнего ордовика; 5 - андезитовая формация среднего ордовика; 6 - спилит-кварцопоровая формация (базальт-андезит-дицитовая подформация) нижнего-среднего ордовика; 7 - спилит-диабазовая формация нижнего-среднего ордовика; 8 - терригенная формация среднего ордовика; 9 - субэпифлюидная андезит-базальтовая формация нижнего ордовика; 10 - терригенная формация верхнего кембрия - нижнего ордовика; 11 - андезитовая формация верхнего кембрия; 12 - кремнисто-терригенная формация среднего кембрия; 13 - спилит-кварцопоровая формация (базальт-андезит-дицитовая подформация) нижнего кембрия; 14 - спилит-диабазовая формация нижнего кембрия; 15 - спилит-кварцопоровая формация (базальт-дицитовая подформация) нижнего кембрия; 16 - верхнепротерозойская терригенно-кремнистая формация; 17 - гранитоидные формации; 18 - тектонические разрывы: а - главные, б - второстепенные; 19 - структурно-формационные зоны: I - Акбастауская, II-IV - Чингизская с подзонами: II - Акчатауской, III - Саргалдакской, IV - Кысчигизской; 20 - районы: I - Акбастауской рудной и 2-б - цинково-медной рудной; 2 - Кысчигизской, 3 - Верхнеордовикской, 4 - Акчатауской, 5 - Кусулукской.

остро нацелены на прогнозирование колчеданных месторождений, а, во-вторых, опирались на меньший объем стратиграфического и, в особенности, литологического материала. Авторами настоящей работы помимо данных, полученных при проведении геологических съемок масштаба 1:50000, привлечены многочисленные собственные материалы по более чем 100 детальным разрезам, достаточно равномерно распределенным по региону и пересекающим все осадочные и вулканогенные толщи Чингиза. В составлении этих разрезов принимали участие В.В.Абрамичев, Х.Б.Абылхожин, А.А.Арустамов, И.Л.Бибичков, Т.В.Гиргобиани, М.Н.Королева, А.В.Потеха, Л.Н.Ракова, И.Л.Фишман. При составлении разрезов отобрано более 10000 образцов и проб и такое же количество шлифов, петрографическим изучением которых занимались, главным образом, И.Л.Фишман, а также А.В.Потеха, Л.Н.Ракова и др. Работы проводились под руководством А.А.Арустамова.

При формационном анализе нами приняты следующие основные положения. Во-первых, формации рассматриваются как определенные парагенетические ассоциации горных пород, достаточно устойчиво прослеживающиеся в пределах региона. Во-вторых, авторы исходили из предположения, которое в дальнейшей работе подтвердилось, о закономерной последовательности проявления формационных типов в каждой структурно-формационной зоне. В результате этого на исследованной территории выделились 2 структурно-формационные зоны: Акчатауская и Чингизская (рис.) Последняя разделяется на 3 подзоны: Акчатаускую, Саргалдакскую и Канчингизскую. В Чингизской зоне выделены следующие формации вулканогенных и осадочных пород:

- 1) терригенно-кремнистая верхнего протерозоя;
- 2) спилит-диабазовая нижнего кембрия;
- 3) спилит-кератофировая нижнего кембрия с подформациями: базальт-дацитовой (в Акчатауской подзоне) и базальт-андезит-дацитовой (в Канчингизской подзоне);
- 4) кремнисто-терригенная среднего кембрия;
- 5) андезитовая верхнего кембрия;
- 6) терригенная верхнего кембрия-нижнего ордовика;
- 7) субщелочная андезито-базальтовая нижнего ордовика;
- 8) терригенная среднего ордовика.

В Акчатауской зоне выделяются формации:

- 1) спилит-диабазовая нижнего-среднего ордовика;
- 2) спилит-кератофировая (базальт-андезит-дацитовая подформация) нижнего-среднего ордовика;

- 3) андезитовая среднего ордовика;
- 4) рифовых известняков верхнего ордовика;
- 5) терригенная верхнего ордовика - нижнего силура;
- 6) субщелочная андезито-базальтовая верхнего ордовика - нижнего силура.

Три последние формации и в какой-то степени среднеордовикская андезитовая распространены также в пределах Чингизской структурно-формационной зоны, чем обусловлено сглаживание границ между зонами на поздних этапах развития Чингиза.

Терригенно-кремнистая формация верхнего протерозоя является наиболее древней в Чингизской складчатой зоне. Она охватывает акчатаускую свиту, содержащую органические остатки среднего рифея (Арустамов и др., 1974), слагает ядерную часть Акчатауской антиклинали и горы Окпекты. Не исключено, что терригенно-кремнистые образования, обнаруженные в районе горы Жауртагы, также следует включать в названную формацию. Разрезы рассматриваемой формации достигают 3 км мощности. Они сложены силицилитами и яшмами, переслаивающимися с терригенными (большой частью тонкообломочными) и карбонатными отложениями с редкими прослоями базальтов и туфов основного состава. Приведенный состав указывает на формирование толщ в условиях относительного тектонического и вулканического покоя. Лишь в нижней части разреза отмечены единичные пачки базальтов. Таким образом, в верхнем протерозое возникла благоприятная обстановка для расцвета органической жизни и накопления мощных толщ кремнистых и карбонатных осадков. Формировавшиеся одновременно и почти не уступающие в мощности терригенные отложения свидетельствуют о расчленении, хотя и незначительном, описываемой области и существовании эфемерных островов, которые, судя по составу осадков, слагались, главным образом, базальтами. В связи с этим можно предполагать наличие в Чингизе еще не установленных доверхнепротерозойских образований, скорее всего, основного состава. Возможно, что одними из них являются установленные М.Б. Мычником амфиболиты района р. Кокозек (Акчатауский антиклинорий).

Спидит-диабазовая формация нижнего кембрия обнажается в Акчатауской подзоне, а также на юго-востоке и северо-западе Канчингизской подзоны Чингизской структурно-формационной зоны. Мощность ее составляет около 5000 м. Формация сложена преимущественно вулканогенными

породами базальтового состава. Нижняя ее часть характеризуется развитием афировых пород и преобладанием лав над туфами. В верхней части туфы составляют до 65% мощности, а среди лав доминируют пироксен-плагиоклазовые, иногда с оливином, порфириты. Одной из характерных черт химического состава базальтов описываемой формации является обычно высокие содержания железа (в среднем 11,7% в пересчете на закись) и титана (2,4% окисла), что использовано как корреляционный признак: высокожелезистые и титанистые базальты на северо-западе Акчатауской подзоны, относившиеся ранее к ордовику, рассматриваются теперь как нижнекембрийские.

Осадочные породы спилит-диабазовой формации нижнего кембрия представлены преимущественно яшмами, которые обычно количественно подчинены базальтам. Однако в центральной части Акчатауской подзоны, где вулканическая деятельность была не столь интенсивной, изучены разрезы, состоящие почти в равной степени из базальтовых, кремнистых и терригенных пород. Возраст спилит-диабазовой формации определен на основании многочисленных находок археоциат и других органических остатков (Арустамов и др., 1969) как алданский.

С п и л и т - к е р а т о ф и р о в а я ф о р м а ц и я нижнего кембрия представлена двумя подформациями: базальт-дацитовой и базальт-андезит-дацитовой.

Б а з а л ь т - д а ц и т о в а я распространена в Акчатауской подзоне, где она, по-видимому, связана постепенным переходом со спилит-диабазовой формацией, в которой на юго-востоке появляется заметное количество кварцевых альбитофиров и их туфов.

Б а з а л ь т - а н д е з и т - д а ц и т о в а я слагает значительную часть Канчингизской подзоны и обнаруживается в северо-западной части Акчатауской. Мощность ее отложений достигает 3000 м.

Базальт-андезит-дацитовая подформация также характеризуется преобладанием основных пород, но в ней заметную роль (около 30%) играют породы среднего, главным образом андезит-дацитового состава. И основные, и кислые, и средние породы представлены как лавами, так и туфами. Около 45% подформации состоит из осадочных пород вулканического состава. Большинство исследователей Чингиза считает описываемую толщу среднекембрийской. Однако многочисленные сборы трилобитов, анализ комплексов фауны и детальное изучение взаимоотношений между толщами привели авторов к выводу,

что нижняя часть амгинского яруса приурочена к основанию вышележащей кремнисто-терригенной формации, которая с размывом перекрывает описываемые вулканиты и прорывающие их плагиограниты. Таким образом, возраст базальт-андезит-дацитовой подформации в Канчингизской подзоне определяется как нижнекембрийский, вероятно, ленский. В Акчатауской подзоне органические остатки среднего кембрия известны среди самих вулканитов, в связи с чем можно предполагать, что базальт-андезит-дацитовая подформация распространяется здесь и на средний кембрий, однако этот вопрос еще нуждается в уточнении.

Примечательной чертой описываемой формации (обеих подформаций) является появление в Чингизе первых пород кислого (или умеренно кислого) состава, что указывает на возникновение в нижнем кембрии кислой магмы, проявившейся как в виде вулканических пород, так и интрузий плагиогранитов.

Кремнисто-терригенная формация среднего кембрия обнажается в Канчингизской и Акчатауской подзонах. Сравнительно небольшое поле развития отложений этой формации выделено в центре юго-восточной половины Саргалдакской подзоны. В Канчингизской подзоне к формации отнесены кремнисто-терригенные образования мощностью до 1000 м, содержащие комплексы трилобитов среднего кембрия. В Акчатауской подзоне в описываемую формацию включена существенно яшмовая ушкызыльская, по Н.К.Ившину и Т.М.Жаутикову (1971), свита, мощность которой достигает, вероятно, 700 м.

Все разрезы терригенно-кремнистой формации свидетельствуют о полном затухании вулканических процессов в Чингизе. Обилие терригенного и известкового материала в отложениях северо-западных районов указывает на возникновение в этой части многочисленных поднятий, с денудацией которых связано поступление в осадок вулканического и гранитного материала. Юго-западные районы были удалены от областей сноса, в связи с чем здесь сформировалась мощная толща яшм.

Верхнекембрийская андезитовая формация сравнительно мало распространена в Чингизе. Она выделяется в ряде тектонических блоков в Канчингизской подзоне и в центре Саргалдакской подзоны. Около 80% этой формации принадлежит вулканогенным породам, большую часть которых составляют андезиты с подчиненными им андезито-дацитами и андезито-базальта-

ми. В разрезах формации туфы (60%) преобладают над лавами (40%). Максимальная мощность ее превышает 3 км. Среди отложений андезитовой формации известны органические остатки верхнего кембрия.

Таким образом, в начале позднего кембрия в Чингизе произошла новая вулканическая вспышка, приведшая к формированию пирогенных толщ существенно андезитового состава. По всей вероятности, области суши, сформировавшиеся в среднем кембрии, не только сохраняются, но и расширяют свои границы. Надо полагать, что вулканоогенные образования накапливались как в субаквальных, так и в субаэральных условиях.

Терригенная формация верхнего кембрия - нижнего ордовика возникла в условиях полного вулканического покоя, когда произошло образование сравнительно небольших по мощности (500-1000 м) терригенных осадков, которые накапливались в значительной степени за счет разрушения описанной выше андезитовой формации. Широкое развитие карбонатного цемента в обломочных породах, а также обилие линз известняков свидетельствуют о субаквальном происхождении осадочных пород терригенной формации. Обнажается она на крыльях положительных структур в Канчингизской подзоне и на северо-западе Акбастауской. Нижняя часть отложений этой формации охарактеризована органическими остатками верхнего кембрия, а верхняя - тремадока.

Субщелочная андезито-базальтовая формация нижнего ордовика развита лишь в Канчингизской подзоне, где ее отложения в виде мульдообразных складок со структурным несогласием залегают на более древних образованиях. Мощность формации составляет около 1000 м. Породы формации слагают аренигский ярус нижнего ордовика и представлены преимущественно вулканоогенными образованиями (63%), среди которых преобладают базальтовые и андезито-базальтовые порфириты и их туфы. Для них характерны полифировые структуры и повышенная первичная щелочность.

Возникновение субщелочной формации связано с переходом части Чингиза - Канчингизской подзоны к стабильному полуплатформенному тектоническому режиму. В то же время другие подзоны Канчингизской зоны и, главным образом, Акбастауская зона продолжали испытывать интенсивный вулканизм.

Терригенная формация среднего ордовика, охватывающая отложения от лавирна до нижнего

а, возможно, и среднего карадока включительно, развиты почти исключительно в Саргалдакской подзоне. В Кянчингизской подзоне наблюдаются нижняя (лланвирнская) часть этой формации, залегающая в мульдах согласно с вышеописанной субшелочной андезито-базальтовой формацией. Общая мощность терригенной формации составляет около 4,5 км. В основании ее залегает мощный бестемакский известняк, который вверх по разрезу сменяется тонкообломочными породами (пелитолитами, алевролитами, местами углеродистыми). Самая же верхняя часть сложена более грубыми образованиями — конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами. Образованию терригенной формации предшествовали активные тектонические движения, обусловившие разрыв и налегание лландейльских слоев на отложения верхнего кембрия и прорывающие их гранитные тела.

С п и л и т - д и а б а з о в а я ф о р м а ц и я
н и ж н е г о - с р е д н е г о о р д о в и к а образовалась в Акбастауской структурно-формационной зоне. Наиболее четко она выделяется на юго-востоке этой зоны, в Кусакском районе. Здесь ее мощность не менее 1000 м. Отложения формации известны также в северо-восточной части Акбастауского рудного района, где частично распространяются в пределы Акчатауской подзоны Чингизской структурно-формационной зоны. Однако в этом месте среднеордовикская спилит-диабазовая толща вследствие высокой деформированности геологически нечетко отделяется от аналогичной по составу толщи нижнего кембрия. Отличительной чертой базальтов нижнего кембрия, как упоминалось, служат повышенные содержания железа и титана, на основании которых в будущем, вероятно, удастся и в этом районе более четко разграничить спилит-диабазовые формации нижнего кембрия и нижнего-среднего ордовика. Образование спилит-диабазовой формации в Акбастауской зоне знаменует начало раннегеосинклинального этапа.

Одновременно со спилит-диабазовой (хотя, не исключено, что несколько позднее) началось накопление вулканических образований **с п и л и т - к е р а т о ф и р о в о й ф о р м а ц и и** **н и ж н е г о - с р е д н е г о о р д о в и к а**. Эта формация развивалась лишь в Акбастауской зоне. В составе формации принимают участие базальтовые породы, включая существенно основные туфы смешанного состава, — 41%, андезиты и их туфы — 9%, андезитодациты, дациты, липарито-дациты и их туфы — 34%. Исходя из этого, формацию можно отнести к базальт-андезит-дацитово-разновид-

ности (подформации) спилит-кератофирового формационного типа. Мощность ее составляет 3,5 км.

К спилит-кератофировой формации нижнего-среднего ордовика приурочены колчеданные месторождения Акбастау, Космурун и Мизек.

Андезитовая формация среднего ордовика также распространена в Акбастауской зоне, но, кроме того, возможно, участвует в разрезе Канчингизской и Саргалдакской подзон Чингизской зоны. Она сформировалась в вулканотектонической депрессии, заложившейся на толще пород спилит-кератофировой формации нижнего-среднего ордовика. Формация представлена главным образом андезитами и их туфами (76%), которым подчинены андезит-дацитовые (20%), базальтовые (2%) и туфоосадочные породы. Мощность этой формации - 600 м.

Формация рифовых известняков верхнего ордовика включает нижнюю часть акдомбакской свиты (Никитин, 1972), отложения которой со структурным несогласием залегают на нижнекембрийских и ниже-среднеордовикских образованиях. Тектонические движения, предшествовавшие образованию акдомбакских рифов, проявились как в Акбастауской, так и в Чингизской зонах. В Акбастауской зоне в ряде случаев установлено почти горизонтальное залегание верхнеордовикского известняка на сложнодислоцированных образованиях спилит-кератофировой формации (район р. Малкельды и др.). В основании рифа возникают многочисленные известняковые карманы, которые могут быть приняты за ливзы среди вулканитов, чем объясняется отнесение рядом геологов рудомещающих отложений к "жарсорской свите" верхнего ордовика. На самом деле верхнеордовикский известняк отделен от подстилающих пород региональным несогласием. В Акбастауском рудном районе в основании этого известняка в конгломератах встречены многочисленные гальки метаморфизованных пород рудомещающей спилит-кератофировой формации и гранодиоритов, которые ее прорывают. Максимальная мощность рифовых известняков известна в районе г. Акдомбак - 500 м.

Терригенная формация верхнего ордовика - нижнего сидура представлена терригенной частью акдомбакской свиты. Она распространена в Акбастауской зоне и в Чингизской (в Акчатауской и Саргалдакской подзонах). Наиболее древние верхнекарадокские ее отложения синхронны известнякам и представлены главным образом конгломерата-

ми (район р. Балкибек). Нарастает разрез тонкообломочными ашгильскими-нижнесилурийскими породами. Общая мощность формации - 2,5 км. Возникновение в верхнем ордовике терригенной формации обусловлено произошедшими горообразовательными движениями, которые привели к образованию многочисленных поднятий, часть из которых была покрыта мелководным морем с рифами, а другая, - возвышавшаяся над морем, представляла области питания.

Субщелочная андезитобазальтовая формация верхнего ордовика - нижнего силура довольно хорошо расчленяется на две части: верхнеордовикскую, представленную талдыбайской и намасской свитами (Никитин, 1972) и нижнесилурийскую, представленную жумацкой свитой (Бандалетов, 1969). Обе части разделены терригенными осадками самых нижних горизонтов силура (альпеисской свитой). Однако перерыв в вулканической деятельности незначительно повлиял на характер пород, в связи с чем в составе обеих частей формации преобладают вулканиды базальтового и андезитобазальтового состава, отличающиеся повышенной первичной щелочностью и краснокаменными изменениями. Общая мощность формации превышает 5000 м. Распространены ее отложения в Саргаддакской и Акчатауской подзонах Чингизской структурно-формационной зоны. В меньшей степени они развиты в Акбастауской структурно-формационной зоне.

Возникновение этой формации сопровождалось переходом значительной части Чингиза к континентальной стадии развития. Таким образом, как в Акбастауской, так и в Чингизской структурно-формационных зонах выделяются эвгеосинклинальные формации - спилит-диабазовые и спилит-кератофировые, орогенные - андезитовые и терригенные, субплатформенные - субщелочные андезитобазальтовые.

В качестве площадей для проведения поисков колчеданных руд выделяются территории распространения эвгеосинклинальных формаций. Помимо этих площадей, границы которых могут меняться по мере уточнения геологического строения, целесообразно также выделять и более крупные области, охватывающие несколько контуров перспективных формаций. Такими областями являются рудные районы.

В Чингизе выделяются Акбастауский рудный район и пять потенциальных рудных районов: Канчингизский, Бурлугакский, Акчатауский, Кусацкий, Аягузский (рис.).

Акбастауский рудный район охватывает отложения спилит-кератофировой и спилит-диабазовой формации

ей нижнего-среднего ордовика. В районе расположены колчеданные месторождения Акбастау, Космурун и Мизек.

К а в ч и н г и з с к и й потенциальный рудный район выделяется в связи с базальт-андезит-дацитовой подформацией спилит-кератофировой формации нижнего кембрия и тяготеет к зоне Главного Чингизского разлома. Здесь известны многочисленные рудопроявления: Абзевское, Бирлик, Карауул, Айдакпел и др.

В Б у р л ю г а к с к о м потенциальном рудном районе распространены спилит-диабазовая и спилит-кератофировая формации нижнего кембрия. Из имеющихся здесь рудопроявлений наиболее интересны Бала-Коксенгир и Бидаик.

Весьма перспективен А к ч а т а у с к и й потенциальный рудный район, в котором доминирует спилит-диабазовая формация нижнего кембрия, переходящая на юго-востоке в синхронную спилит-кератофировую (базальт-дацитовую подформацию). Наиболее примечательными рудопроявлениями этого района следует считать Акчатау, Коссурак, Борлы-Кызыл, Кокозек.

В К у с а к с к о м потенциальном рудном районе развиты ниже-среднеордовиковские спилит-диабазовая и спилит-кератофировая формации. Наиболее изученными рудопроявлениями в этом районе являются Баканас и Тарсай.

А я г у з с к и й потенциальный рудный район характеризуется распространением спилит-кератофировой формации нижнего кембрия. В районе известны рудопроявления Аягузское, Баритовое и др.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. А р у с т а м о в А.А., К о р о л е в а М.Н., П о - т е х а А.В., Р а к о в а Л.Н., Ф и ш м а н И.Л. Об отложениях алданского яруса Акчатауского антиклинория (Юго-Западный Чингиз). Геология, разведка и методы изучения месторождений полезных ископаемых. Алма-Ата, 1969.

2. А р у с т а м о в А.А., К о р о л е в а М.Н., Р а к о - в а Л.Н., Ф и ш м а н И.Л. Граница докембрия и кембрия в Чингизе. Юбилейная конференция, КазИМС, Алма-Ата, 1974.

3. Б а н д а л е т о в С.М. Силур Казахстана. Алма-Ата, 1969.

4. Б о р о д а е в с к а я М.Б. Базальтоидный магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, 1969.

5. Б о р о д а е в с к а я М.Б., К р и в ц о в А.И., К у р б а н о в Н.К., С а г л о В.В., М а с л о в В.А. Некоторые данные о геологическом строении Магнитогорского мегасинклиория. В кн. "Типы рудных районов колчеданосных провинций Южного Урала и Западного Казахстана". Труды ЦНИГРИ, вып.105, 1973.

6. Б о р у к а е в Р.А. История тектонического развития. В кн. "Геология Чингизской геосинклиальной зоны". Алма-Ата, 1969.

7. Д з о ц е н и д з е Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., 1969.

8. Ж а у т и к о в Т.М., П о л я н с к и й Н.В. Особенности тектонического развития Чингизского района. Материалы первой республиканской научно-теоретической конференции молодых геологов Казахской ССР. Алма-Ата, 1969.

9. И в а н о в С.Н. О происхождении главных вулкано-плутонических ассоциаций эвгеосинклиалей и их металлогении. В кн. "Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала". Свердловск, 1969.

10. Н и к и т и н И.Ф. Ордовик Казахстана. Часть I. Стратиграфия. Алма-Ата, 1969.

11. С м и р н о в В.И. Геология полезных ископаемых. М., 1969.

12. Ш т е й н б е р г Д.С. Базальтоидный магматизм геосинклиальных областей и его металлогения. В кн. "Вопросы формирования и закономерности размещения месторождений золота и платины". Труды ЦНИГРИ, вып.87, 1970.

К.И.Груздев

ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ
В ТЕКЕЛИЙСКОЙ ЗОНЕ ДЖУНГАРСКОГО АЛАТАУ

Текелийская структурно-формационная и металлогеническая

зона обладает отчетливой свинцово-цинковой специализацией. В пределах зоны в результате многолетних исследований выделены рудные районы, из которых наиболее насыщены проявлениями различных рудных формаций Текелийский и Усекский.

Промышленный интерес в Текелийской зоне имеют месторождения текелийской и сууктубинской формаций.

Металлогенический анализ рудоконтролирующих факторов проведен с учетом наших представлений о фациально-петрогенетических особенностях рудовмещающих толщ, структурной позиции и формационной принадлежности известных месторождений. Установлено, что известняки хиландинской свиты представляют собой барьерный риф, синхронный по времени образования с околорифовыми лагунными формациями текелийской свиты. Учитывая то, что возраст хиландинской свиты определен как ордовикский по органическим остаткам, наиболее обоснованным является отнесение текелийской свиты к ордовику с включением в ее состав рифогенных известняков, ранее выделяемых в самостоятельную хиландинскую свиту. Прибрежно-морские отложения текелийской свиты накапливались на размывтой в наземных условиях поверхности сууктубинской свиты.

Литологические факторы контроля оруденения

В размещении месторождений текелийской и сууктубинской формаций наиболее четко выражен литолого-стратиграфический контроль оруденения.

Установлено, что все известные в Текелийской зоне месторождения сууктубинской формации — Центральное Сууктубе, Коксу, Усек, Большой Усек приурочены к верхней сланцево-карбонатной подсвите сууктубинской свиты.

Анализ структурного положения проявлений сууктубинской формации показывает, что они находятся на различной глубине от доскладчатой денудационной поверхности и занимают различное положение в разрезе сууктубинской свиты. На максимальной глубине от денудационной поверхности находится месторождение Усек (3,5 км), месторождения Центральное Сууктубе и Большой Усек расположены на глубинах 1,0–1,5 км от доскладчатой поверхности выравнивания. Непосредственно у этой поверхности залегают рудопроявления Верхний Тышкан и Жиланды.

Месторождения текелийской формации, представляющие основную промышленную ценность, приурочены к отложениям лагунных формаций, синхронных с рифогенной прибрежной формацией и составляющих в совокупности с последней крупный рифовый массив.

В пределах лагунных осадков текелийской свиты промышленные месторождения текелийской рудной формации (Текели, Западное Текели, Яблоновое) находятся в нижней части разреза, в отложениях лагунной пелитовой углеродистой формации.

Приуроченность проявлений текелийской формации к отложениям такого специфического локального фациально-географического образования, как околорифовая лагуна, обуславливает ограниченное площадное развитие текелийской рудной формации.

Имеющийся фактический геологический материал свидетельствует о повсеместно проявленном собственно литологическом контроле свинцово-цинкового оруденения в Текелийской зоне. Практически на всех известных проявлениях сууктубинской и текелийской рудных формаций промышленное оруденение приурочено к карбонатным породам, в первую очередь к доломитам, доломитизированным известнякам и сланцам, значительно реже к известнякам или известковистым сланцам. Лишь в единичных случаях вкрапленная свинцово-цинковая минерализация отмечается в песчаниках (оруденелые кварциты месторождения Коксу и рудопроявления Жиланды), а также в углистых, углисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцах (малые рудные тела на месторождениях Текели и Яблоновое).

Структурные факторы контроля оруденения

Анализ фактических геологических материалов свидетельствует о тесной пространственной связи свинцово-цинкового и серноколчеданного оруденения в Текелийской зоне с крупными секущими тектоническими разрывами. На Сууктубинском участке такой разрыв выполнен метасоматическими кварцитами, кварцево-карбонатной брекчией, гидрослюдистыми породами, измененными вулканитами. Этот разлом развит в породах сууктубинской свиты и не выходит в пределы текелийской свиты, что свидетельствует о его доскладчатом, дотекелийском (доордовикском) возрасте. Последующими складчато-глыбовыми дислокациями разлом был оторван от своих корней и приведен в почти горизонтальное положение, что обусловило размыв приуроченных к нему мета-

соматитов на значительной части их выхода на поверхность. Месторождения Коксу, Восточное Сууктыбе, Центральное Сууктыбе приурочены к оперяющим разлом послонным нарушениям и зонам повышенной проницаемости и не отходят от разлома далее чем на 500-700 м.

Месторождения Усек, Большой Усек и Верхний Тышкан также приурочены к крупному секущему разрыву субширотного простираня, выполненному пиритизированными кварцитами, кварцево-слюдистыми образованиями, тектонитами, гнейсами, измененными рассланцованными эффузивами.

Месторождения Усек, Большой Усек и Верхний Тышкан находятся в непосредственной близости от этого разлома и не распространяются от него по послонным оперяющим трещинам далее чем на 100-150 м. Участки уменьшения мощности рудоконтролирующего разлома в Усекском рудном районе до первых десятков метров и менее представляют особый интерес в отношении поисков свинцовых руд, так как на этих интервалах весьма вероятно приуроченность сульфидных руд непосредственно к разлому.

Магматические факторы контроля оруденения

Проведенное уточнение истории развития района в каледонское время формационных особенностей и структурного положения отложений нижнего этажа позволяет более конкретно говорить о магматическом контроле свинцово-цинкового оруденения.

Установлено, что в нижней подсвите текелийской свиты, подстилающей лагунно-рифовый комплекс этой свиты, широким развитием пользуются лавы и пирокласты андезитового и диабазового составов. В комплексе лагунных формаций текелийской свиты появляются вулканы, образовавшие субвулканическую очаговую структуру в центральной части Текелийского рудного поля. Динамическое воздействие на породы сууктыбинской и текелийской свит магматического очага привело к формированию в пределах лагуны местного локального купольного поднятия, обусловившего воздымание участка Текели-Яблоновое по сравнению с соседними участками лагуны. К указанному куполу были приурочены наиболее интенсивные проявления вулканической активизации в период формирования туфопорфиритовой формации верхней подсвиты текелийской свиты-дайки и силлы диабазовых и диоритовых порфиритов, пневмато-гидротермальная деятельность, теп-

ловой поток и дислокаций местного характера. О существовании локального сводового поднятия на участке Текели-Яблоновое свидетельствует постепенное увеличение угла падения рудных залежей и вмещающих их пород с глубиной с 60 до 80°, а также резкое уменьшение количества и мощности силлов и даек на глубоких горизонтах.

Диаметр купольного поднятия над вулканогенной очаговой структурой в период формирования промышленных руд текелийского типа составлял 4,5-5,0 км, угол наклона слоев на склонах - 15-20°. Формирование локального купольного поднятия в пределах лагуны обусловило широкое развитие на ее склонах проявлений гравитационного экзотектогенеза с образованием структур оползания и оплывания.

К купольному поднятию над очаговой структурой приурочены концентрические разрывы, генетически связанные с магматическим очагом. Эти разрывы пересекают породы сууктыбинской свиты и выходят в отложения текелийской свиты у подножия купола к востоку и западу от центрального поднятия. Отмечается идеальная симметричность этих разрывов и пространственно сближенных с ними рудопроявлений по отношению к оси купольной структуры. Концентрические разрывы сопровождаются небольшими флексурными перегибами пород на крыльях купола. Установленная нами очаговая купольная структура сыграла существенную роль в формировании промышленного оруденения в Текелийской полосе и является здесь одним из главных рудолокализирующих элементов.

Условия и время образования месторождений

Существуют противоречивые представления об условиях образования и генезисе месторождений текелийской и сууктыбинской формаций.

Высказываются следующие основные точки зрения на генезис месторождений этих групп:

- 1) гидротермально-метасоматический каледонской тектоно-магматической эпохи;
- 2) гидротермально-метасоматический герцинской тектоно-магматической эпохи;
- 3) сингенетичный для серноколчеданных руд и гидротермально-метасоматический для свинцово-цинковой минерализации;

- 4) полигенный;
- 5) сингенетичный – парагидротермальный;
- 6) вулканогенно-осадочный (атасуйского механизма);
- 7) осадочный.

У нас сложились следующие представления об условиях и времени формирования месторождения Текели и сходных с ним проявлений.

1. Из глубинного магматического очага, представляющего корневую зону андезито-базальтового вулканизма по глубинному разлому поступали гидротермальные растворы, являющиеся, по Г.Н.Шербе (1967), избыточными продуктами фракционной дифференциации рудоносных базальтовых магм.

2. Гидротермальные растворы на пути своего движения в пределах сууктубинской свиты в непосредственной близости от рудоподводящего разлома участвовали в образовании гидротермально-метасоматических месторождений сууктубинской формации. Эти же растворы изливались на дно лагуны и участвовали в гидротермально-осадочном породообразовании и формировании сингенетических непромышленных рудных накоплений в пределах пелитовой формации верхней лагуновой подсвиты текелийской свиты. Представлены они глобулярными и дисперсными выделениями сульфидов железа и, возможно, галенита и сфалерита. Значительная часть металлов при этом в связи с дефицитом серы оставалась в поровых растворах осадка в форме свободных ионов.

3. В результате отжима обогащенных ионами Fe, Pb, Zn поровых растворов в процессе уплотнения и литификации осадка происходило постепенное, по мере увеличения мощности осадка, обогащение тяжелыми металлами придонных осадков и наддонных вод.

4. Формирование на глубинном разломе вулканического аппарата центрального типа привело к образованию локального купольного поднятия над очаговой структурой, с излиянием лав основного состава и внедрением силловидных тел диабазовых и диоритовых порфиритов на глубинах 200–300 м от седиментационной поверхности, что обеспечило поступление в осадок значительных масс вулканогенной серы в форме сероводорода и создало резко восстановительную среду в верхней части разреза отложений пелитовой формации. В этих условиях на участках просачивания иловых вод через пористые или трещинные породы (преимущественно доломиты) были сформированы пластообразные и линзовидные тела метасоматических серноколчеданно-полиметаллических руд, представляющие в данное время основную

промышленную ценность месторождений.

Резкие контакты рудных тел, их пластообразная или линзовидная форма объясняются тем, что рудные тела унаследовали, в основном, форму тех породных прослоев и линз, литификация которых произошла в первую очередь. Известно, что наиболее быстрому уплотнению и литификации подвержены карбонатные породы. Илы и глины способны оставаться в пелицифицированном состоянии весьма длительное время даже на значительных глубинах. Локальный характер зон повышенной проницаемости в осадках пелитовой формации обуславливает не повсеместный, а прерывистый характер промышленной минерализации в Текелийской полосе и ограниченные размеры отдельных рудных тел.

Известное влияние на процесс литификации и отдачу осадкам поровых вод оказал силловый и эффузивный вулканизм с сопутствующими тепловым и пневмо-гидротермальным потоками, а механическое воздействие субвулканических тел и силлов на осадки способствовало формированию дополнительных каналов для движения элизионных вод в сторону вулканогенного купольного поднятия.

Участки пористых или раздробленных карбонатных пород, заключенные внутри нелитифицированных водоупорных глинистых осадков, не подвергались оруденению и метасоматическим изменениям в силу отсутствия в них движения растворов. Подобные линзы и слои известняков внутри углистых и углисто-глинистых сланцев отмечаются висячем боку Текелийского месторождения.

Какую-то роль играет и так называемый фильтрационный эффект глин. Установлено, что глинистое вещество действует как барьер по отношению к определенным анионам и может быть причиной значительного изменения в содержании электролитов в просачивающихся растворах (В.Энгельгардт, 1971). Очевидно, фильтрационный эффект и диффузия явились причиной образования убогих вкрапленных руд на флангах месторождений и ореолов рассеяния в лежащем и висячем боку их.

Вероятно, к югу и северу от вулканогенного купольного поднятия зоны Текели-Яблоновое лагуна имела большую глубину. Отложения пелитовой формации находились на гипсометрически более низком уровне, что обеспечило движение элизионных потоков в сторону поднятия и отложения там промышленных руд. Можно полагать, что элизионный поток металлоносных растворов двигался со стороны глубоких горизонтов месторождений, т.е. с севера или северо-востока, а

также, возможно, со стороны ныне существующих выходов месторождений на поверхность, т.е. с юга или юго-запада.

Из вышеизложенного следует, что для отложения промышленных руд были использованы элизионные металлоносные растворы, отжаты из осадков пелитовой формации не только на участках месторождений, но и, вероятно, на значительных площадях за их пределами.

Представления об условиях образования и генетических особенностях месторождения Текели в основном применимы к месторождениям Яблоновое и Западное Текели. О них можно говорить как о генетически родственных образованиях.

Вместе с тем, месторождение Яблоновое имеет и некоторые отличия от Текелийского месторождения. Для месторождения Яблоновое характерно широкое развитие в нем серноколчеданных руд при резко подчиненном положении полиметаллической минерализации.

Особенностью в накоплении осадков лагуновой пелитовой формации на участке месторождения Яблоновое по сравнению с Текелийским являлось наличие в илах первого участка заметно большего количества реакционно-активной серы, способной вывести из раствора более значительную часть поступивших в осадок с глубинными гидротермами ионов U_2 и Pb . Повышенное содержание серы (в форме сероводорода) на Яблоновом участке связано, по-видимому, с более благоприятными условиями для сульфаторедукции и разложения белков, что обусловлено максимальной глубиной самой лагуны. Спокойная гидродинамическая обстановка придонной зоны при наличии органики в осадке обеспечивала восстановительные условия в зоне осадочного накопления. Поскольку иловые воды на этом участке были обеднены цинком и свинцом, в зоне рудоотложения на Яблоновом месторождении сформировались серноколчеданные руды и лишь кое-где отложились небольшие линзы колчеданно-полиметаллических руд.

Изложенное выше подтверждается геохимическими особенностями текелийской свиты на Текелийском участке. В лежащем боку месторождения Яблоновое отмечаются довольно значительные по размерам зоны колчеданной минерализации и аномалии свинца и цинка, которые являются показателем широкого развития рассеянного сингенетического оруденения в нижней части отложений пелитовой формации.

Многоярусный характер оруденения на месторождении Яблоновом является, вероятно, следствием первичной осадочной литологической неоднородности отложений пелитовой формации. Близость участка Яблонового месторождения к растущему барьерному рифу создает предпосылки для формирования более многочисленных карбонат-

ных прослоев и линз, доломитизация которых обеспечивает подготовку пористых каналов для движения иловых вод с отложением минеральных новообразований в пустотах и метасоматическим замещением пород.

Рудные залежи сууктубинской формации формируются на глубинах от первых сотен метров до 4 км доскладчатой денудационной поверхности сууктубинской свиты в непосредственной близости от секущего рудопроводящего нарушения. Рудные тела отлагались гидротермально-метасоматическим путем в проницаемых карбонатных породах под экранами или над водоупорами, сложенными различными сланцами (месторождения Коксу, Центральное и Восточное Сууктубе). При отсутствии экранирующих горизонтов наблюдалось выклинивание рудных тел (рудопроявление Тельмановское, месторождения Усек, Большой Усек и Верхний Тышкан).

Вышеизложенное свидетельствует о парагенетической связи проявлений текелийской и сууктубинской формаций со среднекаледонским вулканизмом. Эта связь, по представлениям Г.Н.Щербы (1964), обусловлена общностью глубинного очага рудоносной базальтоидной магмы, продуктами фракционной дифференциации которой, с одной стороны, являются вулканы основного и кислого состава, с другой стороны — избыточные продукты в виде гидротермальных растворов, эксталяций и т.д.

Таким образом, проявления текелийского и сууктубинского типов являются ярким примером атасуйского механизма формирования субмаринных и гидротермально-метасоматических эндогенных рудных месторождений. Установленной нами особенностью этого механизма применительно к конкретным условиям формирования месторождений текелийской формации является разрыв во времени и изменение положения путей поступления в осадок металлоносных растворов и серы. Если железо, цинк, свинец и другие элементы поступали по разломам из очага базальтоидной магмы в форме хлоридов или других бессернистых комплексных соединений, то основная часть серы попадала в осадок несколько позднее в форме сероводорода из вулканического очага по окружающим его концентрическим трещинам. Однако весьма вероятно, что здесь имеет место не своеобразие "атасуйского" механизма в текелийских условиях, а общая генетическая особенность субмаринных сульфидных рудных концентраций. Рассмотрение этого большого и сложного вопроса выходит за рамки данной статьи.

Полученные данные о возрастном положении свинцово-цинкового оруденения в Текелийской зоне позволяют сделать вывод о существовании в ее истории исключительной по масштабам эндогенного оруденения металлогенической эпохи, совпадающей с периодом доскладчатой среднекаледонской тектоно-магматической активизации, а точнее, с временем накопления отложений лагунной пелитовой формации текелийской свиты.

Выше мы охарактеризовали факторы структурного, структурно-литологического, структурно-тектонического и магматического контроля, действовавшие в период формирования оруденения сууктубинского и текелийского типов. Однако, кроме этих факторов, существенное значение для сохранения или уничтожения оруденения и оформления современного структурно-геологического положения месторождений имели пострудные дислокации. В результате образования в позднекаледонское и герцинское время Южно-Джунгарского антиклинория и крупных блоково-глыбовых движений позднекаледонской, герцинской и альпийской тектоно-магматических эпох месторождения были "запечатаны" в консолидированных блоках пород нижнего структурного этажа, а на многих участках частично или полностью эродированы или уничтожены магматическими образованиями.

Установление показанных выше закономерностей в размещении месторождений сууктубинской и текелийской формаций позволяет более целенаправленно вести поисковые работы в пределах Текелийской структурно-формационной зоны.

ЛИТЕРАТУРА

Г. Байкенов Ш.А., Бродский И.С., Дегтярев Р.А. Признаки сингенетического и эпигенетического оруденения на колчеданно-полиметаллических месторождениях текелийского типа (Джунгарский Алатау). В кн. "Состояние и задачи советской литологии", М., "Наука", 1970.

2. Геология и металлогения Джунгарского Алатау. "Наука" КазССР, 1967.

3. Жуков П.К., Казанин Ю.И., Каюпов А.К., Мурсалимов Х.И., Пигулевский М.А., Шлыгин А.Е. Основные черты геологии и металлогении Джунгарского Алатау. Изд-во АН КазССР, 1962.

4. Шлыгин А.Е., Байкенов Ш.А., Казанин Ю.И., Руденко П.Л. Вулканогенные образования тектонической свиты Джунгарского Алатау и их отношение к полиметаллическому оруденению. В сб. "Вулканогенные формации Казахстана". Труды ин-та геол. наук, т.24, 1967.

5. Щербат Г.Н. Магматическая дифференциация — один из процессов генерации полиметаллического оруденения в Казахстане. В сб. "Палеовулканологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов", Алма-Ата, 1964.

6. Щербат Г.Н. Месторождения атасуйского типа. "Геология рудных месторождений", № 5, 1967.

М.Б.Лившиц, Г.Х.Гильмутдинов, М.М.Швец

ТИПЫ МЕДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЗАПАДНОГО ТУРГАЕ

В процессе картировочных, поисковых и тематических работ последних лет в Западном Тургае выявлены довольно многочисленные точки минерализации и рудопроявления меди, наиболее крупные из которых в настоящее время оцениваются с помощью буровых работ. Проведенные исследования минерального состава оруденелых участков с учетом характерных постмагматических изменений, вмещающих медную минерализацию пород, позволили наметить генетическое подразделение известных объектов на 4 самостоятельных эндогенных типа оруденения: меднопорфировый, скарновый, колчеданный и кварцево-жильный. Имеющиеся в пределах изученной площади медно-никелевые проявления ввиду незначительного их количества и ограниченной площади минерализованных участков, а также в связи с экзогенным их происхождением (непосредственная связь с корой выветривания ультраосновных пород) имеют лишь минералогический интерес и в данной статье не рассматриваются.

Наибольшим распространением в Западном Тургае, особенно в

области сочленения структур Урала и Казахстана^х), пользуются молибденово-золото-медные проявления меднопорфирового типа, составляющие около 60% всех известных в настоящее время в регионе точек медной минерализации. В этом свете необходимо подчеркнуть, что оцениваемые сейчас медные месторождения (Бенкала, Баталы) и наиболее крупные рудопроявления (Спиридоновское, Кунгуртау и др.) также приурочены к зоне тектоно-магматической активизации. За пределами этой области известны и другие подобно-го типа минерализованные участки, которые отнесены к меднопорфировым объектам условно в силу их недостаточной изученности.^{хх})

Медное оруденение рассматриваемого типа в пределах Западного Тургая установлено лишь в последние годы, а последовательные целенаправленные поисково-оценочные работы на конкретных объектах проводятся лишь с 1970 года. Обнаружение и предварительная положительная оценка выявленных меднопорфировых руд значительно повысили общую перспективность в целом этого промышленно осваиваемого района Казахстана.

Традиционное истолкование истории геологического развития Тургая и в особенности Западного Тургая в свете непосредственного продолжения к востоку складчатых структур Урала не позволяло правильно оценить перспективы региона на открытие промышленных месторождений коунрадского типа, а направляло проведение поисковых работ лишь на оценку потенциально возможного медноколчеданного оруденения. В связи с этим твердое установление в Западном Тургае широкого развития руд меднопорфирового типа (в том числе с промышленным содержанием меди) позволяет рассматривать этот

х) Область сочленения каледонид Урала и герцинид Казахстана рассматривается в качестве зоны отраженной тектоно-магматической активизации.

хх) Основным признаком отнесения малоизученных участков медной минерализации к типу меднопорфировых объектов является прожилково-вкрапленный или вкрапленный характер оруденения.

регион в качестве новой меднорудной провинции, тесно увязанной с историей геологического развития Казахской складчатой страны, с аналогичной последней металлогенией. Высказанное заключение базируется на известных отечественных и зарубежных литературных данных о значительных запасах прожилково-вкрапленных и вкрапленных молибденово-медных руд с хорошо выдержанной на глубину (500-700 и более метров) минерализацией штокверковой структуры. Возможность открытой добычи таких руд в условиях Западного Тургай позволяет считать рентабельной промышленную оценку таких объектов, где содержание меди устанавливается в пределах 0,3-0,4%. Проведенные тематические работы позволяют с уверенностью утверждать, что такого рода меднопорфировые объекты в Западном Тургае фактически уже имеются (месторождение Бенкала), и перспективы этого региона на открытие новых погребенных под мезо-кайнозойем промышленных залежей меди в пределах области отраженной тектономагматической активизации очевидны.

Всем рудным полям Западного Тургай с меднопорфировым оруденением присущи следующие общие черты:

1. Тесная пространственная и генетическая связь оруденения с последними фазами интрузивной деятельности Бенкалинского среднекарбонového комплекса, представленными малыми телами и апофизмами кварцевых диоритов-плагиогранитов.

2. Локализация оруденения в пределах зон дробления и брекчирования, образующих часто оруденелые штокверки.

3. Оруденение локализовано, как правило, внутри интрузивных тел, во вмещающих породах кровли или в экзоконтактах интрузий.

4. Преобладающее большинство даек — пострудные, четко секущие рудные прожилки.

5. Тип минерализации вкрапленный или прожилково-вкрапленный.

6. Состав первичных руд пирит-халькопиритовый; вторичных — пирит-борнит-халькозинный (с преобладанием последнего).

7. Вмещающие породы окварцованы, хлоритизированы, реже серицитизированы и турмалинизированы, еще реже — баритизированы, эпидотизированы и биотитизированы.

8. Характерен многостадийный рудный процесс: пирит; пирит-халькопирит; молибденит-золото.

9. Молибденит чаще пространственно разобщен с пирит-халькопиритовым оруденением; золото отмечается как в свободном виде, так и в кристаллической решетке пирита и халькопирита.

10. Приуроченность рудоносных массивов к узлам пересечения субширотных и субмеридиональных разломов.

11. Частое совмещение структурных кор выветривания с зоной вторичного сульфидного обогащения.

12. Повышенная рудоносность ксенолитов более ранних интрузивных фаз и вмещающих пород.

13. Наиболее оруденеными из вмещающих интрузивных тел являются туфы и туфогенно-осадочные породы; лавы — практически безрудны.

Таким образом, вышеперечисленные главные особенности медно-рудных проявлений рассматриваемого типа практически полностью соответствуют таковым для известных крупных промышленных объектов в СССР (Коунрад, Алмалык, Каксай и др.) и за рубежом (Кривид, Ита Коппер, Рей, Клей и др.) и отнесение их к формации медно-порфирировых руд сомнений не вызывает.

Анализ и обобщение данных поисково-разведочных, геологосъемочных и эксплуатационных работ на площади известных железорудных месторождений (в основном в пределах Главной железорудной полосы Тургай) позволяют отчетливо выделить особый тип медной минерализации — скарновый, территориально, а, возможно, и генетически связанный с магнетитовым оруденением.

Медное оруденение в магнетитовых рудах изучалось лишь попутно с проведением разведочных и добычных работ на железорудных объектах района. Повышенные, а иногда даже промышленные содержания меди рассматриваемого типа слагают часто значительные по площади участки рудного поля магнетитовых месторождений и несомненно требуют постановки специальных поисково-оценочных геологических работ с целью решения вопроса об их промышленном освоении. Последнее положение вытекает из проведенных авторами тематических исследований, которые позволяют утверждать более широкое, чем представлялось ранее, распространение медного оруденения скарнового типа в районе и, в связи с этим, полностью обуславливают постановку, по меньшей мере, двух важных вопросов: 1) попутное извлечение меди при добыче железной руды и 2) парагенетическая связь медной минерализации скарнового и меднопорфирирового типов. Постановка этих вопросов в настоящее время является крайне

актуальной, поскольку в хвосты при добыче железных руд уходит значительное количество таких ценных металлов как медь, свинец, цинк, золото и другие компоненты. Наконец, промышленное освоение меди при эксплуатационных работах на железных рудниках вытекает из соображения о колоссальных в целом ее запасах в магнетитовых рудах. Попутная добыча меди оказывается рентабельной даже при содержании 0,005-0,01%. С другой стороны, интерес к оценке других медноскарновых рудопроявлений, не связанных территориально с магнетитовыми рудами, вызван вполне закономерной возможностью открытия самостоятельных промышленных медных объектов со значительно более высоким (1-2 и более %) средним содержанием меди в целом на извлекаемую рудную массу.

По материалам А.И.Ивлева и А.В.Филатова, послескарновая гидротермальная сульфидная (в частности медная) минерализация установлена во многих железорудных месторождениях: Давыдовском, Соколовском, Ломоносовском, Козыревском и других. В магнетитовых рудах этих месторождений медное оруденение представлено халькопиритом, реже халькозином, борнитом и ковеллином, причем сульфидизации подверглись не только магнетитовые руды, но и скарны вмещающим месторождения породам. Содержание меди в сульфидных прожилках в альбитизированных, скарнированных и пиритизированных порфиритах на Давыдовском месторождении достигает 0,68-1,98%; на Соколовском месторождении в контакте магнетитов с эпидот-пироксеновыми скарнами - 0,85-7,20%; в групповых пробах на Ломоносовском месторождении, где халькопиритовая минерализация имеет вкрапленный характер и четко фиксируется как в магнетитовых рудах, так и в обрамляющих их скарнах - 0,98%, в лежащем боку железных руд Сарбайского месторождения, где медная минерализация локализуется в самостоятельных залежах до 10-15 м мощностью - до 3,385%; в отдельных интервалах по групповым пробам на Козыревском месторождении (скв.9) содержание меди достигает соответственно 5,52; 10,52 и 6,32%.

Интересные выводы о закономерностях распределения сульфидов на Сарбайском рудном поле приводит В.М.Изоитко (1966):

1) сульфиды (и в частности медная минерализация) концентрируются в районе досульфидных (послемагнетитовых) тектонических нарушениях;

2) медная минерализация в магнетитовых рудах является отчетливо наложенной;

3) содержание и состав сульфидов в магнетитовых рудах: пирит - II,2%, пирротин - I,52%, халькопирит - 0,25%, сфалерит и галенит - сотые доли процента;

4) большинство сульфидов образовалось путем замещения: пирротин и пирит - по кальциту, пироксену, актинолиту, эпидоту, магнетиту, марказит - по пирротину, реже - по пириту, более поздние сульфиды - по всем предшествующим минералам;

5) последовательность отложения сульфидов: пирротин - пирит марказит - халькопирит - сфалерит и галенит;

6) распределение сульфидов в магнетитовых рудах и скарнированных вмещающих породах относительно равномерное, форма локализации - линзообразные тела с богатым вкрапленным оруденением;

7) приуроченность сплошных сульфидных тел к лежащему боку рудномагнетитовой залежи;

8) содержание пирротина и пирита пропорциональны содержанию магнетита в рудах, в целом содержание халькопирита и пирита уменьшается в направлении от лежащего бока залежи к висящему, а пирротин - наоборот.

Проведенные авторами тематические работы позволяют предполагать и для других месторождений магнетитовых руд существование таких же закономерностей в распределении сульфидов. Здесь следует лишь подчеркнуть, что источником поступления сульфидоносных растворов в скарны и магнетитовые руды служили, видимо, магматические очаги Соколовско-Сарбайского интрузивного комплекса нижнего-среднего карбона.^{х)}

Образование скарновых месторождений меди в пределах Западного Тургая связано не только с постмагматической деятельностью интрузий указанного комплекса. Скарнообразование и сопутствующая этому процессу сульфидная минерализация отмечается в период орогенного этапа уральской каледонской геосинклинали, где она обусловлена гидротермально-метасоматической деятельностью интрузий Джанганинского силуро-нижнедевонского интрузивного комплекса. Примером подобных меденосных скарнов может служить Мариинское рудное поле. Медное оруденение на этом участке приурочено к зоне

х) Образование магнетитовых руд Главной железорудной полосы Тургая связывается нами также с постмагматической деятельностью основных и средних по составу пород указанного интрузивного комплекса.

экоконтакта диоритового массива с разгнейсованными докембрискими образованиями. Зона контакта осложнена тектоникой и представляет собой типичную зону смятия с кулисообразно распределенными в ее пределах меденосными скарнами гранат-кварц-эпидот-пироксенового состава. Минерализация в скарнах представлена халькопиритом, борнитом, ковеллином, магнетитом, реже молибденитом, пирротином, клиноцоизитом и шеелитом. Изредка в скарновых телах отмечается ортит и волластонит. Содержание меди в отдельных телах достигает 2,5-3,0%, в сульфидных концентратах (по данным И.И. Степанова) - 19,8%. Отличительной чертой сульфидоносных скарнов является их золото- и сереброносность, в отдельных телах устанавливается присутствие вольфрама, олова и германия.

Особое поисковое значение скарновая медная минерализация приобретает в Ливанском краевом прогибе Валерьяновской герцинской геосинклинали, к которому приурочено развитие многочисленных интрузивов кислого состава Бенкалинского комплекса среднего карбона (Бенкалинский, Кунгуртауский, Адаевский, Шартумпакский и др. массивы), обрамляющих область отраженной тектоно-магматической активизации. При проведении поисковых работ здесь вполне вероятно подсечение в контактовых частях таких массивов скарновой медной минерализации, а в пределах краевых частей интрузивов - рудопроявлений меднопорфирового типа, локализованных здесь по зонам дроблений, оперяющих Ливановский глубинный разлом. Область Ливановского краевого прогиба в этом свете является такой зоной Западного Тургая, где имеется возможность принципиального решения вопроса о возрасте и взаимосвязи указанных двух типов медного оруденения.

Таким образом, скарновый тип медной минерализации имеет самостоятельный промышленный интерес, а в единичных рудных полях с меднопорфировыми объектами может значительно повысить промышленную ценность последних за счет увеличения среднего содержания меди в целом на рудную массу и, следовательно, увеличения общих запасов такого рода комплексных рудных полей.

Кварцево-жильный (золото-сульфидно-кварцевый) тип медной минерализации характеризуется достаточно широким для западной части региона распространением и отличается от других типов медного оруденения прежде всего формой локализации и тесной пространственной связью с золото-серебряной минерализацией. Сульфидная минерализация (Джетгара и др.) представлена пиритом, арсенопиритом, пирротином и халькопиритом; околожильные гидротермальные изменения

выражены каолинизацией гранитоидов, лиственитизацией и серицитизацией основных пород. Часто золото-сульфидные зоны окварцевания сопровождаются тальк-карбонатными изменениями вмещающих пород. В сульфидных концентратах из Джетыгаринского массива, кроме золота и меди, обнаружены: висмут - до 0,04%, свинец - до 0,3%, молибден - до 0,01% и кадмий - до 0,028% (данные О.К.Ксенофонтова, А.И.Ивлева и др.).

По существу медное оруденение рассматриваемого типа является лишь попутным и в этой связи вряд ли будет иметь самостоятельное промышленное значение.

Несколько особое положение занимают скарново-жильные (?) по типу медные руды, локализованные в виде линзовидных жил среди ультраосновных пород и известные под названием "медистых магнетитов". Это по структуре массивные сплошные тела, в строении которых участвуют: магнетит, мартит, лимонит и окисленные медные минералы - куприт, малахит, азурит, хризоколла. Из жильных минералов присутствует кварц, реже встречаются альбит, турмалин и кальцит. Содержание меди в такого рода жильных образованиях достигает одного и более процента. В связи с ограниченными в плане параметрами подобных тел, они имеют пока чисто минералогический интерес. Однако высказанное выше соображение о возможности наличия на глубине зон медной минерализации "чатыркульского" типа позволяет также рекомендовать дооценку этих руд на глубину. Обнадеживающим поисковым признаком в этом случае нужно считать встречу на глубине раздробленных и гидротермально-измененных интрузивных гранитоидных образований каледонского или более древнего возраста.

Наиболее слабо изученной к настоящему времени в Западном Тургае является колчеданная меднорудная формация, представленная двумя проявлениями (Фестивальное, Петровское) и несколькими мелкими проявлениями непромышленного характера. Непосредственная территориальная и историко-геологическая связь западной части рассматриваемого региона (Зауральское поднятие) со структурами Урала казалось бы противоречит приведенным данным и нуждается в серьезном анализе. В целом территория древнего Урала рассматривается многими исследователями в качестве единого меднорудного пояса, основную ценность которого представляют многочисленные крупные колчеданные месторождения, достаточно широко развитые и в непосредственной близости от границ Западного Тургае в Магнитогорском и Тагильском среднепалеозойских прогибах, в Мугоджарах и т.д. Вулканогенные

образования, слагающие эти структуры, широко развиты по всему восточному склону Урала вплоть до Тобольского и даже Ливановского глубинного разлома на востоке. В связи с этим широкое развитие меденосных колчеданов в пределах западной части Западного Тургая предполагать вполне логично. В этом свете следует рассмотреть генетическую и пространственную связь колчеданно-рудного процесса с формированием рудовмещающих среднепалеозойских вулканитов. Этому вопросу посвящена монография Г.Ф.Червяковского (1972) — одного из старейших исследователей рудного Урала, в которой изложены необходимые условия для локализации и становления колчеданных месторождений Восточного Урала.

Для направления поисковых работ наиболее важной особенностью становления и локализации колчеданного оруденения в Восточном Зауралье, на наш взгляд, является закономерная приуроченность его к породам не моложе нижнего-среднего девона, что позволяет резко сузить постановку специальных исследований в областях развития более молодых пород, в частности, в пределах развития основного-среднего состава вулканитов валерьяловской свиты нижнего карбона.^{х)} Известные точки колчеданной минерализации приурочены, в основном, к долине и придолинной части р.Тобол в ее субширотном течении. Здесь же расположены и указанные выше рудопроявления, которые обнажены с поверхности и регионально приурочены к области тектоно-магматической активизации в районе к югу от Спиридоновского гранитоидного массива. Основными особенностями строения и локализации здесь медноколчеданного оруденения являются следующие:

а) повсеместная приуроченность оруденения пирит-халькопиритового типа к отложениям верхнего силура, представленным диабаз-спилитовой толщей денисовского вулканогенного комплекса;

б) локализация оруденения в многочисленных мелких трещинах, оперяющих крупное субширотное нарушение, наследованное в настоящее время долиной р.Тобол и пересекающее всю область тектоно-магматической активизации с запада на восток;

х) В восточной части Западного Тургая в настоящее время не известно твердо доказанной медной минерализации колчеданного типа.

г) наиболее благоприятными фациями для локализации колчеданного оруденения являются туфы основного-среднего состава вследствие более высокой, чем в лавах, пористости (С.С.Щербин и др., 1971);

д) наиболее характерными гидротермально-метасоматическими изменениями, сопровождающими оруденение, являются эпидотизация, альбитизация, хлоритизация, серицитизация и окварцевание, в ряде случаев - карбонатизация;

е) в составе рудоносных прожилков и вкрапленниках участвуют: малахит, азурит, куприт, халькопирит;

ж) первичные и вторичные (в коре выветривания) ореолы рассеяния представлены обычными для колчеданных медных месторождений спутниками: свинцом, цинком, молибденом, реже оловом, золотом и серебром, в коре выветривания рудоносных эффузивов устанавливается гипс, а омывающие рудные участки воды р.Тобола имеют сульфатный состав.

Таким образом, анализ литературного и фактического материала позволяет считать западную часть Западного Тургая (к западу от Тобольского разлома) перспективной для обнаружения промышленно интересных месторождений меди колчеданного типа, в отличие от неперспективной в этом отношении (к востоку от Ливановского разлома) восточной части региона. В этом свете следует указать на весьма ограниченные перспективы находок промышленных медно-колчеданных объектов в пределах области отраженной тектово-магматической активизации (между Тобольским и Ливановским разломами). Дело в том, что история геологического развития этой области в период орогенических подвижек в Валерьяновском троговом прогибе, расположенном непосредственно к востоку от рассматриваемой области Восточного Зауралья, говорит о подъеме этой территории и, следовательно, о наступившей затем энергичной эрозивной деятельности в пределах созданных горных сооружений. Несомненно, что сохранившиеся на современной поверхности признаки колчеданной минерализации на рассматриваемой территории (в том числе и в придолинной части р.Тобола) являются, скорее всего, лишь корнями размытой колчеданной минерализации и вряд ли имеют значительное продолжение на глубину.

Приведенный краткий обзор типов медного оруденения Западного Тургая позволяет сделать ряд выводов общего характера:

I. Для исследованной территории отмечается ряд благоприят-

ных признаков медного оруденения.

2. Наиболее перспективным типом медной минерализации района является меднопорфировый, причем концентрация комплексных геолого-геофизических и поисковых работ первой очереди должна производиться в пределах области отраженной тектоно-магматической активизации (включая зону Ливановского краевого прогиба) и прежде всего в пределах известных в настоящее время рудных полей — Бенкала, Баталы, Кунгуртау и др.

3. К объектам поисково-оценочных работ второй очереди можно отнести медноскарновые рудопоявления, тесно связанные с магнетитовыми рудами Главной железорудной полосы Тургай. Наличие же медного оруденения этого типа в пределах оцениваемых сейчас меднопорфировых рудных полей с золото-молибденово-медным оруденением позволяет рекомендовать такого рода участки для комплексной оценки (Кунгуртау, Адаевский и др.).

4. Западная часть региона обладает меньшими перспективами, но может быть рекомендована для поисковых и поисково-оценочных работ на медноколчеданное и кварцево-жильное оруденение.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. И в л е в А.И., К с е н о ф о н т о в О.К., Ф а л ь - к о в Ю.Г., Ф и л а т о в А.В. Валерьяновская андезит-диоритовая визе-намйрская вулканоплутоническая формация Тургайского прогиба и ее рудоносность. В кн. "Вулканоплутонические формации и их рудоносность", Алма-Ата, "Наука", 1969.

2. И з о и т к о В.М. Некоторые закономерности распределения сульфидной минерализации Сарбайского месторождения. Геология рудных месторождений, № 2, 1966.

3. Л и в ш и ц М.Б., Г и л ь м у т д и н о в Г.Х. Основы прогнозирования медного оруденения в Западном Тургае (матер. III республиканской науч.-теор. конф. молодых геологов КазССР). Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973.

4. П о с к о т и н Д.Л., Щ е р б и н С.С., Ч е с н о - к о в В.И., Ш а л а г и н о в В.Г., К о с т е р о в Е.И. Основные черты геологического строения центральной части Денисовской структурно-фациальной зоны и ее меденосность. Труды Сверд. горного ин-та, вып. 81, 1971.

5. Червяковский Г.Ф. Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. АН СССР, Урал. науч. центр. ин-т геологии и геохимии. М., "Наука", 1972.

А.С. Ярмоленко

О ЗОНАЛЬНОСТИ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАЛЛОВ НА СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ
В СВЯЗИ С ВОПРОСОМ ИХ ГЕНЕЗИСА
(НА ПРИМЕРЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ)

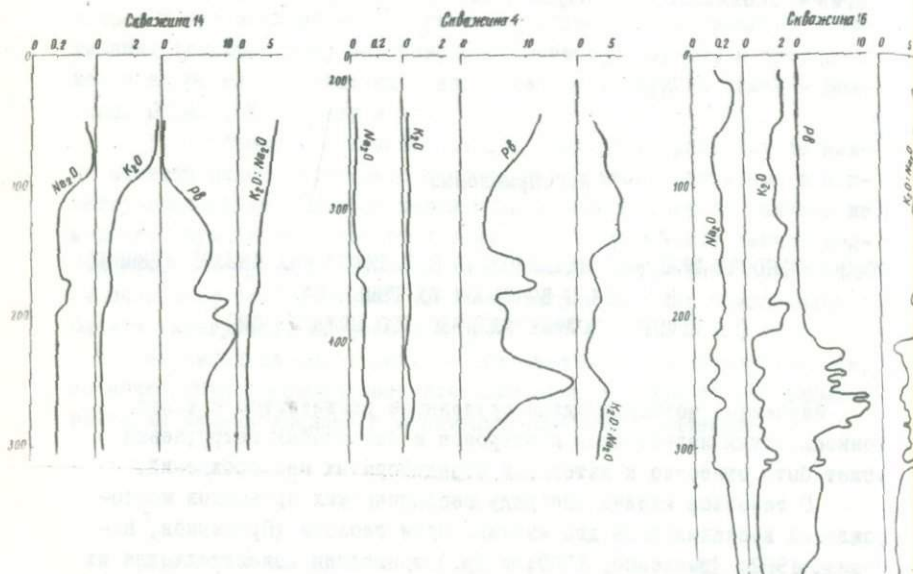
Изученное полисульфидное оруденение развивается в толще тонкослоистых известняков протерозоя и без особых затруднений может быть отнесено к категории стратиформных месторождений.

О генезисе сходных по ряду геологических признаков месторождений высказывалось два мнения. Одни геологи (Просняков, Володин, 1962; Ярмоленко, 1969; и др.) приводили доказательства их гидротермальной природы с глубинным источником рудного вещества. Другие (Попов, 1969; и др.) высказывали мнение об осадочном или вулканогенно-осадочном происхождении оруденения подобных месторождений, допуская последующее перераспределение руд.

Ранее нами приводились доказательства первого представления — наложенный характер руд и околорудных изменений, контроль их элементами узлов крутошарнирных складок, ясно выраженные пластические деформации во вмещающей толще (будинаж-структуры, птигматитовые жилы и т.п.) и отсутствие их следов в рудных телах, отсутствие вулканитов в составе вмещающей и перекрывающей толщ и т.д.

Прослеживание распределения калия и натрия на изученном участке проявления руд представляет новые данные для суждения вопроса о происхождении стратиформных месторождений. Нами использовано 200 химических анализов оруденелых и вмещающих пород, в различной степени измененных процессами околорудного окварцевания и марганцево-железистой карбонатизации.

Для характеристики изменчивости содержаний металлов в за-



Р и с . I. Распределение щелочных металлов и свинца по скважинам. Вертикальные оси - глубина скважин в м; горизонтальные оси - содержание металлов в вес.% и отношение содержаний.

в зависимости от местоположения в рудном теле и окружающих породах построены кривые распределения (рис. I). Эти графики получены путем однократного сглаживания результатов анализа по способу скользящего окна (Каллистов, 1956). В окне, принятом при вычислении, помещалось три значения содержаний, что было вполне достаточным при сравнительно небольшой степени изменчивости содержаний указанных компонентов (табл. I).

Уже прямое сопоставление полученных кривых выявляет зависимость между содержаниями свинца, калия, натрия и отношением калия к натрию. Так, по скв. I4 (см. рис. I) на интервале глубины от устья до 92,5 м установлены содержания свинца менее 1%. Этот ин-

Параметры распределения компонентов руд и вмещающих пород

Компоненты	Среднее содержание, вес. %				Стандартное отклонение				Коэффициент вариации, %			
	А	Б	В	Г	А	Б	В	Г	А	Б	В	Г
Pb	7,25	<I	0,08	<0,05	5,44	-	0,10	-	75	-	125	-
K ₂ O	0,48	1,47	2,38	1,14	0,27	0,75	1,16	0,35	56	51	49	35
Na ₂ O	0,18	0,26	0,13	0,10	0,11	0,18	0,07	0,05	63	72	49	44
Al ₂ O ₃	2,15	5,6	9,0	3,1	1,15	2,8	4,3	1,2	54	50	48	38
FeO	21,0	10,3	11,4	0,48	7,9	10,9	8,5	0,32	38	106	74	68
SiO ₂	36,8	30,1	37,1	25,9	8,1	11,4	17,3	12,8	22	38	47	49
CaO	1,77	17,3	12,2	30,1	1,42	14,0	14,6	9,1	80	81	120	30
K ₂ O/Na ₂ O	2,7	5,7	18,3	11,4								
Na ₂ O в следах	3,6	1,8	0,55	0,9								
Число анализов	101	61	23	15								

А, Б, В, Г - индексы выборок (см. текст)

тервал отвечает околорудным в различной степени измененным породам, изменение которых выражается в частичном замещении кристаллических известняков с микрослоями серицитовых (мусковитовых) и биотитовых сланцев — карбонатами железа и марганца, окварцевании отдельных прослоев и появлении вкрапленности сульфидов. Содержание окиси калия на этом интервале колеблется в пределах 2,4—3,1, окиси натрия — 0,45—0,55%, а отношение первого ко второму равно 5—6.

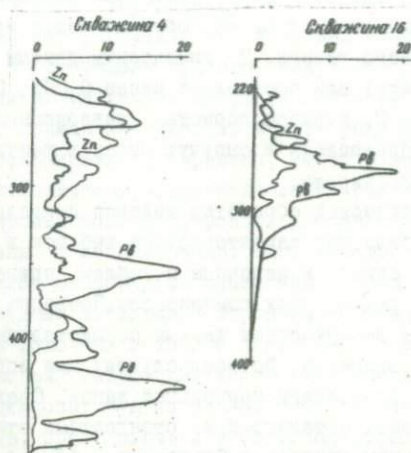
На интервале глубин от 92,5 до 300 м устанавливаются содержания свинца не ниже 5%. Этот интервал отвечает рудному телу, сложенному существенно сульфидами, кварцем, сидеритом и подчиненными количествами доломита, кальцита, биотита, серицита и хлорита. Сравнительно с предыдущим интервалом происходит резкое снижение содержания окислов щелочных металлов: калия — до 0,3%, натрия — до 0,2. Постепенно уменьшается и отношение первого ко второму, указывающее на более быстрое убывание калия по сравнению с натрием. Отрицательная зависимость между количествами свинца и калия в руде отмечается даже в деталях, как например, на интервалах 100—165, 165—185 и 185—250 м. Поскольку данная скважина проходит по рудному телу в направлении от висячего бока к лежащему, то кривая отношения щелочных металлов отражает зональность их распределения: зона калия тяготеет к висячему боку рудного тела и эрозивной поверхности, т.е. является внешней зоной, сравнительно обогащенной цинком (рис.2); зона натрия, наоборот, тяготеет к лежащему боку и на глубину, являясь внутренней зоной, сравнительно обогащенной свинцом.

Таким образом, рудная зональность подчеркивается подобной зональностью щелочных металлов и, вероятно, в данном случае следует признать существование верхней цинково-калиевой и нижней свинцово-натровой зон с постепенным переходом между ними. Отмеченные соотношения не менее ясно обнаруживаются также в скв.16, 4 и многих других выработках, пройденных на участке (см.рис.1 и 2).

Для проверки указанных соотношений проведена статистическая обработка ряда выборок химических анализов, каждая из которых соответствует определенному типу пород.

Выборка А представлена 101 анализом проб, отобранных в конфигурации рудного тела с содержанием свинца 1% и более. Пробы этой выборки отвечают интервалу 92,5—300 м скв.14.

Выборка Б представлена 61 анализом околорудных измененных



Р и с . 2. Распределение свинца (жирная линия) и цинка (тонкая линия) по скважинам. Вертикальные оси - глубина скважин в м; горизонтальные оси - содержание металлов в вес. %

пород, непосредственно прилегающих к рудному телу или включенных в него в качестве "пустых пород". Содержания свинца в этих пробах от 1% до "следов". Опробованные породы представлены слабо измененными известняками с частыми микрослоями кварцево-серицитовых и биотитово-хлоритовых сланцев, в которых отмечаются отдельные участки окварцевания и сидеритизации.

Выборка В включает 23 анализа проб, взятых из керна скважин, пересекающих вмещающую толщу на расстоянии около 300 м к юго-востоку от точки выклинивания рудного тела. По данным химического анализа свинец в этих пробах отсутствует или содержится в количествах менее 0,09%. Толща представлена кристаллическими известняками с микрослоями кварцево-серицитовых сланцев, большей частью подвержена изменениям и содержит сидерита от 3 до 50, кварца -

до 50%, хлорит и слюды.

Выборка Г включает 15 анализов проб, отобранных из обнажения метаморфизованных известняков, находящихся на расстоянии около 4 км на северо-западе от места взятия проб выборки А. Для пород характерно ритмическое строение, обусловленное присутствием микрослоев серицитового сланца. По химическим данным свинец в этих пробах отсутствует или составляет менее 0,05%. Породы, включенные в выборки В и Г, нередко пористые, кавернозные, а иногда дезинтегрированы и превращены в сыпучую массу в результате воздействия современного карста.

Данные математической обработки анализа приводятся в табл. I. Для более полной химической характеристики выборок в этой таблице, кроме данных по свинцу и щелочным металлам, приведены параметры распределения ряда других компонентов. Проверка соответствия теоретической модели эмпирическим данным осуществлялась с помощью оценки асимметрии и эксцесса. Во всех случаях для описания распределения оказался подходящим нормальный закон. Сравнение средних содержаний щелочных металлов и их стандартных отклонений проведено с использованием критериев Стьюдента и Фишера. При существенном различии стандартных отклонений число степеней свободы для нахождения критического значения критерия Стьюдента уменьшалось по формуле, приводимой В.Ю.Урбахом (1964).

Для всех пар металлов установлено, что различия между их средними содержаниями и стандартными отклонениями являются существенными (см. табл. I). Поэтому применения более мощных критериев для сравнения не требовалось (Бондаренко, 1970). Исключение представляют только параметры распределения окиси натрия в выборках В и Г, между которыми различие указанными критериями не выявляется.

По выборочным данным можно предполагать существенные различия между содержаниями и их дисперсиями в соответствующих породах. Так, содержание окиси калия и его дисперсия увеличиваются в направлении от рудного тела и достигают максимального значения в измененных породах, удаленных от него на расстояние около 300 м, несмотря на их закарстованность. В слабо измененных породах вмещающей толщи, значительно удаленных от рудного тела (около 4 км), параметры распределения калия снова уменьшаются. В том же направлении изменяются среднее содержание и стандартное отклонение окиси натрия, однако их максимальное значение устанавливается бли-

же к рудному телу. Таким образом, по простиранию последнего намечается горизонтальная зональность распределения щелочных металлов, связанная с вертикальной, поскольку в данном случае зона натрия оказывается также внутренней.

Зональное распределение щелочных металлов свидетельствует о их выносе за пределы рудного тела в процессе рудонакопления при условии их различной миграционной способности, более высокой для калия. Прямая зависимость между средними содержаниями и стандартными отклонениями, вероятно, имеет и генетический смысл. Наибольшее стандартное отклонение может ожидать в породах с интенсивно проявленной дифференциацией щелочных металлов в зонах максимальной концентрации. Этот вывод подтверждается большим разнообразием околорудных измененных пород в сравнении с рудой или неизменными вмещающими породами. Поэтому закономерное распределение щелочных металлов относительно рудного тела свидетельствует в пользу гидротермального метасоматического происхождения свинцово-цинковых руд на данном месторождении. Поведение других компонентов, приведенных в табл. I, подтверждает это положение. Глинозем распределяется подобно калию, закисное железо и кремнезем приносятся в рудное тело и прилегающие к нему породы, а известь, наряду со щелочными металлами, подвергается интенсивному выносу.

Очевидно, что эти явления связаны с прохождением рудоносных растворов через уровень кислотного выщелачивания, которое с позиций осадочно-генетического рудообразования объяснить невозможно.

По поводу минералогического выражения отмеченных петрохимических соотношений можно отметить следующее. Микроскопическими исследованиями руд и вмещающих пород выявляется только два минерала, содержащие калий и натрий, — биотит и мусковит (серицит); спорадически отмечаются очень мелкие зерна альбита. Наличие щелочных металлов в слюдах подтверждается и оценками коэффициентов корреляции (табл. 2). Так, значимая положительная линейная зависимость устанавливается для пар окислов: глинозем — окись калия, глинозем — окись натрия, кремнезем — окись калия, кремнезем — окись натрия и окись калия — окись натрия. Следовательно, различия между содержаниями щелочных металлов, выявленные статистической обработкой химических данных, минералогически выражаются в неодинаковом количестве слюд. Это подтверждается и прямыми под-

счетами количества слюд в шлифах и технологических пробах (%):

	Неизменные известяки	Околорудные измененные породы	Руда
Биотит	2	10	2 - 3
Мусковит (серицит)	10	10	2 - 3

Т а б л и ц а 2

Оценка коэффициентов линейной корреляции между компонентами руд и вмещающих пород

Пары компонентов	A ₁	A ₂	Б
Свинец - окись калия	-0,23	-0,17	<u>-0,31</u>
Свинец - окись натрия	-0,24	-0,10	0,02
Свинец - кремнезем	0,00	0,09	0,21
Свинец - глинозем	<u>-0,38</u>	-0,24	<u>-0,36</u>
Окись калия - окись натрия	<u>0,44</u>	0,09	<u>0,44</u>
Глинозем - окись калия	0,22	<u>0,49</u>	<u>0,94</u>
Глинозем - окись натрия	<u>0,35</u>	<u>0,68</u>	<u>0,48</u>
Кремнезем - окись калия	-0,14	-0,03	<u>0,73</u>
Кремнезем - окись натрия	0,02	0,20	<u>0,47</u>
Известь - окись калия	-0,20	0,07	-0,02
Число анализов	46	49	36

П р и м е ч а н и е . Значимые оценки подчеркнуты. Выборки: A₁ - руды с содержаниями свинца 1-5%; A₂ - то же, более 5%; Б - околорудные измененные породы с содержаниями свинца менее 1%.

Указанные количества слюд приблизительно соответствуют содержаниям калия в исследованных породах. Поскольку доли биотита и мусковита в рудах и боковых породах почти одинаковые или преобладает мусковит, а отношение калия к натрию в рудном теле значительно меньше, чем в других литологических разностях (см. табл. I), то можно утверждать, что процесс рудонакопления связан с уменьшением общего количества слюд и обогащением их натрием. В данном случае еще раз проявляется относительно высокая миграционная способность калия в процессе рудоотложения, отмеченная уже при сопоставлении кривых регрессии.

По отношению калия к натрию можно оценить содержание окиси

натрия в слюдах различных выборок, если из представления об устойчивости кристаллической решетки предполагать содержание калия равным одной формульной единице (см. табл. I). Слюды в рудном теле оказываются наиболее обогащенными натрием.

Способы удаления слюд из рудного тела доказываются развитыми в широком масштабе явлениями псевдоморфизма и растворения с частичным переотложением. Биотит псевдоморфно замещается зеленым хлоритом и рудным минералом. В связи с этим вынос щелочных металлов, равно как и привнос рудных компонентов, представляется очевидным. Около рудных агрегатов повсеместно наблюдается зональность растворения и частичного переотложения мусковита (серицита), которая выражается обилием мелких чешуек серицита в породе, удаленной от руды, и развитием сравнительно крупных идиоморфных кристаллов мусковита в непосредственном контакте с рудными минералами. Суммарное количество слюды у контакта в 4-5 раз меньше, чем в удаленной зоне. По-видимому, в этом случае происходит вынос калия, глинозема, определенной части натрия, не вошедшего в состав новообразованных слюд, и отложение кварца и рудных минералов. Последние отлагаются после образования мусковита, метасоматически замещают его или выполняют в нем различные трещины.

Таким образом, рудные минералы или по крайней мере значительная их часть отлагаются после минералов, относящихся к категории метаморфогенных или постметаморфических, что подтверждается широким распространением последних по всей площади региона.

Установленные соотношения приводят к следующему заключению. Рудоотложение и связанное с ним перемещение других веществ обусловлены локальным воздействием глубинных растворов, обладающих определенными физико-химическими свойствами, в особенности изменяющимся водородным показателем.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Б о н д а р е н к о В.Н. Статистическое решение некоторых задач геологии. М., "Недра", 1970.
2. К а л л и с т о в П.Л. Изменяемость оруденения и плотность наблюдений при разведке и опробовании. Сов. геология, № 53, 1956.
3. П о п о в В.М. Проблема генезиса стратифицированных

месторождений цветных металлов на примере Горевского свинцово-цинкового месторождения. Изв.АН Кирг.ССР, № 2, 1969.

4. П р о с н я к о в М.П., В о л о д и н Р.И. Некоторые особенности геологического строения Горевского свинцово-цинкового месторождения. Тр.ЦНИГРИ, вып.43, 1962.

5. У р б а х В.Ю. Биометрические методы. "Наука", 1964.

6. Я р м о л е н к о А.С. К вопросу о химизме образования руд и окolorудных изменений на Горевском месторождении. Матер. Юбилейной сессии, посвященной 150-летию ВМО. Алма-Ата, 1969.

7. Я р м о л е н к о А.С. Крутошарнирные складки и оруденение на Горевском месторождении. В кн. "Геология, разведка и методы изучения месторождений полезных ископаемых". Алма-Ата, 1969.

Е.В.Пучков, Е.Э.Мещанинов, А.Т.Рахубенков,
Т.В.Семенова, Б.М.Найденев, В.А.Халилов

ОБ ИЗОТОПНОМ СОСТАВЕ РУДНОГО СВИНЦА ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЛЫКСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Изотопный состав свинца сульфидов является одним из важных геохимических критериев, позволяющих получить дополнительную информацию о генезисе и возрасте оруденения, вероятных источников металлов, о связи оруденения с магматизмом, вмещающими породами и процессами метаморфизма. Отсутствие данных об изотопном составе свинца в литературе, посвященной детально изученному Алмалыкскому району [1, 2, 5, 6, 7], послужило основанием для проведения изотопных исследований, тем более, что в вопросах трактовки генезиса и возраста месторождений района имеется много противоречивых суждений.

Алмалыкский рудный район расположен в северном крыле Кураминского антиклинория и сложен породами палеозоя, мезозоя и кайнозоя, объединенными в три структурных этажа, два первых (палео-

зойских) из которых подразделяются на ярусы. В размещении эндогенных месторождений наблюдается вертикальная и горизонтальная зональность. Наиболее глубинные молибденово-медные (меднопорфировые) штокверковые месторождения (Кальмакыр, Дальнее) локализованы в кварцевых порфирах (D_1), сиенито-диоритах (C_2) и пространственно связаны со штоками гранодиорит-порфиров (C_3-P). Кварцосульфидные жильные месторождения (Актурпак, Сартабуткан) приурочены в основном к сиенито-диоритам (C_2), прорванным дайкообразными телами гранодиорит-порфиров (C_3-P). Стратиграфически выше в сульфатно-карбонатной толще (D_2-C_1) локализованы полиметаллические месторождения (Кургашикан, Кульчулак) и рудопроявления (Центральное и другие). Еще выше в стратиграфическом разрезе в вулканогенных породах андезитового и андезито-дацитового составов (C_2-C_3) локализованы кварц-халцедоновые малосульфидного месторождения (Каульды, Бичанзор). На полиметаллических месторождениях рудные тела представлены залежами и зонами вкрапленных руд, а на кварцево-золоторудных имеют форму пологих залежей, простых и сложных жил.

Краткая геолого-минералогическая характеристика эндогенных месторождений Алмалыкского района приведена в табл. I (месторождения расположены от поверхностных к наиболее глубинным). Из руд этих месторождений были отобраны образцы рудных (галенит, пирит) и жильных (ангидрит) минералов и определен изотопный состав свинца в них (табл. 2). Из приведенных данных видно, что изотопный состав свинца каждого месторождения характеризуется сравнительным постоянством. Между собой месторождения имеют небольшую вариацию изотопного состава свинца галенитов. Свинец, выделенный из пиритов и жильного ангидрита месторождения Дальнее, мало отличается от галенитового, что служит основанием к предположению генетического единства источников свинца рудных минералов.

Анализ данных изотопных исследований дает возможность сделать следующие выводы:

1. Близость изотопного состава свинца рудных минералов из различных типов месторождений Алмалыкского района свидетельствует о едином рудогенерирующем источнике рудного вещества. На графике модельных возрастов данные этого же состава месторождений Алмалыкского рудного района образуют единый изотопный контур.

2. Изотопный состав свинца не зависит от состава вмещающих толщ и типов гидротермальных изменений. Свинец галенитов, отобран-

Т а б л и ц а I

Геолого-минералогическая характеристика эндогенных месторождений
Алмалыкского района

Типы месторождений (формации)	Главные вмещающие породы и их возраст	Ведущие окolorудные изменения	Ведущие структурно-морфологические типы рудных тел	М и н е р а л ы		Примеры
				главные	второстепенные	
Кварц-халцедоновые малосульфидные жильные	Андезитовые, андезито-дацитовые порфиры, их пирокластические и субвулканические разности, эксцезивные брекчии (C ₂ -C ₃)	Эпидотизация, хлоритизация, карбонатизация, альбитизация, адуляризация, серицитизация, пиритизация, окварцевание	Межформационные залежи, простые и сложные жилы	Кварц, халцедон, гидрослюда, карбонаты, пирит, золото самородное	Сфалерит, галенит, халькопирит, блеклая руда	Каульды, Бичанзор
Кварц-сульфидные жильные	Сиенито-диориты (C ₂), гранодиорит-порфиры (C ₃ -P)	Хлоритизация, серицитизация, окварцевание, пиритизация	Сложные и простые жилы	Кварц, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклая руда, золото самородное	Магнетит, молибденит	Актурпак, Сартабуткая, Развилка, Гольдуран, Тогап
Свинцово-цинковые	Известняки, доломиты (D ₂), сиенито-диориты (C ₂)	Скарнирование, серпентинизация, хлоритизация, эпидотизация, карбонатизация	Залежи, зоны вкрапленных руд, трещинные жилы	Кальцит, серпентин, пирит, сфалерит, галенит	Магнетит, халькопирит, блеклая руда, золото самородное	Кургашиная, Кульчулак, Центральное
Молябденово-золото-медные	Кварцевые порфиры (D ₁), сиенито-диориты, сиениты (C ₂), гранодиорит-порфиры (C ₃ -P)	Биотитизация, хлоритизация, серицитизация, окварцевание, пиритизация, ангидритация	Штокверки (прожилково-вкрапленных руд)	Кварц, ангидрит, магнетит, пирит, молибденит, халькопирит, золото самородное	Галенит, сфалерит, блеклая руда	Кальмакыр, Дальнее

Т а б л и ц а 2

Изотопный состав свинца минералов Алмалыкского
рудного района

№ проб	Месторождение, минерал	Изотопный состав свинца (Pb-204=1)		
		Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸
Кальмакыр				
I48	Галенит из зоны дробления	17,95	15,51	37,86
I47	То же	17,98	15,47	37,79
Дальнее				
262	Галенит из кварцевого прожилка в измененных диоритах	18,04	15,57	37,96
251	Свинец из пирита	18,10	15,54	37,95
I006	То же	18,11	15,52	38,13
I008	- " -	17,98	15,46	37,71
I	Свинец из жильного ангидрита	18,10	15,57	38,41
Кургашикан				
I50	Галенит из кварцевой жилы в известняках	17,95	15,47	37,84
I51	Галенит из контакта известняков с сиенито-диоритами	17,01	15,45	37,62
I49	Галенит из массивных руд в известняках	18,01	15,46	38,21
Актурпак				
I44	Галенит из кварцевой жилы	18,01	15,49	37,76
I43	То же	18,01	15,50	37,80
I41	- " -	18,05	15,55	37,90
I42	- " -	18,01	15,55	38,01
Каульды				
I67	Галенит из окварцованных эффузивов	18,07	15,59	38,57
Карасай				
I62	Галенит из кварцевого прожилка в кварцевых порфирах	18,05	15,50	38,08

ных из руд, локализованных в известняках, доломитах, андезитах и андезито-дацитах, сиенито-диоритах и гранодиорит-порфирах, практически имеет один и тот же состав. По всей видимости процесс рудообразования проходил с большим приносом рудного вещества, а свинец вмещающих пород существенно не повлиял на изотопный состав рудных минералов.

3. Изотопный состав свинца из галенитов идентичен свинцу из пиритов и ангидритов.

4. Точки изотопных отношений расположены возле изохроны 270 млн. лет, что говорит о позднегерцинском (пермь-триас) возрасте рудной минерализации. Это подтверждает выводы А.В.Королева и С.Т.Бадалова [2], основанные на общегеологических данных.

5. Сопоставление данных по изотопному составу свинцов меднопорфировых месторождений Узбекистана с материалами по Казахстану (Семенова и др., 8, 9) показывает их близость с месторождениями Прибалхашья (Коунрад, Борлы, Алтуайт). Северо-Казахстанские месторождения (Божекуль, Кызылту) образуют другой изотопный контур и по составу свинца отличаются от месторождений Алмалыкского района и Прибалхашья.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. А р а п о в В.А. Некоторые особенности тектоники Кураминского хребта. Узб.геол.журнал, № 2, 1965.
2. Б а д а л о в С.Т. Минералогия и геохимия эндогенных месторождений Алмалыкского рудного района. Ташкент, "Наука", 1965.
3. Б р а у н Д.А. Рудные свинцы и изотопы. В кн. "Изотопы свинца в рудных месторождениях". Атомиздат, 1969.
4. В и н о г р а д о в А.П. Изотопы свинца и их геохимическое значение. Тр. I Международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Атомиздат, М., 1955.
5. К о р о л е в А.В. Структура и металлогения Алмалыка. Ташкент, "ФАН", 1970.
6. М е щ а н и н о в Е.З. Геология Алмалыкского рудного поля. В кн. "Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане". Ташкент, "ФАН", 1969.
7. М у с и н Р.А. Формация рудных метасоматитов и металлогенические особенности Алмалыкского района. Ташкент, "ФАН", 1970.

8. Семенова Т.В., Пучков Е.В., Найденов Б.М., Халилов В.А., Мещанинов Е.З. Изотопный состав свинца некоторых меднопорфировых месторождений Казахстана и Узбекистана. Матер. IУ Всесоюзн. симпозиума по геохимии стаб. изотопов. М., 1972.

9. Семенова Т.В., Пучков Е.В., Халилов В.А., Найденов Б.М. Изотопный состав свинца галенитов некоторых месторождений и рудопроявлений Северо-Западного Прибалхашья. Сб. Исследования в области химич. и физич. методов анализа минер. сырья, вып. 2, Алма-Ата, 1972.

10. Тугаринов А.И. О причинах формирования рудных провинций. В кв. "Химия земной коры", т. I. Изд. АН СССР. М., 1963.

В.Л. Лось

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОТНОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ ПО ПЛОЩАДИ
РЕВНЮШИНСКОЙ АНТИКЛИНАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ
(ЗЫРЬНОВСКИЙ РАЙОН)

Под плотностью оруденения в точке поверхности понимается величина

$$D_{xy} = \sum_{i=1}^k \frac{M_i}{L_i^{\alpha}}$$

где M_i - вес i -того месторождения; L_i - расстояние от i -того месторождения до точки с координатами x, y ; k - количество учтенных рудных объектов.

Величина M_i принимается равной (или пропорциональной) запасам i -того месторождения. Если запасы по всем или некоторым объектам не известны, месторождения можно условно разделить по размерам (на крупные, средние и мелкие) и M_i оценить в баллах.

Вычисление D желательно вести используя однотипные объекты (относящиеся к одной рудной формации или к одному металлогеническому этапу). Однако в этом вопросе общих правил не существует, так как выбор объектов для вычисления D зависит от конкретных условий и целей исследования.

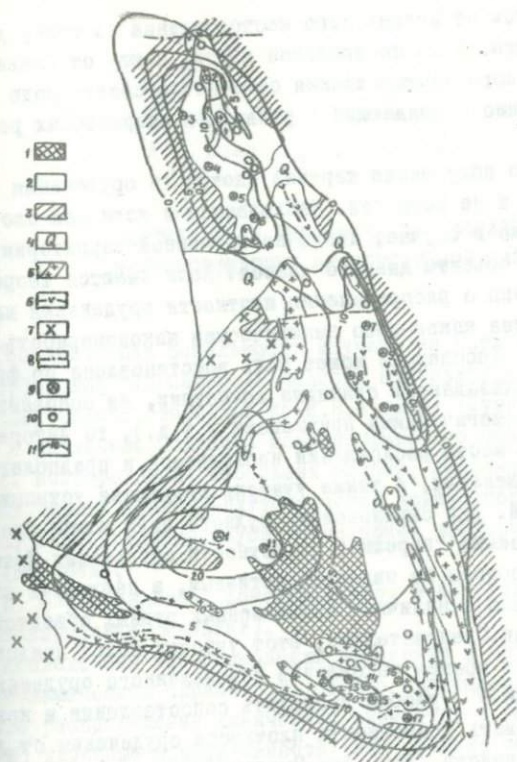
Величина вычисляется по обычной формуле $L = \sqrt{(x_i - x)^2 + (y_i - y)^2}$ причем, координатная сетка не обязательно должна быть квадратной и прямолинейной. Масштаб по x и y выбирается таким образом, чтобы единицы измерения были приблизительно равны средним линейным размерам месторождений на данной площади. В области $L_i < 1$ принимаем $L_i = 1$. Степень отражает "область влияния" каждого месторождения. При их линейном расположении рационально принимать $L = 1$, а при приуроченности месторождений к какой-либо плоскости $L = 2$.

Практически все месторождения Зырянского рудного района располагаются в пределах Ревнюшинской антиклинальной структуры и относятся к колчеданно-полиметаллической формации. Основная масса оруденения (= 80%) приурочена к слою мощностью 200 м в области контакта маслянской и ревнюшинской свит среднего девона. Поскольку сведения о запасах многих месторождений крайне неточны их можно условно разделить на три группы: крупные ($M=100$), мелкие ($M=10$) и рудопоявления ($M=1$). Всего было учтено 17 месторождений и 20 наиболее значительных рудопоявлений. Принимая во внимание субсогласное залегание месторождений со среднедевонскими вулканогенно-осадочными отложениями, координационная сетка была деформирована в соответствии с деформацией вмещающих пород. Размеры единиц измерения по x и y колеблются от 450 до 1100 м. Степень L принята равной 2.

По вычисленным в узлах координатной сетки значениям \mathcal{D} была построена карта изолиний наблюдаемой плотности оруденения по площади Ревнюшинской антиклинальной структуры (рис.), которая отражает обобщенную картину распределения оруденения (величина \mathcal{D} измерена в условных единицах).

Изолированной областью концентрической формы повышенных значений \mathcal{D} отмечается Зырянское месторождение. Не исключено, что форма и изолированность кажущиеся, так как на запад от месторождения рудоносные отложения погружаются под отложения хамирской свиты, а к востоку они смыты эрозией.

Греховская группа месторождений также сопровождается изолированной областью повышенных значений \mathcal{D} , несколько вытянутой согласно с простираем рудоносных толщ. Область, возможно, продолжается на юг, где рудоносные отложения перекрываются хамирской свитой и куда тянутся благоприятные структуры и фации. Единая, вытянутая в субмеридиональном направлении область повышенных



Р и с . Распределение плотности оруденения на площади Реввюшинской антиклинальной структуры:

I - отложения подреввюшинской серии D, et , (метаморфизованные известковистые алевролиты и песчаники); 2 - отложения реввюшинской и маслянской свит D_2, et_2, q_1 (алевролиты, песчаники, туффиты, туфы); 3 - отложения хамирской свиты D_2, q_1, D_3 (алевролиты, песчаники); 4 - современные речные отложения; 5 - порфиры зрянновского комплекса (D_2-3); 6 - диоритовые порфириты; 7 - верхнепалеозойские гранитоиды; 8 - тектонические нарушения; 9 - полиметаллические месторождения: Зрянновское (I), Северо-Восточный участок (2), Малеевское (3), Промежуточное (4), Путинцевское, Северо-Западный участок (5), Путинцевское, Главный участок (6), Осочихинское (7), Бухтарминское Западное (8), Бухтарминское Восточное (9), Богатыревское (10), Правоберезовское (II), Сажаевское (I2), Александровское (I3), Долинное (I4), Снегиревское (I5), Греховское II (I6), Греховское I (I7); 10 - рудопоявления; II - изолинии плотности оруденения (в условных единицах)

значений \mathcal{D} тянется от Малеевского месторождения на север до Богатыревского на юге. В ее центральной части, к югу от Главного участка Путинцевского месторождения отмечается своего рода пережим, пространственно совпадающий с развитием современных речных отложений.

Отметим, что полученная картина плотности оруденения является наблюдаемой, а не истинной. Наблюдаемая и истинная плотности совпадают только в случае, когда на изученной территории выявлены все рудные объекты данного класса. Если имеются теоретические предположения о распределении плотности оруденения на площади или установлена какая-либо эмпирическая закономерность в таком распределении (последняя может быть восстановлена по фрагментам поля с использованием принципа симметрии, на основании связи с другими геологическими признаками и т.д.), то интерес могут представлять места расхождения наблюдаемой и предполагаемой плотностей оруденения, а также участки нарушения установленных закономерностей. Для Зыряновского рудного поля можно предположить, что наблюдаемый "пережим" в плотности оруденения Путинцевско-Богатыревской полосы не является истинным, а нарушение сплошности полосы связано с наличием невыявленных рудных объектов над речными наносами. Следовательно, этот участок может представлять интерес с точки зрения нахождения невыявленного оруденения.

Используя поле \mathcal{D} , удобно проводить сопоставления и количественно анализировать зависимости плотности оруденения от других геологических свойств. Так, для Зыряновского рудного поля анализировались зависимость плотности оруденения от литолого-фациальных особенностей рудовмещающих отложений, доли порфиров в разрезе, степени метасоматического преобразования и пиритизации пород. Естественно, что такого рода сопоставления можно вести только на достаточно изученной площади, где мы гарантированы от коренного изменения картины распределения \mathcal{D} в результате открытия новых месторождений.

Таким образом, введение понятия и анализ поля наблюдаемой плотности оруденения могут помочь при количественном изучении закономерностей размещения и локализации рудных объектов.

А.С. Малахов, А.И. Карцов

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ
МЕДНОПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЗАХСТАНА

Геохимическая зональность изучена на пяти месторождениях меднопорфировых руд Северо-Западного Прибалхашья и Южной Джунгарии. Изученные объекты относятся по Е.В.Пучкову (Пучков, Гильмутдинов, 1971), к различным подтипам меднопорфирового оруденения:

1. Месторождения небольших глубин, локализованные в вулканических сериях вулканоплутонических комплексов (Сокуркой);
2. Месторождения глубин сочленения эффузивных и интрузивных серий (Коунрад);
3. Месторождения, локализующиеся в интрузивных сериях (Коксай, Каскырказган, Малахит).

Исследованы закономерности изменения в пространстве следующих геохимических параметров, обычно являющихся индикаторами зонального распределения химических элементов в зонах оруденения:

- 1) линейные продуктивности (или средние содержания) химических элементов;
- 2) коэффициенты B , по А.П.Соловому (1971), или коэффициенты зональности K_3 , по Л.Н.Овчинникову и С.В.Григоряну (1971);
- 3) коэффициенты корреляции;
- 4) дискриминантные функции.

Установлено, что наиболее надежными индикаторами вертикальной геохимической зональности являются коэффициенты B , представляющие собой отношение произведений линейных продуктивностей (или средних содержаний) нескольких элементов, развитых преимущественно в верхних частях зон оруденения к аналогичному произведению из такого же числа элементов, т.готеющих к нижним частям рудных зон. Для каждого из исследованных месторождений выявлены коэффициенты B , закономерно убывающие сверху вниз. Анализ изменения этих коэффициентов по вертикали позволил установить ряды вертикальной геохимической зональности для каждого месторождения (табл.1). Сопостав-

Таблица I

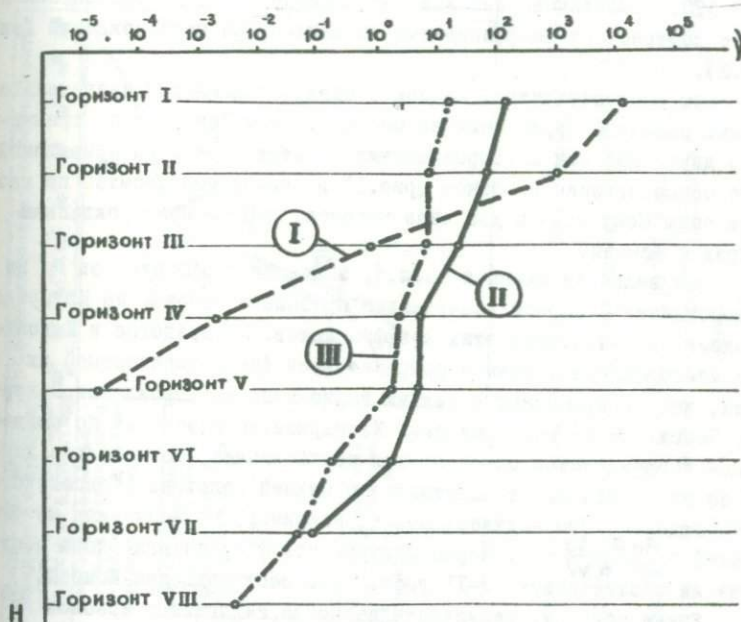
Ряды вертикальной геохимической зональности
меднопорфировых месторождений

Сокур- кой	Коун- рад	Кок- сай	Каскыр- казган	Мала- хит	Обобщенный ряд	
					для меднопорфи- ровых месторож- дений	для гидротермаль- ных месторождений, по Л.Н.Овчиннико- ву и С.В.Григоряну
Bi	As	Hg	Bi	As	Hg	Sb
Ag	Sr	Ag	Sn	Ba	As	As
Sr	Ba	Ba	Zn	Sr	Ba	Ba
As	Hg	Cu	Sr	Mo	Sr	Ag
Mo	Sn	As	Mo	Zn	Bi	Pb
Pb	W	Bi	Cu	Pb	Ag	Zn
Cu	Cu	Mo	W	Cu	Cu	Cu
Ba	Mo	Sn	Ag		Mo	Bi
Sn	Ag	Sr	V		Sn	W
W	Bi	Pb	Pb		Pb	Mo
Zn	Pb	Zn			Zn	Sn
Co	Co	W			W	Co
	Zn	Co			Co	Ni
						Be

ление этих рядов показывает, что они неидентичны, однако все они имеют достаточно общих характерных черт. Так, ртуть, мышьяк, барий, стронций и серебро во всех видах располагаются в верхней их части, а кобальт, свинец и вольфрам — в нижней.

Обращает на себя внимание необычно низкое положение в приводимых рядах вертикальной зональности свинца и цинка, что в целом не характерно для гидротермальных месторождений (Овчинников, Григорян, 1970). Учитывая, что такое "необычное" поведение этих двух элементов проявлено на всех изученных объектах меднопорфировых руд, вряд ли возможно объяснить это стадийностью процесса рудообразования или какими-либо местными условиями отложения руд. Вероятнее всего приуроченность наиболее высоких концентраций свинца и цинка к нижним частям рудных зон обусловлена нормальной для данного типа оруденения зональностью отложения.

Для каждого изученного месторождения выявлено несколько геохимических коэффициентов зональности D , закономерно изменяющихся по вертикали. Наиболее контрастные из них (табл.2, рис.1) могут быть рекомендованы для использования в качестве критериев оценки уровня эрозионного среза оруденения.



Р и с .1. Графики изменения коэффициентов зональности по вертикали на месторождениях Сокурной (I); $D = \frac{As Ag Bi}{Zn Co Ba} \cdot 10^{-5}$, Коунрад (II); $D = \frac{Ba Sr As}{Pb Co Zn}$ и Коксай (III); $D = \frac{Hg Cu As}{W Zn Co}$.

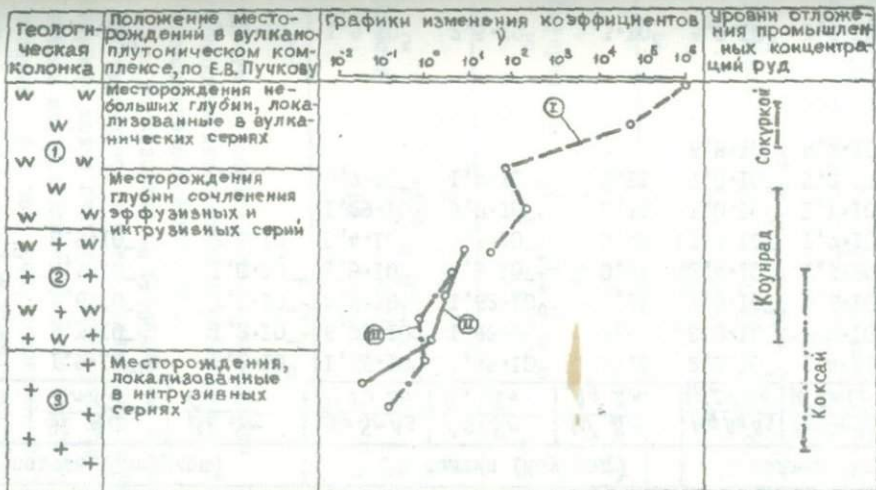
Вследствие некоторых специфических особенностей оруденения наиболее контрастные коэффициенты для месторождений различных подтипов неодинаковы. Коэффициенты, сохраняющие закономерность убыва-

ния с глубиной для всех подтипов месторождений, характеризуются меньшей контрастностью, и закономерность изменения их по вертикали очевидна только для трех из пяти месторождений - Сокуркой, Коунрад и Коксай, которые изучены на значительную глубину 400-700 м. Причем, для месторождения Сокуркой градиент изменения коэффициентов наиболее высок. Так, например, контрастность коэффициента $D = \frac{Ba Sr As}{Zn Co W}$ на 400 м по вертикали составляет 33000, в то время как для месторождений Коунрад и Коксай на расстояние соответственно в 500 и 600 м контрастность коэффициента составляет всего лишь 290 и 370. Аналогичная картина наблюдается и при сопоставлении наиболее контрастных коэффициентов по каждому из месторождений (рис. табл.2).

Это обстоятельство, на наш взгляд, объясняется значительно меньшим размахом оруденения на месторождении Сокуркой по сравнению с двумя другими месторождениями. Учитывая это, на приводимой схеме сопоставления графиков (рис.2) вертикальный масштаб по месторождению Сокуркой в два раза крупнее, чем по месторождениям Коунрад и Коксай.

Как видно из схемы и табл.3, значения коэффициентов D на месторождении Сокуркой значительно превышают таковые на Коунраде и Коксае. По значениям этих коэффициентов, Коунрадское и Коксайское месторождения, точнее сохранившиеся (неэродированные) их части, как бы примыкают к нижним горизонтам месторождения Сокуркой. Положение же месторождений Каскырказган и Малахит по приведенным коэффициентам определяется неоднозначно, хотя больше данных за то, чтобы их отождествлять с нижней половиной Коксайского месторождения. Это подтверждается, например, по значениям коэффициента $D = \frac{Ba As Ag}{Zn Co W}$. Верхние горизонты Каскырказганского месторождения соответствуют V-VI горизонтам месторождения Коксай.

Таким образом, результаты изучения эндогенных ореолов на меднопорфировых месторождениях подтверждают правильность разделения их на три подтипа, предложенного Е.В.Пучковым, и показывают условность такого подразделения. Действительно, если учесть, что месторождение Коунрад (II подтип) в значительной степени эродировано, а Коксайское (III подтип) сохранилось почти полностью, то станет очевидным, что интервалы отложения руд различных подтипов в геологической колонке как бы продолжают друг друга. Поэтому в принципе не исключено наличие единой колонны рудной минерализации с ярусным проявлением всех трех подтипов меднопорфи-



Р и с . 2. Схема сопоставления различных подтипов меднопорфировых месторождений по уровню их формирования и по значениям коэффициента $\gamma = \frac{Ba As Sr}{Zn Co W}$.

I, 2 - вторичные кварциты по эффузивам (I) и гранитоидам (2); 3 - гранитоиды со слабо проявленным щелочным метасоматозом. Графики γ по месторождениям: I - Сокуркой, 2 - Коунрад, 3 - Кокса́й.

Т а б л и ц а 2

Значения коэффициентов зональности ν для различных горизонтов
меднопорфировых месторождений

Горизонты	I подтип (Сокуркой)			II подтип (Коунрад)			III подтип (Коксай)									
	$\frac{As}{Zn}$	$\frac{Ag}{Co}$	$\frac{Bi}{Ba}$	$\frac{Bi}{Co}$	$\frac{Sr}{Ba}$	$\frac{As}{Zn}$	$\frac{W}{Ag}$	$\frac{Sr}{Zn}$	$\frac{Hg}{W}$	$\frac{Ag}{Zn}$	$\frac{As}{Co}$	$\frac{Hg}{W}$	$\frac{Cu}{Zn}$	$\frac{As}{Co}$	$\frac{As}{W}$	$\frac{Hg}{Co}$
	$\frac{As}{Zn}$	$\frac{Ag}{Co}$	$\frac{Bi}{Ba}$	$\frac{Bi}{Co}$	$\frac{Sr}{Ba}$	$\frac{As}{Zn}$	$\frac{W}{Ag}$	$\frac{Sr}{Zn}$	$\frac{Hg}{W}$	$\frac{Ag}{Zn}$	$\frac{As}{Co}$	$\frac{Hg}{W}$	$\frac{Cu}{Zn}$	$\frac{As}{Co}$	$\frac{As}{W}$	$\frac{Hg}{Co}$
I	$1,1 \cdot 10^{-1}$	$1,9 \cdot 10^{-1}$	$1,2 \cdot 10^0$	$1,26 \cdot 10^2$	$3,45 \cdot 10^0$	25,6	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$1,4 \cdot 10^1$	$1,4 \cdot 10^0$							
II	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$9,3 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-1}$	$6,98 \cdot 10^1$	$1,98 \cdot 10^0$	2,94	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$7,0 \cdot 10^0$	$4,2 \cdot 10^{-1}$							
III	$8,2 \cdot 10^{-6}$	$2,6 \cdot 10^{-5}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^1$	$1,62 \cdot 10^0$	1,12	$8,5 \cdot 10^{-4}$	$6,6 \cdot 10^0$	$3,4 \cdot 10^{-1}$							
IV	$1,9 \cdot 10^{-8}$	$6,7 \cdot 10^{-7}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$5,5 \cdot 10^0$	$4,2 \cdot 10^{-1}$	0,52	$2,4 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^0$	$2,0 \cdot 10^{-1}$							
V	$1,8 \cdot 10^{-10}$	$8,9 \cdot 10^{-9}$	$2,8 \cdot 10^{-7}$	$5,4 \cdot 10^0$	$3,3 \cdot 10^{-1}$	0,48	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^0$	$3,3 \cdot 10^{-1}$							
VI				$1,29 \cdot 10^0$	$9,7 \cdot 10^{-2}$	0,36	$1,0 \cdot 10^{-1}$	$1,1 \cdot 10^{-1}$	$4,5 \cdot 10^{-2}$							
VII				$6,7 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	0,11	$7,8 \cdot 10^{-6}$	$5,2 \cdot 10^{-2}$	$5,8 \cdot 10^{-2}$							
VIII							$6,8 \cdot 10^{-7}$	$4,2 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$							
Контрастность изменений по вертикали	$6,1 \cdot 10^8$	$2,1 \cdot 10^7$	$4,3 \cdot 10^6$	$1,9 \cdot 10^3$	$2,5 \cdot 10^2$	$2,3 \cdot 10^2$	$3,0 \cdot 10^3$	$3,6 \cdot 10^3$	$1,2 \cdot 10^1$							

Т а б л и ц а 3

Значение коэффициентов D для различных горизонтов меднопорфировых месторождений

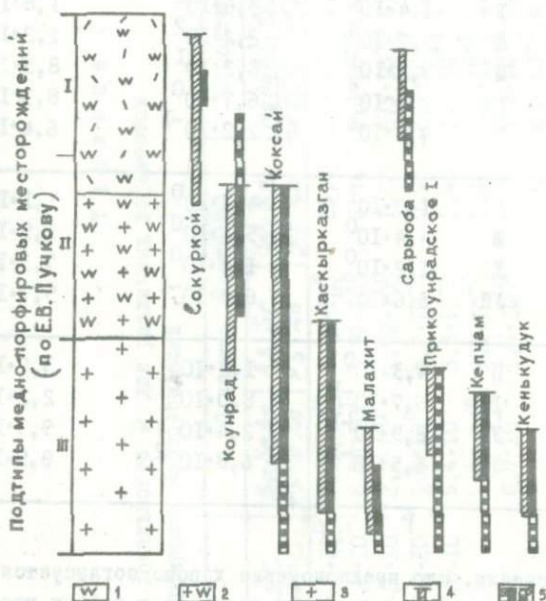
Месторождение	Горизонты	$\frac{Ca Sr As}{Zn Co W}$			$\frac{Ba As}{Zn Co}$		$\frac{Ba As}{Zn W}$	
Сокуркой	I	$1,4 \cdot 10^6$			$3,6 \cdot 10^2$		$1,8 \cdot 10^4$	
	II	$5,7 \cdot 10^4$			$2,2 \cdot 10^2$		$1,2 \cdot 10^3$	
	III	$8,0 \cdot 10^1$			$8,2 \cdot 10^1$		$8,3 \cdot 10^1$	
	IV	$2,4 \cdot 10^2$			$6,7 \cdot 10^0$		$8,3 \cdot 10^1$	
	V	$4,4 \cdot 10^1$			$2,2 \cdot 10^{-1}$		$6,4 \cdot 10^0$	
Коунрад	I	$1,0 \cdot 10^1$			$4,3 \cdot 10^0$		$1,1 \cdot 10^0$	
	III	$4,4 \cdot 10^0$			$5,1 \cdot 10^0$		$1,9 \cdot 10^0$	
	V	$1,2 \cdot 10^0$			$1,4 \cdot 10^0$		$7,3 \cdot 10^{-1}$	
	УП	$3,6 \cdot 10^{-2}$			$6,3 \cdot 10^{-1}$		$5,7 \cdot 10^{-2}$	
Коксай	II	$4,3 \cdot 10^0$			$1,2 \cdot 10^1$		$3,7 \cdot 10^0$	
	IV	$6,7 \cdot 10^{-1}$			$8,0 \cdot 10^{-1}$		$2,2 \cdot 10^0$	
	VI	$8,9 \cdot 10^{-1}$			$2,4 \cdot 10^{-1}$		$9,3 \cdot 10^{-1}$	
	УШ	$1,5 \cdot 10^{-1}$			$6,8 \cdot 10^{-2}$		$8,9 \cdot 10^{-2}$	

рового оруденения. Это предположение хорошо согласуется с приуроченностью месторождений различных подтипов к разным частям единой метасоматической колонны.

Высказанные соображения имеют важное поисковое значение. Действительно, в свете приведенных данных бесперспективными на глубину можно считать только участки, соответствующие нижним горизонтам месторождений третьего подтипа; участки же рудной минерализации I и II подтипов, оцененные по уровню эрозионного среза как подрудные, могут оказаться перспективными на скрытое оруденение соответственно II и III подтипов.

С помощью выявленных геохимических критериев была произведена оценка глубины эрозионного среза ряда меднопорфировых проявлений в Северо-Западном Прибалхашье: Сарыоба, Кепчам Центральный, Кенькудук, Прикоунрадское I. Первое из них по совокупности

геологических признаков относится к I подтипу, остальные - к третьему. По значению коэффициентов ρ они отнесены к тем же подтипам оруденения.



Р и с . 3. Схема сопоставления уровней эрозионного среза медно-порфировых месторождений и рудопоявлений. I, 2 - вторичные кварциты по эффузивам (I) и гранитоидам (2); 3 - гранитоиды со слабо проявленным щелочным метасоматозом; 4 - изученные интервалы оруденения; 5 - интервалы с установленным (а) или предполагаемым (б) промышленным оруденением

Эрозионный срез рудопоявления Сарыоба (рис.3) оценен как соответствующий надрудному горизонту месторождения Сокуркой. Поэтому его следует рассматривать как перспективное на скрытое про-

мысленное оруденение. Необходимо отметить, что градиент изменения коэффициентов D по вертикали здесь (по данным опробования двух сважин) значительно меньше, чем на месторождении Сокуркой. Это может рассматриваться как признак большого размаха оруденения по вертикали на участке Сарыоба, а, следовательно, и большего масштаба оруденения.

Рудопроявления Кепчам Центральный, Кенькудук и Прикоунрадское I по сравнению с изученными ранее их аналогами (месторождениями Каскырказган и Коксай) характеризуются более глубоким уровнем эрозионного среза. Однако, судя по глубине распространения оруденения на месторождении Каскырказган, оруденение на названных объектах распространяется на глубину не менее чем на 300 м на участке Кенькудук и на 400-500 м на рудопроявлениях Кепчам Центральный и Прикоунрадское I. Эти данные хорошо согласуются с геологическими представлениями и с имеющимися результатами поисково-разведочного бурения.

В заключение отметим, что оценка уровня эрозионного среза оруденения имеет большое практическое значение. Как показали результаты проведенных работ, для меднопорфировых месторождений эта задача может решаться с высокой надежностью. Необходимо подчеркнуть, однако, что во всех случаях определение уровня эрозионного среза и оценка перспектив оруденения на глубину должны производиться с учетом геолого-структурной обстановки и имеющихся результатов геофизических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Григорян С.В., Янишевский Е.М. Эндегенные геохимические ореолы рудных месторождений и их использование при поисках скрытого оруденения. М., "Недра", 1968.

2. Овчинников Л.Н., Григорян С.В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений. Научные основы геохимических методов поисков глубокозадегающих рудных месторождений (Симпозиум. Часть I - Доклады), Иркутск, 1970.

3. Пучков Е.В., Гильмутдинов Г.Х. Геохимические особенности меднопорфировых месторождений Северного Прибалхашья. Алма-Ата, 1971.

4. Соловов А.П., Гаранин А.В., Голубев В.С., Матвеев А.А. Теоретические основы геохимических методов поисков слепых рудных тел. Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений (Симпозиум. Часть II - Дискуссия), Иркутск, 1971.

Л.И.Сериков

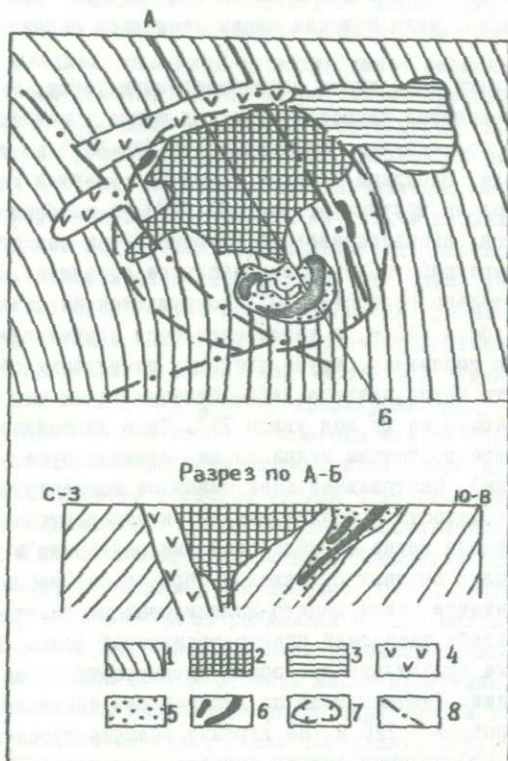
СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАРАТАС IУ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ПРИБАЛХАШЬЕ

Месторождение Каратас IУ находится в области пересечения Тасарал-Кызылэспинского антиклинория и Каратас-Гульшадской горстовой тектоно-магматической зоны (Шерба и др., 1968).

Геология, петрография, минералогия, геохимические и геофизические особенности Каратаса Iу описаны рядом исследователей (Горский, Стебловский, Газизова, Мельникова, Жуков, Пшеничников, Лось, Тилепов).

В статье приводятся данные, полученные автором при изучении структуры месторождения в процессе его детальной разведки и тематических исследований (1961-1965 гг. и 1970-1971 гг.). Эти данные позволяют высказать некоторые соображения о структурных условиях формирования одного из наиболее интересных медно-молибденовых месторождений Северо-Западного Прибалхашья.

Структурный облик месторождения Каратас IУ определяется центральным вулканическим телом - неким дацито-андезитовых порфиритов с колцеобразно-концентрическим обрамлением гидротермально-измененных пород, несущих медно-молибденовое оруденение (рис.). В северной части месторождения залегает дайкообразное тело андезитовых порфиритов. Вулканогенные образования относятся к среднекаменноугольному возрасту. Вмещающие породы представляют фрагмент нижнепалеозойской толщи гнейсо-гранитов. В пределах рассматриваемого



Р и с . Структурно-геологическая схема медно-молибденового месторождения Каратас IУ (Северо-Западное Прибалхашье): 1 - гнейсо-граниты; 2 - дацит-андезитовые порфириды (некк); 3 - дацит-андезитовые порфириды (покров); 4 - андезитовые порфириды; 5 - брекчия; 6 - медно-молибденовые рудные тела; 7 - внешний контур рудовосных гидротермально измененных пород (серицитизация, окварцевание); 8 - сбросы

площади эта толща образует локальный изгиб, обусловленный сменой общего субмеридионального простирания ($350-356^{\circ}$) на северо-западное ($325-340^{\circ}$). Падение толщи запад-юго-западное под углом 65° . В области изгиба углы падения слоев несколько выполаживаются ($45-50^{\circ}$).

Центральный нект имеет воронкообразную форму. На востоке он постепенно сменяется покровом. Переход некта в покров устанавливается через сравнительно пологий изгиб ($25-30^{\circ}$) на глубине 60 м от поверхности. Западный контакт некта погружается к северо-востоку под довольно крутыми углами ($65-75^{\circ}$) до глубины 90 м, затем выполаживается, прослеживаясь до глубины 120 м под углом $45-50^{\circ}$, после чего переходит почти в вертикальное положение. Южная часть некта относительно полого ($45-50^{\circ}$) погружается на север-северо-восток до глубины 120 м, а затем сменяется вертикальным падением, образуя узкую горловину, круто уходящую на глубину более 400 м. Северная часть некта срезана дайкообразным телом андезитовых порфиритов, падающим на юг под углом 75° . Тело дугообразно вытянуто в восток-северо-восточном направлении, отвечая дуге большого радиуса (I, 2 км). Центральный нект окаймлен концентрической зоной малкой трещиноватости и брекчирования, контролирующей кольцевое размещение ореола медно-молибденовой минерализации и рудных тел. Одно из наиболее крупных брекчиевых образований расположено в южном экзоконтакте некта дацитов-андезитовых порфиритов в области локального изгиба вмещающей гнейсо-гранитовой толщи. Контуры брекчии весьма прихотливы при общей вытянутости овала в субширотном направлении. Размеры тела по длинной оси составляют около 300 м, по короткой — 220 м. На глубину брекчии прослеживается более чем на 400 м, имея северо-западное склонение. Северо-западный контакт ее имеет крутое падение ($70-80^{\circ}$), а юго-восточный — сравнительно пологое ($45-50^{\circ}$). Изучением распределения густоты трещин на площади месторождения выявлена наибольшая их концентрация на участке брекчиевого тела. Конфигурация изолиний частоты трещиноватости соответствует очертаниям брекчии.

Внутреннее строение тела брекчии носит блоковый характер и обусловлено существованием нескольких центральнотипных элементов. Они выражены сочетанием радиальных, радиально-концентрических, дуговых и спиралевидных систем трещин. Наряду с ними развиты многочисленные трещины и ограниченные ими блоки пород самой разнообразной ориентировки, отвечающей в целом прихотливым границам брекчии.

Петрографический состав блоков, составляющих брекчию, отвечает биотитовым гнейсам, гнейсовидным гранодиоритам и гранитам. Размеры их варьируют в широких пределах: от нескольких сантиметров до 1,5-2,5 и более метров. Форма во всех случаях остроугольная, поверхности гладкие, плоские, зачастую имеют несколько выгнутую и вогнутую поверхность. Иногда встречаются шероховатые, зубчатые плоскости с бороздами и зеркалами скольжения. Во многих случаях наблюдается резкое уменьшение или увеличение размеров блоков на протяжении 5-15 м, что производит впечатление весьма неравномерного, беспорядочного чередования крупных и мелких блоков. Часто соседние блоки обнаруживают параллельность соответствующих тесно сближенных поверхностей, вследствие чего такие участки представляются скорее не брекчией, а массивом породы, расчлененным многочисленными трещинами. Расстояние между поверхностями блоков (ширина трещины) достигает 5-10 см. Чаще всего она изменяется от первых миллиметров до 1-2 см. Широкие промежутки между блоками обычно заполнены мелкими угловатыми обломками тех же пород, сцементированными либо мономинеральным молибденитом, либо агрегатом кварц-серицит-молибденитового состава, иногда с халькопиритом. Размеры обломков самые различные: от мельчайших, составляющих доли миллиметров, до 2-5 см и более. Количество обломков, часто тесно соприкасающихся друг с другом, как правило, очень большое. Сравнительно крупные обломки обычно разделены массой мелких частиц. Количество обломочного материала в этих участках превышает количество цемента, составляя 60-70% от всей массы материала. Многочисленные трещины заполнены прожилками молибденитового и кварц-молибденит-халькопиритового состава. Вдоль тончайших, плотно сжатых трещин развиты примазки и налеты молибденита и халькопирита. В изобилии встречаются серицитовые, кварц-серицитовые прожилки, а также жилки кварца и карбоната более поздних генераций. Породы, составляющие блоки, интенсивно калишпатизированы, окварцованы и серицитизированы.

В центральной части брекчиевого тела выделяются участки размером 80x80 м и 50x50 м, имеющие массивное сложение. Они пересекаются лишь редкими трещинами и не содержат брекчированных зон. Переходы от таких массивных блоков к брекчии постепенные, через увеличение количества трещин с одновременным уменьшением размеров отдельных блоков, появлением неориентированных мелких обломков пород в промежутках между крупными кусками.

К характеризуемой брекчии приурочено главное рудное тело месторождения. Оно расположено в юго-восточном эндоконтакте и полностью соответствует его очертаниям, имея дугообразную форму в плане. В западной части брекчии установлено несколько более мелких молибденово-рудных тел. Прожилковый и брекчиевый типы руд развиты соответственно на участках трещиноватости и блокового брекчирования. В первом случае молибденит и халькопирит образуют сеть маломощных прожилков, а во втором — представляют цементирующий рудный материал.

Линейные разрывные нарушения носят сбросовый характер и имеют северо-западное и северо-восточное простирание. Падение северо-западных нарушений соответственно на северо-восток и юго-запад под углами $75-80^{\circ}$. Нарушение северо-восточного простирания имеет северо-западное падение под углами $55-60^{\circ}$. Сбросы являются послерудными и контролируют размещение пострудных даек диоритовых и диабазовых порфиритов, а также небольших тел пегматит-аплитов и гранит-порфиритов.

Центральный блок, заключенный между двумя сбросами северо-западного простирания, шарнирно опущен по отношению к восточной и западной частям месторождения. Максимальное опускание произошло на северо-западе, над нечком (амплитуда смещения до 200 м) и минимальное — на юго-западе, в зоне рудоносных брекчий (амплитуда — 50-20 м, вплоть до полного затухания).

Последовательность формирования структуры месторождения Каратас IV представляется в следующем виде:

I. Довулканический этап.

I. Образование складчатых разрывов сплошности пород и полостей отслаивания при изгибании нижнепалеозойской гнейсо-гранитной толщи.

II. Вулканический этап.

I. Формирование нечка и покрова дацито-андезитовых порфиритов и дайкового тела андезитовых порфиритов, сопровождающееся синвулканическими разрывами сплошности пород с образованием концентрических, радиально-концентрических, спиралевидных и криволинейных трещин. Возникновение локальной зоны брекчирования и трещиноватости в условиях многократного "встрягивания" на участке максимальной концентрации тектоно-магматических усилий.

2. Поступление рудоносных гидротерм, сопровождающееся кварцево-серицитовым изменением пород и формированием прожилковых и брекчиевых медно-молибденовых руд. Подводящим каналом служит периферическая область нека.

III. Поствулканический этап.

I. Проседание блока под вулкано-магматическим очагом с образованием пострудных шарнирных сбросов и подновлением синвулканических разрывов.

IV. Плутонический этап.

I. Внедрение вдоль сбросов и подновленных синвулканических разрывов плутонических даек:

а) диоритовых и диабазовых порфиритов, связанных со среднекаменноугольной интрузией кварцевых диоритов-гранодиоритов;

б) пегмат-аплитов и гранит-порфиров, связанных с верхнекаменноугольно-пермским (?) проявлением плутонического магматизма.

В В О Д Ы

I. Формирование структуры медно-молибденового месторождения Каратас IV происходило в условиях интенсивного тектоно-магматического развития участка земной коры, в тесной связи со становлением среднекаменноугольного вулканического комплекса.

2. Структура Каратаса IV является тектоно-вулканической ("очаговой") и относится к центральному типу.

Л И Т Е Р А Т У Р А

I. Щербат Г.Н., Большаков Н.И., Лаумудлин Т.М., Мазгутов Р.В., Гаек О.М., Жуков М.И., Сериков Л.И. Геология и металлогения Северо-Западного Прибалхашья. Алма-Ата, "Наука", 1968.

И.Г.Кудрявцева, В.Л.Лось

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ СВЯЗИ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО
ОРУДЕНЕНИЯ С ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫМИ ПОРОДАМИ

Полиметаллическое оруденение Зыряновского рудного района приурочено к вулканогенно-осадочным отложениям среднего девона (маслянская и ревнюшинская свиты), слагающим крылья Ревнюшинской антиклинальной структуры. В пределах района породы претерпели многократные изменения: региональные, поствулканические, автометасоматические, контактовые и гидротермальные [1, 2, 3].

Региональному метаморфизму подвержены все осадочные и вулканогенно-осадочные породы района. В условиях низкотемпературной фации зеленых сланцев метаморфизованы осадочные породы нижнего девона (подревнюшинской серии), в результате чего образованы кварц-серицит-карбонат-хлоритовые, альбит-кварц-карбонатные и кварц-карбонат-эпидотовые сланцы. В условиях фации филлитов метаморфизованы осадочные породы среднего и верхнего девона (ревнюшинской, маслянской и хамирской свит). При этом сформированы кварц-серицит-хлоритовые и кварц-альбит-серицит-хлоритовые филлиты.

Поствулканические изменения связаны с вулканогенными породами ревнюшинской свиты. По туфам кислого состава образована альбит-кварц (пирит)-серицитовая минеральная ассоциация, а по вулканитам среднего состава - альбит-кварц-карбонат-хлорит (пирит)-серицитовая.

Автометасоматическим изменениям подвержены порфиры зыряновского комплекса и породы габбро-диабазового комплекса. По порфировым породам развиты кварц-альбит-серицитовый, кварц-серицит-кальцитовый парагенезисы, а по габбро-диабазам - кварц-серицит-карбонат-хлоритовый и кварц-амфибол-хлоритовый.

Контактовые изменения, связанные с гранитоидными интрузи-

ями змеиногорского комплекса, выразились в образовании гнейсов, кварц-биотитовых, кварц-амфиболовых, амфибол-плагноклазовых, кварц-кордиеритовых роговиков и ороговикованных пород.

Гидротермальное изменение породы является наиболее молодым. К областям их развития пространственно тяготеют участки колчеданной полиметаллической минерализации. Образование гидротермально измененных пород происходило в две стадии: стадию выщелачивания и переотложения. В первую стадию преобладали процессы выщелачивания компонентов, в результате чего образованы кварциты, кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые породы [3]. Во вторую стадию главную роль играли процессы переотложения вещества, в результате чего были сформированы хлоритовые и карбонат-хлоритовые породы. Образования стадии переотложения развиты очень локально и составляют 5-10% объема пород, подвергшихся выщелачиванию. Детальное изучение измененных пород в пределах Зыряновского рудного района позволило выработать критерии отличия гидротермальных метасоматитов от пород, претерпевших другие виды метаморфизма:

1. Гидротермально измененные породы отмечаются в виде узких локальных зон, размером от нескольких десятков метров до 1-2 км при мощности от нескольких метров до 500 м.
2. Измененные породы, образующиеся в процессе региональных, поствулканических и других видов изменений, в десятки раз превышают размеры зон гидротермальных метасоматитов.
3. Гидротермально измененные породы обладают довольно четкой зональностью. В них почти всегда можно выделить по направлению от неизменной породы (горизонтальная зональность): внешнюю зону - кварц-серицит-хлоритовые породы, промежуточную - кварц-серицитовые метасоматиты и внутреннюю - кварциты. Кроме того, отмечена вертикальная зональность, выраженная в том, что в нижней части зон располагаются продукты выщелачивания (кварц-серицит-хлоритовые, кварц-серицитовые породы и кварциты), а в верхней - продукты переотложения (хлоритовые и карбонат-хлоритовые метасоматиты);

Измененные породы площадного характера не обладают зональным строением и характеризуются удивительно выдержанным составом на больших площадях.

4. Гидротермальные метасоматиты отличаются от измененных пород площадного характера и по составу главных минералов: хлорита и серицита. Хлорит из гидротермально измененных

пород отвечает магнизиальному прохлориту, а слюда - гидрофенгиту. Хлорит из измененных пород площадного характера отвечает магнизиально-железистым разностям (типа диабантина), а слюда - нормальному серициту.

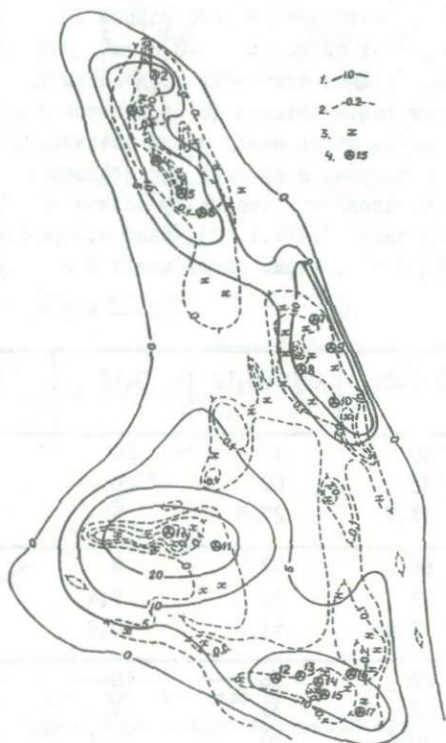
По мнению большинства исследователей Зырянского рудного района [1, 2, 3, 4], гидротермально измененные породы являются одним из важных поисковых признаков полиметаллического оруденения. Этот вывод делался на основании факта пространственного совмещения полиметаллических месторождений с зонами гидротермального изменения пород. Однако, учитывая разновременность этих процессов (гидротермально измененные породы образовались до рудоотложения и поэтому не могут считаться собственно "околорудными") и наличие зон измененных пород, без полиметаллической минерализации не вполне ясными представлялись сила и форма связи между оруденением и измененными породами.

Нами была сделана попытка количественно проанализировать связь гидротермальных метасоматитов с плотностью полиметаллического оруденения в Зырянском рудном районе. Для этой цели были построены схема плотности оруденения [5] и схема интенсивности процесса выщелачивания и переотложения вещества (хлоритизации).

Гидротермальное выщелачивание фиксируется по появлению кварц-серицит-хлоритовых, кварц-серицитовых и монокварцевых пород. Каждая из этих пород соответствует определенной интенсивности процесса выщелачивания (C), которая условно была принята равной 0,1 для кварц-серицит-хлоритовых пород, 0,5 для кварц-серицитовых пород и 1 для монокварцитов. Средняя интенсивность процесса выщелачивания, наблюдаемая в i -той скважине, определялась по формуле:

$$C_i = \frac{0,1m_1 + 0,5m_2 + m_3}{m}$$

где m_1 , m_2 , m_3 - суммарные мощности кварц-серицит-хлоритовых (m_1), кварц-серицитовых (m_2) и монокварцевых (m_3) пород в i -той скважине; m - глубина i -той скважины. Величина C изменяется от 0 до 1. Она была вычислена по 670 глубоким скважинам, и эти данные послужили основой для составления схемы изолиний интенсивности выщелачивания пород Зырянского рудного района (рис.1). Процесс переотложения вещества (хлоритизации) развит локально, поэтому на схеме отмечались только участки его проявления без количественной оценки.



Р и с . 1. Схема плотности оруденения и интенсивности гидротермального изменения пород на площади Зыряновского рудного района: 1 - изолинии плотности оруденения (в условных единицах); 2 - изолинии интенсивности гидротермального выщелачивания пород; 3 - участки развития гидротермальной хлоритизации; 4 - полиметаллические месторождения: Зыряновское (1), Северо-Восточный участок (2), Малеевское (3), Промежуточное (4), Путинцевское, Северо-Западный участок (5), Путинцевское, Главный участок (6), Осочихинское (7), Бухтарминское Западное (8), Бухтарминское Восточное (9), Богатыревское (10), Правоберезовское (11), Сажаевское (12), Александровское (13), Долинное (14), Снегиревское (15), Греховское II (16), Греховское I (17)

Для выяснения силы и формы связи плотности оруденения с интенсивностью гидротермального выщелачивания и хлоритизации пород территория Зырянского рудного района была разделена на 487 элементарных участков площадью 0,4-0,6 км². В пределах этих участков определялись средняя плотность оруденения (D), средняя интенсивность процесса выщелачивания (C) и наличие хлоритизации (X) пород. Существование связи между этими величинами определялось с помощью χ^2 - критерия, а ее сила оценивалась коэффициентом Чупрова [6]. Было установлено, что между величинами D и C , D и X реально существует связь (табл. I, 2), сила которой равна $K_{D-C} = 0,33$ и $K_{D-X} = 0,24$ ($0 \leq K \leq 1$). Форма связи между D и C показана на рис. 2.

Т а б л и ц а I

$D \backslash C$	0-0,04	0,04-0,12	0,12	n_i
0 - 4	209 162 13,5	42 80 27,5	10 20 5	261
4 - 12	66 78 1,85	52 38 51	8 9,4 0,2	126
> 12	26 62 20,8	56 31 20	18 7,4 15,1	100
n_j	301	150	36	487

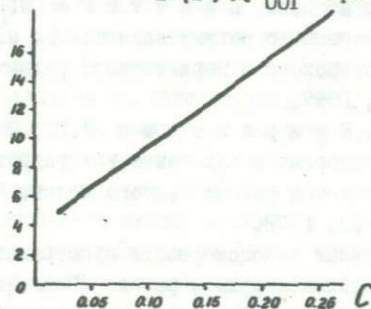
$$\chi^2 = 109 > \chi_{001}^2 \text{ при } f = 4.$$

Примечание: верхняя цифра в клетке таблицы - эмпирическая частота n_{ij} ; средняя - теоретическая частота \hat{n}_{ij} , вычисленная в предположении независимости D и C ; нижняя - величина $(n_{ij} - \hat{n}_{ij})^2$.

Таблица 2

Δ \ X	Нет	Есть	n_i
< ?	319	21	340
	301 1,1	38 7,6	
≥ ?	113	34	147
	131 2,5	17 17	
n_j	432	55	487

D $\chi^2 = 28,2 > \chi^2_{001}$ при $f = 1$.



Р и с . 2. Форма связи между плотностью оруденения (D) и интенсивностью гидротермального выщелачивания пород (C)

Таким образом, между плотностью оруденения и гидротермально измененными породами существует прямая связь. Сила этой связи относительно небольшая, поэтому использование для целей прогнозирования и поисков только этих признаков недостаточно. Подчеркнем, что при изменении условий анализа связи (другой способ определения D и C , иной размер элементарного участка), сила связи может измениться, хотя в целом, судя по рис.1, ее общая направленность сохранится. Например, при увеличении размеров элементарного участка в три раза сила связи между D и C уменьшается ($K = 0,26$), а

между D и X увеличивается ($K = 0,32$). Следовательно, информативность и поисковое значение этих признаков меняются в зависимости от масштаба исследования.

В заключение отметим, что определение силы и формы связи плотности оруденения с другими признаками для определения их "веса" при поисковых или прогнозных работах необходимо проводить при условиях, соответствующих масштабности этих работ.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Х и с а м у т д и н о в М.Г. Этапы изменения вмещающих пород Зырянского месторождения. Матер. ВСЕГЕИ по геол. и полезн. ископ. Алтай и Казахстана. Нов. сер., вып. 19, 1956.

2. К а ю п о в А.К., К и м В.А., Н и к и т и н а Л.Г., Ф л е р о в Е.А. Геология Зырянского полиметаллического месторождения. В кн. "Геология Лениногорского и Зырянского рудных полей на Алтае". Госгеолтехиздат, 1957.

3. Б и н д е м а н Н.Н., К у д р я в ц е в а Н.Г., П у г а ч е в а И.П. Особенности строения и залегания зон гидротермально измененных пород в Зырянском районе Рудного Алтая. "Метасоматизм и рудообразование". Л., 1972.

4. С о л т а н С.А. Основные закономерности пространственного размещения оруденения в Зырянском рудном районе (Ревнюшинская горстантиклиналь). В сб. Матер. 2-й Республ. научн.-теор. конфер. молодых геологов КазССР, 1970.

5. Д о с ь В.Л. Распределение плотности оруденения по площади Ревнюшинской антиклинальной структуры (Зырянский район). См. настоящий сборник.

6. У р б а х В.Ю. Математическая статистика для биологов и медиков. М., 1963.

О.А.Ковриго, Б.Л.Чепрасов, И.В.Покровская,
Е.С.Рыльский

ФАЦИАЛЬНЫЕ И СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ
ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫХ РУД РИДДЕР-СОКОЛЬНОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На Риддер-Сокольном месторождении в последние годы вскрываются и обрабатываются слоистые полиметаллические руды, для которых выявлен ряд признаков гидротермально-осадочного происхождения [1, 2]. Это позволило уточнить время начала рудообразования. Седиментный характер слоистых руд оспаривают многие исследователи. Детальное геолого-структурное, литолого-петрографическое и минералого-геохимическое изучение разреза рудоносной толщи и руд позволило расширить и углубить представления об условиях осадконакопления и рудообразования в эйфеле в районе расположения Риддер-Сокольного месторождения, которое достаточно подробно охарактеризовано в ряде работ [3, 4, 5].

Слоистые полиметаллические руды в алевропелитах вскрыты на небольшой территории (2,2% от общей площади месторождения) на северо-западном фланге в опущенном тектоническом блоке, где они слагают 2-ю Риддерскую залежь. Распространение неизменных слоистых руд на восток ограничено сбросо-сдвигом скв.50-53, за которым развита тектоническая зона, обусловленная резким переходом к приподнятому на 650 м центральному блоку месторождения. В этой тектонической зоне развито метаморфогенное и гидротермально-метасоматическое оруденение, относимое к Основной Риддерской залежи.

К западу сингенетичные руды выклиниваются на удалении 100-300 м от сбросо-сдвига. Руды Основной и 2-й Риддерских залежей находятся примерно на одинаковом стратиграфическом уровне в средней части основной рудовмещающей кряжовской подсвиты березовской свиты эйфеля, но гипсометрически 2-я Риддерская залежь расположена ниже.

В геолого-структурном отношении место аккумуляции осадков, вмещающих сингенетичные руды, находится в позиции, обусловленной формированием конседиментационных блоковых (глыбовых) складок в области крыла и перехода к дну синклинали. Блоково-складчатые (конседиментационные) деформации начались в эйфельское время параллельно с развитием вулканизма и были наиболее интенсивны при накоплении криковских отложений. Этим объясняется неравномерное формирование терригенных осадков, их оползание и подводный размыв.

В криковское время участок 2-й Риддерской залежи представлял собой котловину, открытую к западу и ограниченную с севера и востока более крутыми склонами. Крутизна восточного склона обуславливалась постепенным приподниманием глыбы центрального блока месторождения. На севере она двигалась вверх более интенсивно, и амплитуда в районе 2-й Риддерской залежи составляла 650 м.

Тектонический разлом и интенсивное смещение глыб обусловили поступление гидротерм, которые смешивались с терригенными и вулканогенными осадками на дне моря. Создавались условия для сингенетичного отложения руд. Рудотложение продолжалось и в погребенном состоянии под чехлом только что отложившихся осадков, целостность которых могла нарушаться при тектонических импульсах в виде оползания осадков, разрывов и размывов, что могло приводить к перестроению руд.

Породы, вмещающие оруденение, представлены преимущественно мелководными терригенными осадочными фациями с прослоями вулканогенных образований. Среди первых преобладают обогащенные органикой (до 1-2% $C_{орг.}$) известковистые алевропелиты; кроме них установлены редкие тонкие прослои существенно карбонатных либо кремнистых пород, песчаников, гравелитов.

Из продуктов, в той или иной степени связанных с вулканизмом, выявлены маломощные прослои альбитофиров, разнообразных туфов (в том числе прекрасно сохранившихся лепловых туфов), туффитов, туфогравелитов, туфопесчаников. Все эти породы интенсивно зеленокаменно изменены (серицитизированы и хлоритизированы) и могут быть отнесены к порфиroidам и туфопорфиroidам. Кроме того, преимущественно в подстилающей толще развиты породы переменного состава, состоящие из фенгита, хлорита, доломита и кварца, относимые П.П.Буровым и Н.Н.Куреком [3] к группе "серицитолитов".

Особенности вулканитов 2-й Риддерской залежи свидетельствуют о том, что они относятся к аллохтонной фации водной области

удаленной зоны вулканизма [6], и что в период накопления кржковской подсветы данный участок находился на некотором удалении от вулканических аппаратов.

По изменению известковистости-кремнистости (около 13 пачек пород) и наличию вулканитов (не менее пяти основных горизонтов) установлена ритмичность накопления рудоносной толщи, которая наблюдается и внутри отдельных пачек пород и руд. Главной причиной изменения физико-химической обстановки, солевого состава бассейна седиментации, видимо, являются неоднократно повторяющиеся вспышки подводного, преимущественно кислого вулканизма.

Помимо слоев сплошных полиметаллических руд, ранее нами детально описанных [2, 5], выявлено несколько слоев обломковидного строения, несущих следы перемива, перестроения и оползания рудного вещества. Среди рудных прослоев найдены довольно крупные, существенно карбонатные или существенно кварцевые (иногда гематито-кварцевые) оруденелые обломки. По внешнему виду и составу они близки к оруденелым породам и рудам других частей месторождения. Предположительно они могут быть продуктами взрывных явлений, сопровождающих гидротермальную деятельность.

Для вмещающей оруденение среды характерны отсутствие окорудных изменений и обедненность рядом элементов-примесей, за исключением основных рудогенных элементов, которые содержатся в кларковых, а иногда и в повышенных количествах. Резкие скачкообразные колебания цинка, свинца, меди происходят в связи со сменой литологических разностей пород в разрезе и, по-видимому, возникли при осадконакоплении. Отсутствие гидротермальных ореолов рассеяния элементов особенно отчетливо прослеживается по поведению весьма миграционно-способной ртути, которая очень равномерно распределена в разрезе в количествах, значительно ниже ее кларка, и только в рудных прослоях дает резкие аномалии.

В породах отчетливо устанавливаются следы синхронных деформаций, которые усиливаются по мере приближения к рудному горизонту, где часто наблюдаются проседание, оползание, пластическое течение и вязкое волочение как в породах, так и в рудах. Кроме того, здесь нередко устанавливаются элементы косой слоистости, что говорит о сравнительно неспокойной тектонической обстановке в период рудообразования по сравнению с условиями накопления выше- и нижележащих частей разреза.

Диагенез наиболее ярко проявлен в процессах образования

крупных концентрически-слоистых и септариевых существенно карбонатных конкреций, в строении которых принимает участие и рудное вещество. Многочисленны конкреционные стяжения пирита.

В зоне влияния сбросо-сдвига и оперяющих трещин руды и породы подверглись значительному динамометаморфизму, вплоть до развития валунных руд со значительной перекристаллизацией минеральных агрегатов.

Новые фактические материалы убедительно свидетельствуют в пользу синхронности образования слоистых полиметаллических руд и вмещающих их пород. 2-я Риддерская залежь формировалась в условиях мелководного моря на склоне впадины палеорельефа при неоднократных всплывках подводного, преимущественно кислого вулканизма на некотором удалении от вулканического аппарата. Это обстоятельство имеет большое практическое значение, так как позволяет соответствующим образом координировать поисковые работы.

Слоистые руды могли возникнуть путем размыва и переотложения гидротермально-метасоматических руд центральной приподнятой части месторождения, но значительную роль в рудообразовании, возможно, играл и гидротермально-осадочный процесс. С этой позиции рекомендуется ряд поисковых признаков рассматриваемого оруденения. Для горизонта слоистых руд характерны: формирование в условиях замкнутого мелководного бассейна; приуроченность к аллохтонным фациям удаленной зоны преимущественно кислого вулканизма; следы взрывной деятельности; доломитистые глинистые рудоносные породы с большим количеством органических остатков и аутигенного пирита; преобладание окисного железа над закисным; следы неоднократного размыва и переотложения осадков; элементы крестовой слоистости; обедненность пород ртутью, титаном, ванадием, хромом, никелем, кобальтом и галлием.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Щ е р б а Г.Н. Проблема генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Сов.геология, № 6, 1968.
2. П о к р о в с к а я И.В., К о в р и г о О.А. О вулканогенно-осадочном происхождении слоистых полиметаллических руд Риддер-Сокольного месторождения (Рудный Алтай). Геол.рудн.месторожд., № 3, 1970.

3. Б у р о в П.П., К у р е к Н.Н. Риддерская группа полиметаллических месторождений на Алтае. Цветные металлы, № 3-6, 1939.

4. Щ е р б а Г.Н. Геология Лениногорского рудного поля. В кн. "Полиметаллические месторождения Рудного Алтая". М., Гостеолтехиздат, 1957.

5. Ч е п р а с о в Б.Л., П о к р о в с к а я И.В., К о - в р и г о О.А. О полигенном характере оруденения Риддер-Сокольского месторождения. "Геол.рудн.месторожд.", № 6, 1972.

6. М а л е е в Е.Ф. Вулканокластические горные породы. М., Гостеолтехиздат, 1963.

М.С.Тонкопий, Л.С.Виль

ВЫЧИСЛЕНИЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ПАРАМЕТРОВ
ВТОРИЧНЫХ ОСТАТОЧНЫХ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ
С ПОМОЩЬЮ ЭВМ

Количественная интерпретация геохимических аномалий является необходимым звеном в обработке данных опробования.

Исследования в этом направлении начаты давно: А.П.Солововым (Соловов, 1959) установлена приближенная пропорциональность между линейными и площадными продуктивностями остаточных эллипсоидально-двухэллипсоидальных ореолов и выходами рудных тел. При этом выяснено, что распределение содержаний металла для тонкого вертикального рудного тела при горизонтальной дневной поверхности (за вычетом местного геохимического фона) подчиняется выражению:

$$C_x = \frac{M}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}}, \quad (I)$$

где M - линейная продуктивность (количество металла в м%), σ - коэффициент рассеяния в м, x - расстояние по профилю в м от центральной точки ореола.

Приведенное выражение отвечает нормальному закону распре-

деления содержаний химических элементов, к которому приводит, в частности, решение задач диффузии в однородной среде. Если мощность рудного тела $2r$ мала по сравнению с величиной σ ($2r < 2,5\sigma$), то для характеристики вторичного остаточного ореола рассеяния достаточно знание двух параметров: M и σ .

Для тел относительно большой мощности условие (I) нарушается и распределение металла в ореоле перестает подчиняться нормальному закону. В этом случае (Дубов, 1964) оно заменяется интегральной зависимостью:

$$C_x = \frac{C_p}{\sigma\sqrt{2\pi}} \int_{-p}^{+p} e^{-\frac{(x-\xi)^2}{2\sigma^2}} d\xi, \quad (2)$$

где C_p — содержание металла в рудном теле до выветривания, p — полумощность рудного тела, ξ — переменная интегрирования.

Для полной характеристики вторичного остаточного ореола мощного рудного тела нужно определить три параметра: C_p , $2r$, σ . Для их определения Р.И. Дубовым рассчитан и построен альбом теоретических кривых, с помощью которых производится вычисление этих параметров.

Следующей задачей количественной интерпретации остаточных ореолов является оценка пространственного распределения искоемых элементов в коренных породах в виде функции от координат с использованием ЭВМ.

В Центральной геохимической экспедиции КазИМСа составлены программы "Интерпретация диффузионных геохимических ореолов (для ЭВМ Минск-22)" и "Интерпретация геохимических ореолов в двухмерном пространстве (для ЭВМ БЭСМ-4)" по алгоритму Р.И. Дубова. Интерпретация в обеих программах осуществляется путем решения интегрального уравнения (2) и определения параметров.

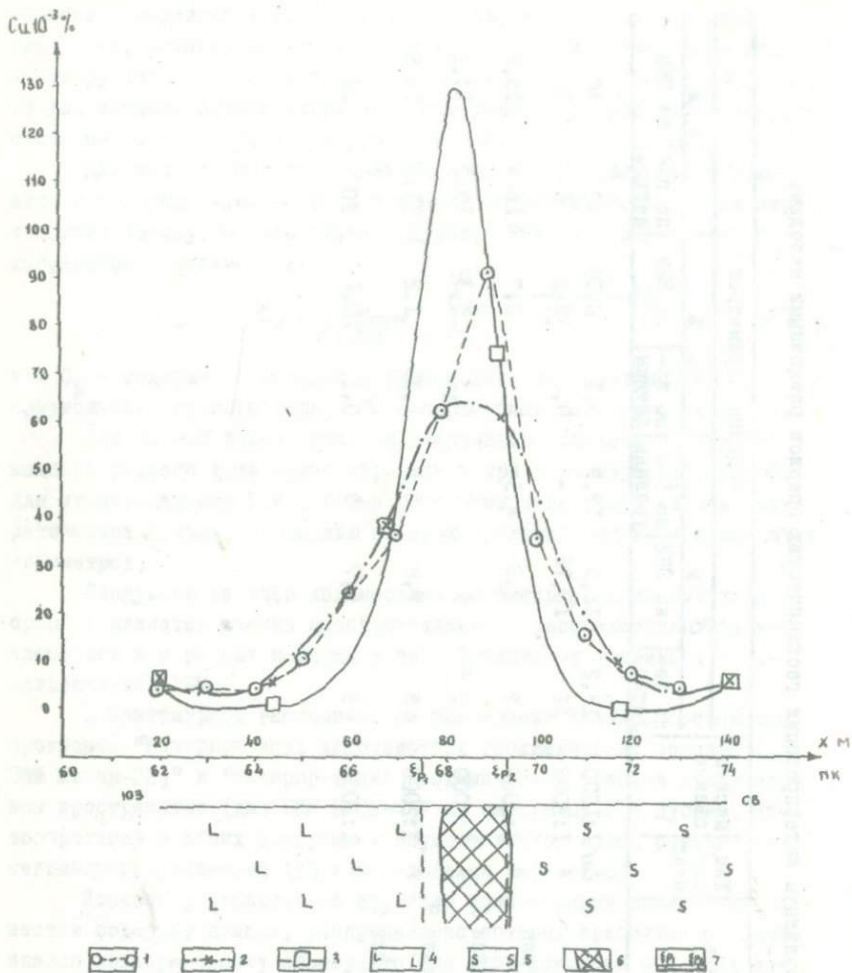
Поскольку наблюдаемые значения концентраций химических элементов содержат помехи, распределение которых приблизительно подчиняется логнормальному закону, то для аппроксимации исходных наблюдений используется логарифмическая парабола.

$$\lg C_x = \sum_{i=0}^L A_i x^i, \quad (3)$$

где L — порядок параболы, A_i — ее коэффициенты. В качестве оптимального при аппроксимации принимается такой порядок L , при котором минимальная абсолютная разница между средней случайной абсолютной ошибкой съемки $|\Delta|$ и средней абсолютной ошибкой $|\Delta|_*$, вычисленной по отклонениям аппроксимированных значений от исход-

Результаты интерпретации геохимических ореолов различными методами

Участок и профиль	Хим. элемент	Масштаб съемки	Оценка параметров						
			б, м			Ср. %		Зр. м	
			по па- леткам	на ЭВМ	по 3-м уровням	по па- леткам	на ЭВМ	по па- леткам	на ЭВМ
Тесиктас, ПР XXXIII	Cu	I:1000	15,2	12,5	12,9	0,1	0,09	42	30
Кок-Жарлы, ПР XXVI	"	I:1000	12	10,78	-	0,1	0,1	6	28
Шекара-Булак, аномалия 9, ПР III-а	"	I:2000	7	2,9	4,5	1	0,7	16,4	16,8
Шекара-Булак, аномалия 9, ПР УШ-а	"	I:2000	5,5	5	7	0,3	0,3	19,2	13,2
Шекара-Булак, аномалия 9, ПР УШ-а	"	I:2000	8	7,8	8,5	1,35	1,2	31,5	18,5
Шекара-Булак, аномалия 9, ПР III	"	I:2000	9	5,7	9	0,1	0,1	20	13



Р и с. Результаты интерпретации геохимического ореола меди с применением ЭВМ. Участок Тесиктас, профиль XXXIII. Масштаб съемки 1:1000: 1 - оценка концентраций меди в пробах делювия; 2 - оценка функции $lg C_x$, аппроксимирующей исходный ореол; 3 - оценка функции, описывающей распределение меди в верхнем горизонте коренных пород; 4 - диабазы; 5 - силиты; 6 - рудное тело; 7 - границы рудного тела, полученные по результатам интерпретации на ЭВМ.

ных.

С использованием названных программ проинтерпретированы вторичные геохимические ореолы меди различных меденосных провинций Казахстана. Результаты интерпретации при этом сравнивались с данными проверочных геологических работ, а также с данными интерпретации по другим методам, в частности, с использованием палеток Дубова, зарекомендовавших себя на практике, и способа "трех уровней" (Соловов, 1959). В таблице приведены сравнительные данные, свидетельствующие о хорошей сходимости различных методов интерпретации.

На рисунке в качестве иллюстрации приведен пример интерпретации геохимического ореола меди по профилю XXXIII участка Тесиктас в Центральном Казахстане, где была проведена детальная геохимическая съемка масштаба 1:1000. Расчеты выполнены по упомянутой выше программе "Интерпретация диффузионных геохимических ореолов". В результате расчетов определены средняя концентрация в руде C_p , параметр рассеяния b и мощность рудного тела $2r$ (данные помещены в таблице). В последующем здесь была пройдена канава, по которой определено положение зальбандов рудного тела. Как видно из рисунка, оно удовлетворительно совпадает с расчетными данными.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. С о л о в о в А.П. Основы теории и практики металлометрических съемок. АН КазССР, Алма-Ата, 1959.
2. Д у б о в Р.И. Руководство к палеткам для интерпретации остаточных геохимических ореолов геологических тел простой формы. Алма-Ата, 1963.
3. Д у б о в Р.И. Концентрация химических элементов в ореолах рассеяния. Геология и геофизика, № 12, 1964.

М.С.Тонкопий

К ВОПРОСУ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВНОСТИ
ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ ПО ДАННЫМ
ГЕОХИМИЧЕСКОГО ОПРОБОВАНИЯ

Одними из ведущих методов поисков полиметаллических месторождений в общем комплексе геологоразведочных работ являются геохимические методы. Известны месторождения, открытые с их помощью. Для дальнейшего повышения эффективности этих работ необходимо совершенствование критериев прогнозирования и поисков месторождений на количественной основе. В связи с этим важнейшее значение приобретают геохимические параметры распределения рудогенных элементов, позволяющие с учетом геолого-структурных и металлогенических особенностей площадей осуществлять количественное прогнозирование разного масштаба.

Одним из способов количественного прогнозирования является распространённое в последнее время использование так называемых программ "распознавания образцов". При этом подвергающиеся обработке площади исследований разбиваются на участки определенных размеров и характеризуются различным набором поисковых признаков. Помимо этого должны существовать эталоны, по сопоставлению с которыми в многомерном признаковом пространстве выносится суждение о "близости" или "удаленности" искомого объектов от объектов эталонного класса. Известны многочисленные программы для различных ЭВМ, реализующие эти алгоритмы. Обработка геохимических данных с их помощью часто приводит к положительным результатам.

Однако при интерпретации подобного рода удается получить лишь качественный ответ на вопрос о наличии или отсутствии среди искомого объектов таких, которые походили бы на эталоны.

Заслуживают внимания работы, посвященные количественной

оценке размеров прогнозных запасов полезного ископаемого, ожидаемого в пределах выявленных рудоперспективных зон. Одним из способов подобной оценки является предложенный Р.И. Дубовым метод подсчета удельной перспективности районов по данным геохимического опробования^{х)}. При этом относительная удельная перспективность оценивается формулой

$$P_y^1 = \int_{C_0}^1 c \cdot p(c) dc,$$

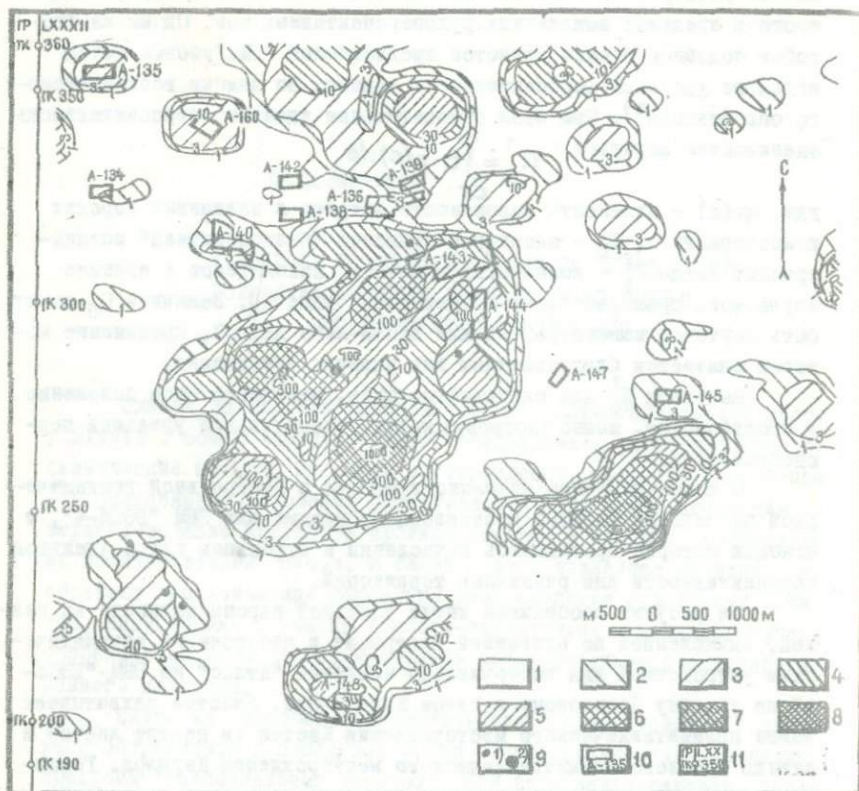
где $p(c)$ - плотность вероятности встречи в названных породах концентрации c , C_0 - некоторая заданная "благоприятная" концентрация. Тогда P_y^1 - количество элемента, находящееся в единице изучаемого пространства в концентрации выше C_0 . Величина C_0 может быть бортовой концентрацией или какой-либо другой, превышение которой считается благоприятным для наличия оруденения.

Вычисляя P_y^1 для скользящего окна, меняющего свое положение в пространстве, можно построить карту относительной удельной перспективности.

С использованием описанного метода в Центральной геохимической экспедиции КазИМСа составлена программа для ЭВМ "БЭСМ-4", с помощью которой проводились вычисления и строились карты удельной перспективности для различных территорий.

На рисунке изображена карта удельной перспективности на свинец, вычисленная по названной программе и построенная автоматическим устройством для вычерчивания изолиний "Атлас" на ЭВМ "БЭСМ-4" по участку Поисковому в Южном Казахстане. Участок захватывает район полиметаллического месторождения Кастек (в центре листа) и отвалы древнего полиметаллического месторождения Кырджол. Геохимическая съемка по вторичным ореолам была проведена в масштабе 1:25000. Результаты спектрального анализа геохимических проб подвергнуты интерпретации по приведенной методике. В результате обработки на карте выявлено несколько интенсивных зон повышенных концентраций, две из которых, наибольших по амплитуде, приурочены к известным месторождениям. Проведенная впоследствии оценка на местности выявленных геохимических аномалий показала, что на площади листа действительно имеется лишь два достойных внимания объекта, которые наглядно изображены на представленной карте. Полу-

х) Д у б о в Р.И. Количественная оценка перспективности районов по данным геохимического опробования. Бюллетень научно-технической информации, № 63, 1965.



Р и с . Карта относительной удельной перспективности на свинец. Участок Поисковый. М-б съемки 1:25000. Размер скользящего окна 750x500 м. $C_0 = 100 \cdot 10^{-4}\%$. Области перспективности в $10^{-4}\%$: 1 - $< I$; 2 - от 1 до 3; 3 - от 3 до 10; 4 - от 10 до 30; 5 - от 30 до 100; 6 - от 100 до 300; 7 - от 300 до 1000; 8 - > 1000 ; 9 - рудные проявления: 1) - точки минерализации; 2) - мелкие месторождения; 10 - номера и контуры выявленных геохимических аномалий; 11 - профиль и пикеты съемки

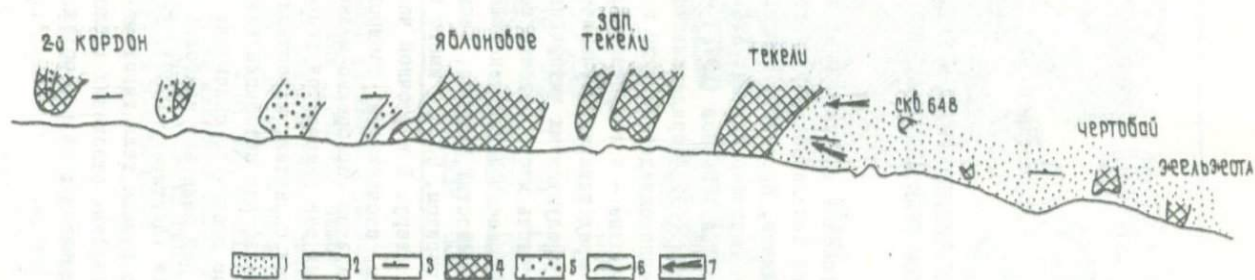
ческие данные позволяют также судить о величинах прогнозных запасов металла в метраквadrатпроцентах и свидетельствуют о перспективах использованного метода.

Р.А.Дегтярев

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ
И РУДНОМ ТЕЛЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЕКЕЛИ

Взгляды на генезис стратиформных колчеданных свинцово-цинковых месторождений Текелийского рудного поля противоречивы. Ряд исследователей (Юдичев, Яренский, Кампов, Казанин, Шлыгин и др.) считает оруденение гидротермальным; А.А.Куденко, Г.Н.Щерба (1964), В.М.Попов (1962) и Ш.А.Байкенов (1971) — сингенетичным; Т.Н.Шадлун (1959), Б.И.Вейц (1972) придерживаются смешанного происхождения руд, относя серноколчеданные руды к сингенетичным образованиям, а свинцово-цинковые — к гидротермальным. В связи с этим несомненный интерес представляет изучение закономерностей распределения элементов в продуктивных литофациях и рудных телах.

Подавляющая часть месторождений локализована в рудовмещающем горизонте нижнепалеозойской текелийской свиты, отличающемся фациальной неустойчивостью разреза, насыщенностью пород органическим веществом и пиритом. Породы имеют субширотное простирание и крутое падение к северу. В восточной части (рис.1) горизонт сложен конгломератами, песчаниками, алевролитами, обедненными углестым веществом и пиритом (прибрежно-мелководная литофациальная зона). По простиранию они замещаются углестыми, углесто-глинистыми, углесто-кремнистыми сланцами, известняками и пелитоморфными доломитами (лагунно-шельфовая литофациальная зона). Зона смены литофаций имеет крутое восточное склонение, совпадающее со склонением рудных тел. В ней залегает наиболее крупное месторождение рудного поля — Текели (Дегтярев, 1967). Установлено (Дегтярев, Байкенов, 1971), что рудные тела тяготеют к участкам повышенной мощности лагунно-шельфовых отложений (Яблоновое, Западное Текели, 2-й Кордон) или локализируются в породах, подстилающих грубозернис-



Р и с .1. Палеогеографическая схема рудовмещающего горизонта: 1-2 - литофациальные зоны: 1 - прибрежно-мелководная, 2 - лагуноно-шельфовая; 3 - простираение пород; 4 - рудные тела; 5 - рудная вкрапленность; 6 - линия эрозионного среза; 7 - направление движения рудообразующих растворов

тые отложения (Жельжота, Чертобай).

Рудные тела представлены позтажно расположенными согласными линзообразными залежами со сложным внутренним строением. Главные рудные минералы: пирит, сфалерит и галенит; нерудные – кварц, карбонаты, графит, серицит, рутил. Характерные элементы-примеси в пирите – свинец, цинк, медь, мышьяк, кобальт, никель; галените – серебро, сурьма, кадмий, медь, висмут, галлий; сфалерите – кадмий, германий, ртуть, медь, серебро. Околорудные изменения по типу близки к региональным метаморфическим преобразованиям и представлены окварцеванием, перекристаллизацией, сопровождающимися очищением интенсивно измененных участков от примеси углистого и глинистого материала. Зоны интенсивных метасоматических преобразований не выходят за контуры рудных залежей.

Методика исследования распределения элементов

Проведен расчет статистических характеристик распределения элементов в породах рудовмещающего горизонта и анализ распределения рудообразующих элементов в продуктивных литофациях. По данным химических и спектральных анализов рядовых и групповых проб изучено распределение рудообразующих элементов в рудном теле месторождения Текели путем построения на вертикальной проекции изолиний средних содержаний, суммарных метропроцентов (линейных запасов) и их отношений и изолиний коэффициентов корреляции. Корреляционные связи оценивались в 45 выборках, равномерно распределенных по рудной залежи. Объем каждой-выборки – 50 проб. Построением графиков в координатах породообразующий окисел – свинец, цинк рассмотрена взаимосвязь интенсивности оруденения и химического состава пород. Исходный материал – 95 силикатных анализов руд месторождения Текели.

Результаты исследований

В породах лагунно-шельфовой литофациальной зоны выявлен широкий спектр элементов, способных концентрироваться в восстановительной среде (минералообразование, сорбция органическим и глинистым веществом, структурная примесь в карбонатах и сингенетичных

Таблица I

Геохимическая характеристика рудовмещающих пород и руд

Элементы	Статистические характеристики	Выборки						
		1	2	3	4	5	6	7
		Количество проб						
		60	50	40	35	70	80	45
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Свинец $1 \cdot 10^{-3}\%$	X K	1,1 0,6	10	0,7 0,8			90	
Цинк $1 \cdot 10^{-3}\%$	X K	6,0 0,8	5,0 2,5	2,0 1,0			800	
Медь $1 \cdot 10^{-3}\%$	X K	7,7 1,4	4,8 12	3,0 7,5	13	18	25	36
Стронций $1 \cdot 10^{-3}\%$	X K	1,1 0,2	1,3 0,02	2,0 0,03	7	1,7	6,5	4,2
Барий $1 \cdot 10^{-2}\%$	X K	12 1,5	17 1700	7 700	3	1	3	7
Галлий $1 \cdot 10^{-4}\%$	X K	6,9 0,2	6,6 1,6	6,5 1,6	5,7	-	1,5	-
Скандий $1 \cdot 10^{-3}\%$	X K	1,6 1,6	1,1 11	-	-	-	-	-
Ванадий $1 \cdot 10^{-3}\%$	X K	2,0 1,5	15 7,5	8 4	3	1,2	6	2
Хром $1 \cdot 10^{-3}\%$	X K	3,9 0,4	3,2 3	3,0 3	1,5	-	-	-

		1	2	3	4	5	6	7	8	9
Никель	X		3,5	2,1	2,0	0,9	0,4	1,2	1,3	
$1 \cdot 10^{-3}\%$	K		0,4	1,1	1					
Кобальт	X		1,7	1,4	0,1	0,8	1,2	2,6	1,6	
$1 \cdot 10^{-3}\%$	K		0,85	1,0	1,0					
Молибден	X		6,7	5,4	2,0	2,5	4,3	4,2	4,2	
$1 \cdot 10^{-4}\%$	K		3,3	1,3	5					
Титан	X		3,5	3,3	1,0	2,2	0,3	1,6	0,8	
$1 \cdot 10^{-1}\%$	K		0,8	8,2	2,5					
Цирконий	X		14	8,5	6,7	3	-	6	-	
$1 \cdot 10^{-3}\%$	K		0,7	4,5	3,5					
Марганец	X		0,8	1,1	2,0	3	0,8	0,7	1,2	
$1 \cdot 10^{-1}\%$	K		1,2	1	2,0					

Примечание: 1. Углисто-глинистые и углисто-кремнистые сланцы; 2 - доломитовые породы; 3 - известковые породы; 4 - метасоматиты с бедным свинцово-цинковым оруденением; 5 - богатые свинцово-цинковые руды в метасоматитах; 6 - серноколчеданные руды; 7 - колчеданные свинцово-цинковые руды.

Прочерк означает, что элемент при данной чувствительности спектрального анализа не обнаружен в большинстве проб.

сульфидах). Средние содержания (X) наиболее часто встречаемых (типоморфных) элементов и коэффициенты их концентрации (K), являющиеся отношениями средних содержаний к содержаниям в однотипных породах по А.П.Виноградову (1962), К.Таркяну и К.Ведеполу (1961), приведены в таблице I, из которой следует:

1. Рудовмещающие породы обогащены элементами-примесями сульфидов: медью, молибденом, кобальтом. Средние содержания РЬ и Zn в углисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцах в 2-3 раза выше, чем в известняках, но ниже, чем в соответствующих стандартных осадочных породах. Уменьшение средних содержаний Zn от углисто-глинистых пород к карбонатным проявлено более отчетливо, чем свинца.

2. Геохимические особенности пород определяются степенью обогащения органическим веществом, глинистым материалом и сернистыми соединениями железа. Так, известковые породы, постоянно содержащие эти компоненты, имеют высокий коэффициент концентрации Ва, Ga, Cr, Ti, Zr, а доломитовые, кроме того, - РЬ, Zn , Sc и V.

3. Характерны значительные колебания содержаний РЬ и Zn : от $<1 \cdot 10^{-3}\%$ (40-50% проб) до 0,1%.

Грубозернистые литофации отличаются низкими содержаниями РЬ, Zn , Cr, Ni, Mo, V, Mn и обогащенностью Zr ($n \cdot 10^{-2}\%$).

Породы лагунно-шельфовой литофациальной зоны выделяются по изолинии свинца 0,001%, охватывающей и грубозернистые литофации в зоне фациального перехода. В ее контуре на участке Текели-Яблоновое отмечаются кулисообразно расположенные линейно вытянутые многокомпонентные (свинец, цинк, серебро, кадмий, сурьма, медь, германий) первичные ореолы, соответствующие известным рудным телам. В междурудных пространствах распределение свинца и цинка крайне неравномерное. Свинец в 40-50% проб при чувствительности спектрального анализа $1 \cdot 10^{-3}\%$ не улавливается, в 50-55% имеет содержания $n \cdot 10^{-3}\%$ и в 5% проб $n \cdot 10^{-2}$ - $n \cdot 10^{-1}\%$.

В западной части рудного поля содержания свинца и цинка более устойчивы: свинец в концентрациях $1 \cdot 10^{-3}\%$ встречен в 40% проб; $n \cdot 10^{-2}\%$ и 0,1% - 5% проб. Здесь интенсивность первичных ореолов гораздо ниже, ассоциации элементов в ореолах беднее (свинец, цинк, серебро, иногда медь), встречаются однокомпонентные ореолы свинца и цинка.

В целом с удалением от зоны смены прибрежно-медководных отложений лагунно-шельфовыми отмечается уменьшение масштаба свинцово-цинкового оруденения, повышение отношения свинца к цинку (1:2 на

Текели, 1:1,5 на Западном Текели, 1:1 на Яблоновом).

Свинцово-цинковое оруденение локализуется в различных породах: кварцитах, образованных по кремнистым и карбонатным породам, перекристаллизованных графито-кремнистых, углисто-глинистых сланцах, известняках, доломитах и в серноколчеданных линзах. $C_{орг}$ в рудных телах резко понижено и составляет 0,2-6,0% при содержаниях в неоруденелых породах от 0,4 до 18%.

Свинец и цинк концентрируются в породах, обедненных Al_2O_3 и MgO . Богатые цинком руды преимущественно локализируются в карбонатных породах и серноколчеданных линзах, а свинцом - в карбонатных, кремнистых породах и кварцитах. Заметно возрастание концентраций цинка с уменьшением содержаний MgO , т.е. процесс раздоломичивания связан с отложением сфалерита. В кварцитах, образованных по кремнистым породам, свинец преобладает над цинком, его содержания растут с увеличением содержаний SiO_2 и уменьшением FeS_2 .

В сплошных колчеданных рудах (FeS_2 -50-70%) содержания свинца и цинка низкие; в тонкослойных и вкрапленных они возрастают, причем максимальные концентрации цинка сопровождаются содержаниями FeS_2 в пределах 28-40% и отмечаются в тех разновидностях, где SiO_2 преобладает над суммой $CaO+MgO$.

Для установления зависимости содержания свинца и цинка от концентрации пиритной серы вычислялись коэффициенты их корреляции (табл.2). Связь значима, если μ - оценка достоверности коэффициента корреляции (τ) превышает 3.

Т а б л и ц а 2

Корреляционные связи свинца и цинка
с пиритной серой

С е р а		Объем выработок (в пробах)		
		345	223	120
		Среднее содержание в выборке		
		14,45	15,29	20,50
Свинец	τ	0,05	-0,11	-0,65
	μ	0,89	0,84	6,63
Цинк	τ	0,26	0,28	0,22
	μ	5,12	2,28	1,32

Как видим, высокие концентрации пиритной серы неблагоприятны для накопления свинца. Цинк имеет прямую связь с серой в области не очень высоких ее содержаниях. Эти данные согласуются с результатами, полученными при построении графиков в координатах FeS_2 - свинец, цинк.

Таким образом, химический состав руд и степень концентрации свинца и цинка определяются литологическим составом пород и содержанием в них пирита. Богатые руды приурочены к химически более активным карбонатным породам.

Неравномерность распределения разных типов пород и, в особенности, серниколеданных линз порождает неравномерность распределения главных рудообразующих компонентов в рудном теле месторождения Текели.

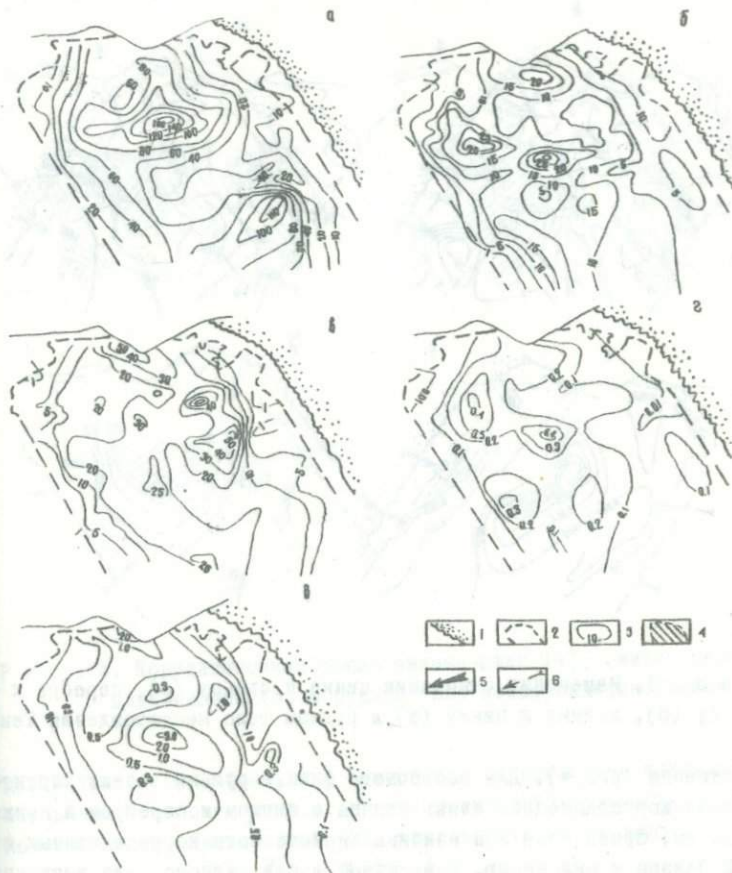
В верхней и нижней частях рудного тела выделены две зоны максимальных линейных запасов пиритной серы, ориентированные перпендикулярно склонению (рис.2а). Линейные запасы свинца увеличиваются с востока на запад (рис.2б), а максимумы его средних содержаний приурочены к флангам месторождений, обедненных пиритной серой. Линейные же запасы цинка с востока на запад уменьшаются (рис.2в), а максимумы средних содержаний тяготеют к участкам, обогащенным пиритной серой. Изольнии метрпроцентов свинца и цинка (рис.2 б, в) ориентированы параллельно склонению, линейные запасы этих компонентов с глубиной уменьшаются.

Распределение серебра (рис.2 г) и сурьмы сходно с распределением свинца. Кадмием обогащены те же участки, что и цинком (рис.2д).

В отдельно взятых пробах и сечениях рудного тела величины отношения рудообразующих компонентов широко варьируют. Зоны максимальных величин отношения цинка к свинцу характерны для участков, обогащенных пиритной серой, и ориентированы перпендикулярно склонению (рис.3а). В целом цинк преобладает над свинцом на восточном фланге рудной залежи в ее верхних и нижних частях и в висячем боку. Для восточного и западного флангов рудного тела характерно повышение отношения серебра к свинцу (рис.3б).

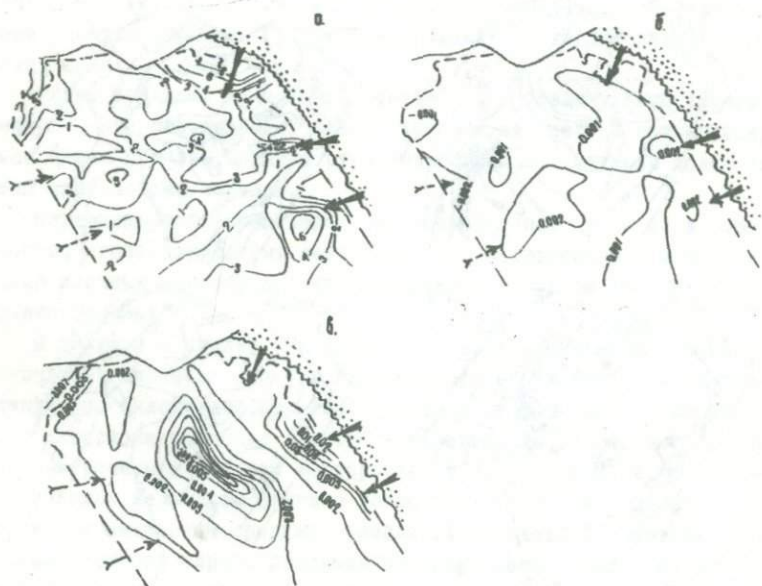
Наибольшие величины отношения кадмия к цинку выявлены на восточном фланге и в центре рудной залежи (рис.3в). Здесь они образуют максимумы, ориентированные вдоль склонения. Интенсивность максимумов с глубиной уменьшается.

Теснота корреляционных связей рудообразующих элементов не-



Р и с . 2. Распределение рудообразующих элементов в рудном теле месторождения Текели (вертикальная проекция): а - пиритной серы, б - свинца, в - цинка, г - серебра, д - кадмия:

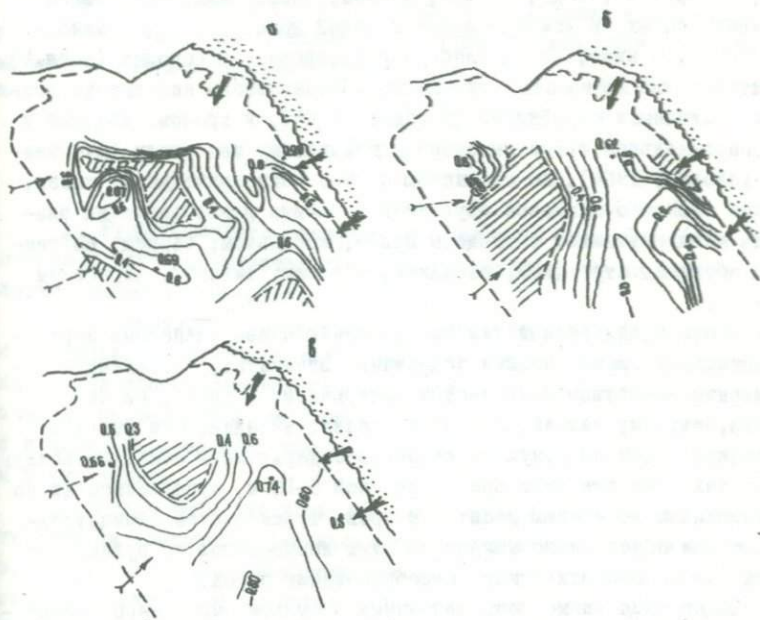
Г - зона смены литофаций; 2 - контуры рудного тела; 3 - изолинии: линейных запасов (рис.2, условные единицы), отношений элементов (рис.3), коэффициентов парной корреляции (рис.4); 4 - области отсутствия корреляционных связей (рис.4); 5 - направление движения растворов в седиментном этапе рудообразования; 6 - направление переотложения рудных компонентов



Р и с . 3. Изменения отношения цинка к свинцу (а), серебра к свинцу (б), кадмия к цинку (в) в рудном теле месторождения Текели

постоянна (рис.4). Для восточного фланга рудной залежи характерна прямая корреляционная связь свинца с цинком и серебром и цинка с кадмием. Ориентация зон максимальной тесноты корреляционных связей близка к склонению. В западной части рудного тела выявлены участки, где корреляционная зависимость свинца с серебром и цинка с кадмием отсутствует. Это связано с непропорциональным увеличением содержаний серебра и кадмия. Анализ показывает, что на этих участках широко развиты дайки диоритовых и диабазовых порфиритов. Породы претерпели интенсивные метасоматические преобразования. Зоны отсутствия корреляционных связей цинка и свинца соответствуют участкам, обогащенным пиритной серой.

Изложенный материал свидетельствует о том, что на месторож-



Р и с . 4. Корреляционная связь свинец-цинк (а), свинец-серебро (б), цинк-кадмий (в) в рудном теле месторождения Текели

дении Текели рудообразующие компоненты распределены зонально по отношению к склонению, т.е. к зоне смены прибрежно-мелководных отложений лагуно-шельфовыми. Ряд зональности имеет вид:

$Fe, Zn - Cd - Pb, Ag$.

Слабо пиритизированные породы, содержащие промышленные свинцово-цинковые руды, по сравнению с неоруденелыми обогащены стронцием, марганцем, медью, а содержания титана, циркония, ванадия, лития, иттрия, ниобия, хрома, скандия в них понижены и тем значительней, чем выше интенсивность оруденения и метасоматического преобразования пород (табл. I).

Для серноколчеданных линз, не несущих промышленного свинцово-цинкового оруденения, залегающих за пределами месторождений,

характерны элементы, концентрирующиеся в восстановительных условиях, — стронций, медь, мышьяк, свинец, цинк. Содержание свинца достигает сотых, а цинка — десятых долей процента. Содержание других элементов ниже, чем в слабо пиритизированных породах (табл. I). Характерна обедненность скандием, обусловленная несовместимостью его с осадочными сульфидами (Щербина, 1964), и хромом, который в восстановительной среде тяготеет к глинистому материалу (Пустовалов, Холодов, 1964). По сравнению с ними сервоколчеданные лизы, несущие свинцово-цинковое оруденение, помимо рудообразующих элементов и их спутников обогащены медью, кобальтом, барием, марганцем и обеднены стронцием, ванадием, галлием, титаном, цирконием (табл. I).

В сумме для рудных тел по сравнению с неоруденальными породами характерны крайне низкие содержания элементов, связанных с органическим веществом и глинистым материалом, — хрома, ниобия, скандия, иттрия, титана, лития, циркония, ванадия. Они имеют с цинком и свинцом обратную зависимость содержаний и образуют вокруг рудных тел отрицательные ореолы шириной 5–10 м, протяженностью по простиранию и восстанию десятки метров. Формирование отрицательных ореолов обусловлено миграцией этих компонентов из рудных зон в процессе метасоматического преобразования пород.

Содержание элементов, связанных с сульфидами и карбонатами — никеля, кобальта, молибдена, олова, стронция, марганца, широко варьирует. Эти элементы не образуют ореолов и имеют изменчивый характер корреляционных связей со свинцом и цинком. Стронций тяготеет к верхам рудных тел и имеет здесь прямую корреляционную связь со свинцом, которая с глубиной меняется на обратную. Зона их отрицательных корреляционных связей ориентирована согласно склонению. Свинец и барий имеют отрицательную связь, усиливающуюся с глубиной. На флангах рудных тел, в колчеданных галенито-сфалеритовых рудах и в перекрывающих породах содержания бария несколько выше, корреляционная связь со свинцом прямая. Для марганца и молибдена характерны чередующиеся зоны прямой и обратной корреляционных связей с цинком, ориентированные вдоль линии склонения. Марганцем обогащены перекрывающие породы. Никель и кобальт тяготеют к сфалерито-пиритовым и смешанным рудам и имеют здесь корреляционную связь со свинцом, реже с цинком. В галенитовых и сфалеритовых рудах отмечаются отрицательные коэффициенты корреляции этих элементов. Можно полагать, что элементы, связанные с карбонатами и сульфидами, перераспреде-

лялись в контурах рудных залежей.

Таким образом, процессы формирования промышленного свинцово-цинкового оруденения приводят к изменению геохимического облика вмещающих пород и серноколчеданных руд.

В В О Д Ы

1. Рудообразующие элементы распределены закономерно по отношению к зоне смены литофаций, что является одним из доказательств сингенетичной природы рудного материала.

2. Промышленные рудные тела сформированы при переотложении, перегруппировке сингенетичной минерализации. Образование промышленных руд сопровождается изменением химического состава и геохимических особенностей вмещающих пород. Степень концентрации свинца и цинка определяется литологическим составом пород и содержанием в них пирита.

3. Могут быть выделены два этапа рудообразования и соответствующие им комплексы элементов: седиментный (свинец, цинк, железо, сера, типоморфные элементы вмещающих пород) и эпигенетический (свинец, цинк, серебро, сурьма, кадмий, медь, никель, кобальт, молибден, олово, галлий, барий, стронций, марганец).

4. Отрицательные первичные ореолы хрома, скандия, титана, лития, ниобия, иттрия, ванадия могут служить косвенным поисковым признаком промышленного колчеданно-полиметаллического оруденения.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Б а й к е н е в Ш.А. Условия формирования рудовмещающих толщ и вопросы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Джунгарского Алатау. Зап.-Забайкальск. филиал географ. общества СССР, вып. 53, 1971.

2. В е й ц Б.И. Минералогия главнейших месторождений и рудопроявлений Текелийской зоны Джунгарского Алатау. Алма-Ата, "Наука", 1972.

3. Д е г т я р е в Р.А. О приуроченности колчеданно-полиметаллического месторождения Текели (Джунгарский Алатау) к резкому фазиальному переходу. Сб. аспирантских работ. "Химия", "Геология". Изд. Казанского ун-та, 1967.

4. Дегтярев Р.А., Байкенов Ш.А. Некоторые закономерности размещения колчеданно-полиметаллических месторождений в Текелийском районе Джунгарского Алатау. Изв.АН КазССР, сер.геол., 1971.

5. Попов В.М. О благоприятных и экранирующих горизонтах в пластовых месторождениях цветных металлов. В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т.У. Изд.АН СССР. М., 1962.

6. Пустовалов Д.В., Холодов В.Н. Хром. Сб. Металлы в осадочных толщах. М., "Наука", 1964.

7. Шадлуи Т.Н. Некоторые особенности проявления метаморфизма в богатых пиритом свинцово-цинковых рудах Текелийского месторождения. Геология рудных месторождений, № 5, 1959.

8. Щербва Г.Н. Некоторые особенности изучения месторождений атасуйского типа. Изв.АН КазССР, сер.геол., № 5, 1964.

9. Щербина В.В. Скандий в осадочных породах. В кн. "Металлы в осадочных толщах". М., "Наука", 1964.

Б.Р.Берикболов, Е.С.Зорин, Е.С.Оспанов

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В РУДАХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШАЛКИЯ

Как известно, основным, а иногда и единственным источником целого ряда рассеянных элементов (кадмия, таллия, германия и др.) являются сульфидные месторождения. Химическими анализами групповых проб установлено присутствие этих элементов в рудах полиметаллического месторождения Шалкия (Южный Казахстан), что может значительно повысить ценность последних.

Однако недостаточно данных, которые могли бы характеризовать весь комплекс элементов-примесей, содержащихся в рудах месторождения. Еще не изучены основные минералы-носители редких и рассеянных элементов и характерные микропарагенезисы их.

Для того, чтобы глубоко познать все геохимические особенности поведения описываемых элементов и установить главные закономерности их распространения в связи с развитием определенных ассоциаций минералов, необходимы широкие тематические исследования, а также детальное структурно-минералогическое изучение месторождения в целом.

Анализ результатов химических анализов групповых проб показывает, что для месторождения Шалкия типичны такие редкие и рассеянные элементы, как кадмий, таллий, индий, германий и, по-видимому, имеют ничтожное распространение селен и теллур. Из прочих элементов-спутников заслуживают внимания повышенные концентрации мышьяка, сурьмы и серебра. Содержание их в рудах месторождения варьирует в довольно широких пределах. Как показано в табл. I, концентрация отдельных из перечисленных элементов-примесей меняется от ничтожно малой (практически неуловимой с помощью спектрального анализа) до нескольких сотых долей процента.

Т а б л и ц а I

Содержание Cd, As, Sb, Tl, In, Se, Te, Ge и Ag в рудах полиметаллического месторождения Шалкия (по результатам химических анализов 110 групповых проб)

Элементы	Пределы колебаний в содержании, %	Среднее содержание, %
Кадмий	0,005-0,015	0,0076
Мышьяк	0,001-0,050	0,0116
Сурьма	0,0005-0,0020	0,0009
Таллий	0,0001-0,0010	0,00030
Индий	0,00005-0,0001	0,000057
Селен	0,00005-0,0001	0,00005
Теллур	0,00005	0,00005
Германий	0,0002-0,0012	0,0006
Серебро	0,000005-0,001	0,00017

Переходя к характеристике закономерностей распределения редких элементов в рудах месторождения, следует отметить, что все они описываются на основании лишь химических анализов IIO групповых проб и поэтому не претендуют на универсальность.

К а д м и й. Общеизвестно, что в природных процессах кадмий чаще всего встречается в тесной геохимической ассоциации с цинком. Эта связь обычно проявляется в накоплении кадмия в сфалеритах. Возможно, что подобные же геохимические закономерности характерны и для концентрации данного элемента в рудах описываемого месторождения.

В рудоносном горизонте содержание кадмия повышается от центра к лежащему боку, а по мере удаления от верхнего контакта и приближения к центру обычно несколько уменьшается. С северо-запада месторождения на юго-восток значение его увеличивается до 0,009-0,01%.

Уменьшение мощности горизонта в ряде случаев сопровождается повышением содержания кадмия, а увеличение - некоторым понижением.

И н д и й встречается обычно в том же парагенезисе, что и кадмий. Совместно с ним он входит в состав сфалерита. Исследование групповых проб месторождения показывает, что содержание индия в рудах обычно колеблется от 0,00005 до 0,00009%, достигая в отдельных пробах 0,0001%. В рудоносном горизонте индий имеет более-менее равномерный характер распределения со средним содержанием 0,000057%.

Т а л л и й. Среднее содержание таллия в рудах по данным химического анализа IIO групповых проб составляет 0,00030%. Повышенная концентрация его (до 0,0006%) характерна нижней приконтактовой части рудоносного горизонта с вмещающими породами. По большинству скважин содержание таллия постепенно увеличивается от внешнего бока рудоносного горизонта к лежащему. С северо-запада месторождения на юго-восток значение его уменьшается до 0,0002%. Интересно отметить, что характер поведения таллия не обнаруживает характерной зависимости от концентрации свинца, цинка и меди.

Г е р м а н и й. В проанализированных пробах среднее содержание германия составляет 0,0006%. Для данного элемента характерно закономерное увеличение содержания его от центра рудоносного горизонта к лежащему боку до 0,0006-0,0008%. Изучение распределения германия с северо-запада месторождения на юго-восток показывает, что содержание этого элемента в отдельных интервалах увеличивается до 0,0002%.

С е л е н и т е л л у р . Анализ проведенных исследований показывает, что селен и теллур в рудах месторождения фиксируются в очень низких концентрациях (среднее содержание их составляет 0,00005%, т.е. в пределах чувствительности анализа).

На примере большинства рудных провинций Советского Союза и ряда зарубежных стран хорошо видно, что металлогеническая специализация в отношении меди всегда сопровождается повышением содержания селена и теллура в свинцово-цинковых месторождениях.^{х)} Повидимому, именно по этой причине месторождение Шалкия, характеризуясь чрезвычайно низкими концентрациями меди, обеднено в целом селеном и теллуrom.

М ы ш ь я к . Рудам месторождения Шалкия характерно относительно низкая концентрация мышьяка, хотя в отдельных пробах отмечается 0,05%-ное содержание его. Среднее содержание обычно не превышает 0,011%.

Следует отметить, что для рудной зоны свойственен определенный характер распределения мышьяка. Так, например, по мере удаления от центра рудоносного горизонта к лежащему боку наблюдается увеличение содержания мышьяка от 0,045 до 0,070%, а к висячему боку — наоборот, уменьшение от 0,002 до 0,001%. С северо-запада месторождения к юго-востоку значение описываемого элемента увеличивается до 0,070%.

С у р ь м а . По данным химического анализа групповых проб среднее содержание сурьмы в рудах месторождения составляет 0,0009% при колебании от 0,0005 до 0,0020%.

С е р е б р о . Среднее содержание серебра по результатам химического анализа групповых проб составляет 0,00017%. Встречаются отдельные пробы с более повышенной (до 0,001%) концентрацией.

В рудоносном горизонте содержание серебра повышается от центра к лежащему боку до 0,0011%. С северо-запада месторождения на юго-восток значение его увеличивается также до 0,001%.

х) Гармаш А.А., Кузнецов К.Ф., Мейтув Г.М. Особенности распространения редких элементов в свинцово-цинковых месторождениях и методика их изучения для подсчета запасов. Вопросы методов изучения руд и минералов редких элементов. Изд.АН СССР, 1961.

В заключение следует добавить, что поскольку для большинства элементов-примесей месторождения намечается отчетливая геохимическая связь с главными компонентами руд, основная задача их изучения практически сводится к выяснению комплекса минералов-носителей и определению присущих им концентраций редкометалльных примесей, что позволит, с одной стороны, решить, в каких продуктах обогащения будет накапливаться тот или иной элемент, а с другой, — производить подсчет запасов редкометалльных примесей на конкретный ведущий металл.

В.И.Фомичев, Ю.В.Тарновский, Е.И.Кузнецова,
Б.Р.Берикболов

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ
В СКАРНОВЫХ ЗОЛОТО-МОЛИБДЕНОВО-МЕДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ
РУДНОГО РАЙОНА КАЗАХСТАНА

Скарновые месторождения района отличаются многокомпонентным составом руд и большим разнообразием минеральных видов рудных элементов. В них наряду с медью, молибденом и золотом, имеющих основное промышленное значение, присутствуют в значительных количествах серебро, висмут, кобальт, теллур, селен, мышьяк, а из второстепенных элементов-примесей — рений, вольфрам, никель, сурьма, ванадий, цинк, палладий, олово, галлий и др.

В пределах описываемой группы скарновых месторождений района известен целый ряд самостоятельных рудных участков, среди которых наиболее крупными являются участки I, II, III, IV.

Участок I находится в восточной части района. К западу от этого участка единой скарново-рудной полосой широтного простирания располагаются участки II, III и IV, на которых, в отличие от участка I, практически отсутствует или встречаются лишь эпизодически борнитовые руды. Широко развиты пирротин-халькопиритовые и арсениопирит-пирротин-халькопиритовые руды. Менее интенсивна

по сравнению с рудами участка I молибденитовая минерализация.

Все эти месторождения сосредоточены в пределах протяженной грабен-синклинали, выполненной ниже-среднекарбонowymi морскими туфогенно-осадочными отложениями, которые расчленяются на ряд свит. Характерной особенностью одной из них является наличие в ее составе мощной (до 200 м) карбонатной толщи. Широким развитием в районе пользуются магматические образования - эффузивные покровы и субвулканические тела диоритовых и диабазовых порфиритов, гранодиоритовые массивы и многочисленные дайки среднего и умеренно-кислого состава.

В контактовом ореоле гранитоидных интрузий карбонатные горизонты интенсивно скарнированы с образованием протяженных пластовых тел скарнов, в пределах которых обильно проявлена рудная минерализация. Наиболее крупные месторождения района приурочены к седловидным складкам, осложняющим основную грабен-синклиналь. Скарновым месторождениям свойственна ярко выраженная рудометасоматическая зональность. В рудных полях выделяются четыре рудометасоматические зоны: внутренняя гранатовая золото-молибденово-медная, средняя эпидот-актинолитовая золото-висмутово-медная, внешняя кварц-кальцит-хлоритовая золото-кобальтовая и жильная кварц-кальцит-хлоритовая свинцово-цинковая. Характерна резко выраженная дифференциация и качественное отличие руд в метасоматических зонах. Во внутренней скарновой зоне сконцентрирована основная масса медных руд с золотом, молибденом, серебром, висмутом и селеном. Средняя зона отличается значительно меньшими масштабами медного оруденения и несколько повышенной концентрацией золота, висмута и теллура. Внешняя зона по сравнению с двумя предыдущими обогащена кобальтом, мышьяком, никелем и, особенно, золотом.

Каждому из основных элементов-примесей свойственны специфические особенности распределения и концентрации в рудометасоматических зонах.

Серебро

Серебро является постоянным спутником медного оруденения. В рудах оно распределено крайне неравномерно, содержание его варьирует от долей до нескольких г/т. Наиболее высокая концентрация серебра свойственна рудам внутренней рудометасоматической зоны, наименьшая - внешней. Особенно обогащена серебром центральная

часть основной рудной залежи месторождения I, где среднее содержание элемента составляет 25 г/т, достигая в участках максимальной концентрации меди 364 г/т. Для этой залежи характерно уменьшение концентрации серебра с глубиной с 8,8 г/т (на глубине 50 м) до 5,3 (300 м), - 2,2 (450 м) г/т. Отмечается обеднение серебром первой рудной залежи и в направлении от центра к периферии, особенно к северной ее части (уменьшаясь до 1,8 г/т). Более низкая сереброносность характерна для участков II и III. В первом из этих объектов содержание серебра в рудах колеблется от 2 до 72 г/т, во втором оно редко превышает 25 г/т, в отдельных случаях достигая 45-50 г/т. Здесь повышенные концентрации серебра отчетливо тяготеют к резко обогащенным медью участкам рудных тел. Наименьшая сереброносность свойственна золото-кобальтовым рудам участков IU и U, в которых содержание серебра варьирует от долей до 3, редко - до 5-6 г/т.

Среди продуктов обогащения руд наиболее сереброносны медные концентраты участка I - 230 г/т и III - 100 г/т. Содержание серебра в кобальтовых концентратах - 100 г/т, а в молибденовых - 31 г/т. Основными минералами-носителями серебра в скарново-медных рудах являются халькопириты, а в медно-магнетитовых - борниты. Содержание серебра в халькопиритах колеблется в широком диапазоне, в среднем составляя 0,0125%. (по данным микрохимического анализа). Несколько повышенные концентрации элемента характерны для участка III ($c = 0,015\%$). На участке I отмечается незначительное снижение сереброносности халькопиритов с глубиной (от 0,01 до 0,003%). В халькопиритах отмечается слабая корреляция серебра с теллурием ($r = +0,341$) и цинком ($r = +0,323$). Значительно высокая концентрация серебра характерна для борнитов, в среднем составляя по участку I 0,12%.

В средней руднометасоматической зоне, помимо халькопирита, минералами-носителями серебра являются пирротины ($c = 0,001\%$) и пириты ($c = 0,001\%$). Во внешней зоне элемент концентрируется в арсенопиритах ($c = 0,002\%$) и глаукодах ($c = 0,003\%$), а также в редко встречающихся галенитах ($c = 0,1\%$) и сфалеритах ($c = 0,0007\%$).

З о л о т о

Золото является постоянным элементом-спутником молибденово-медных руд внутренней и средней метасоматической зоны, а во вне-

ней оно совместно с кобальтом приобретает самостоятельное промышленное значение, образуя собственно золото-кобальтовые залежи (участки IV и V).

Концентрация золота в молибденово-медных рудах колеблется в широком диапазоне от сотых долей до 2-3 г/т, в отдельных случаях достигая 10 г/т. Среди них наиболее золотосны рудные тела участков I и III. На первом из них особенно обогащена золотом (более чем в 5 раз) центральная часть основной рудной залежи, где содержание элемента по отдельным интервалам пробуренных скважин поднимается до 8,5-28,0 г/т. Распределение золота по падению этой крутопадающей залежи весьма неравномерное. Максимально высокая концентрация элемента отмечена на глубинах 100 и 400 м, где средние содержания золота повышены соответственно в 10 и 2,5 раза. Весьма обогащены этим элементом золото-кобальтовые руды. В них содержание золота достигает на отдельных участках нескольких десятков г/т.

В направлении от внутренней, приконтактной с гранитоидами зоны, к внешней отмечается, помимо роста степени концентрации золота, увеличение его пробыности и уменьшение отношения $Ag : Au$. Если в рудах внутренней зоны это отношение изменяется от 5 до 100, в отдельных случаях до 630, то уже в рудных телах внешней зоны золото преобладает над серебром при среднем значении $Ag : Au = 0,15$ (участок IV). В первых из них золото отчетливо коррелирует с теллурием ($r = +0,54$), висмутом ($r = +0,49$) и медью, то во-вторых - с золотом и висмутом.

Основными минералами-носителями золота внутренней и средней зоны являются борниты ($c = 20$ г/т), халькопириты ($c = 0,01-50$ г/т), пириты ($c = 14$ г/т) и пирротины.

Минералы-концентраторы золота внешней зоны представлены арсенопиритами и глаукодатами, содержащими этот элемент в количестве от 10 до 270, в отдельных случаях до 1000 г/т (при среднем содержании в глаукодотах - 200 г/т).

К о б а л ь т

Кобальт является широко распространенным элементом месторождений района. Интенсивность кобальтоносности руд зависит от положения скарных объектов в руднометасоматических зонах. Во внутренней и средней зоне кобальт представляет характерный эле-

мент-примесь золото-молибденово-медных руд, а во внешней совместно с золотом приобретает самостоятельное значение.

В золото-медных рудах концентрация кобальта варьирует по данным химических анализов групповых проб от 0,001 до 0,012%, во фланговых частях тел повышаясь до 0,04%, при среднем значении 0,003%. В золото-кобальтовых рудах содержание элемента достигает одного или более процента, в то время как концентрация меди резко падает до уровня 0,005-0,05% редко более.

Основным минералом-носителем кобальта в медных рудах внутренней зоны являются халькопириты ($c = 0,0012\%$) и борниты ($c = 0,001\%$). В средней зоне кобальт помимо халькопирита сосредоточен в пирротинах ($c = 0,05$, повышаясь в отдельных минералах до 0,08%), и пиритах ($c = 0,013\%$). Во внешней зоне, к локальным участкам которой приурочены золото-кобальтовые руды, широко развиты кобальтсодержащие минералы - глаукоdot ($c = 5,3-100\%$), кобальтин ($c = 32,4\%$), а также арсенопирит ($c = 0,220\%$).

Для халькопиритов и борнитов свойственна положительная корреляция кобальта с никелем ($r = 0,338 + 0,398$) и мышьяком ($r = 0,385 + 0,599$) и отрицательная - для месторождения I с висмутом ($r = 0,255 + 0,258$). В арсенопиритах кобальт коррелирует с теллуrom ($r = +0,714$), висмутом ($r = +0,815$), свинцом ($r = +0,607$), никелем ($r = +0,587$ и слабо - с серебром ($r = +0,324$), селеном ($r = +0,289$), а в пиритах - с никелем ($r = +0,444$), серебром ($r = +0,217$) и медью ($r = -0,237$).

В и с м у т

Висмут является наиболее характерным из элементов-примесей рассматриваемых месторождений. Распределение его в рудах весьма неравномерное и колеблется в широком диапазоне от 0,0003 до 0,3%. Повышенной висмутоносностью отличается основная рудная залежь участка I ($c = 0,0079\%$). В ней наиболее обогащены нижние и средние горизонты центральной и восточной части, где среднее содержание висмута достигает 0,1-0,27%. Отчетливо устанавливается увеличение концентрации элемента в рудах с глубиной. На участке II содержание висмута варьирует от 0,0005% до 0,01%, редко повышается на отдельных интервалах до 0,02-0,1%. Наиболее обогащена элементом северо-западная часть второго, самого крупного на участке рудного тела, где содержание висмута достигает 0,009-0,010%. Особо высокая концентрация элемента (0,03-0,1%) отмечена на северном

фланге участка П. Более низкая висмутоносность (0,0005-0,005, редко до 0,01%) свойственна золото-кобальтовым рудам месторождения IV. Здесь самая высокая концентрация элемента ($c = 0,294\%$) установлена в западной выклинивающейся части второй залежи вблизи контакта с известняками.

В золото-медных рудах отмечается корреляция висмута с медью ($r = +0,437$), золотом ($r = +0,49$), серебром ($r = +0,61$) и мышьяком ($r = +0,483$). На участках I и III характерна также прямая корреляция элемента с теллуром ($r = +0,55$). На втором участке эта связь ослабевает и принимает отрицательный знак ($r = -0,153$).

Среднее содержание висмута в медных концентратах - 0,102%, кобальтовых - 0,026%. Наиболее висмутоносны продукты обогащения медных руд участка I ($c = 0,126\%$), менее - участка П ($c = 0,072\%$) и III ($c = 0,016\%$). Для них свойственна прямая корреляция висмута с теллуром ($r = +0,381$) и селеном ($r = +0,423$), которая особенно отчетливо проявлена на участке I ($r = +0,446$ и $r = +0,437$). На втором участке корреляционная связь между этими элементами резко ослабевает ($r = -0,196$ и $r = -0,069$).

Главными минералами-носителями и концентраторами висмута являются борниты и халькопириты. Наиболее висмутоносны борниты, содержание рассматриваемого элемента в которых колеблется от 0,1 до 1,0 и более % при среднем значении 0,48%. Обогащенность борнитов висмутом с глубиной понижается с 0,63 (100 м) до 0,28% (200-250 м). Значительно более низкая висмутоносность свойственна халькопиритам ($c = 0,0045\%$). Наиболее обогащены элементом халькопириты участков I ($c = 0,01\%$) и III ($c = 0,005\%$), менее - второго (0,0012%).

В средней руднометасоматической зоне основными минералами-носителями висмута, помимо халькопиритов, являются пирротины и в меньшей степени - пириты, а во внешней арсенопириты, глаукоциты и кобальтины. Содержание висмута в пирротинах составляет 0,15%, в пиритах - 0,02%, арсенопиритах - 0,153%, в галенитах - 0,1 и сфалеритах - 0,005%. Для борнитов свойственна положительная корреляция висмута с мышьяком ($r = +0,563$), свинцом ($r = +0,313$), селеном ($r = +0,289$) и отрицательная - с никелем ($r = -0,369$) и кобальтом ($r = -0,285$). Для халькопиритов характерна связь висмута с никелем ($r = -0,204$) и теллуром ($r = +0,142$). Последняя особенно четко проявлена на участке III ($r = +0,998$). В арсенопиритах висмут коррелирует с кобальтом ($r = +0,815$), селеном ($r = +0,594$), сурьмой ($r = +0,428$), теллуром ($r = +0,282$), свинцом

($r = +0,353$) и никелем ($r = +0,313$), а в пиритах - с серебром ($r = +0,856$), медью ($r = +0,684$), свинцом ($r = +0,544$) и кобальтом ($r = +0,177$).

Т е л л у р

Теллур широко развит в месторождениях района. В рудах содержание колеблется в широком диапазоне - от 0,0001 до 0,00758% при среднем содержании - 0,0006%. Особо высокие концентрации элемента свойственны участку I. Здесь наиболее обогащены теллуром средние и нижние горизонты центральной и юго-восточной части основной рудной залежи, в которых содержание элемента достигает соответственно 0,0054 и 0,0022%. В целом, отмечается увеличение концентраций теллура с глубиной при некотором обеднении нижних выклинивающихся частей рудных тел и незначительном обогащении зоны окисления. Более равномерное распределение теллура характерно рудам участка II при вариации содержаний в пределах 0,0004-0,0009%. Теллуриноспособность руд участка III, по сравнению с первым и вторым, несколько понижена и колеблется в пределах 0,0004-0,00067% при среднем значении 0,00055%.

В рудах участка I теллур отчетливо коррелирует с медью ($r = +0,33$), висмутом ($r = +0,55$), золотом ($r = +0,45$), серебром ($r = +0,54$) и селеном. На участке II характерна прямая очень тесная связь теллура с селеном ($r = +0,999$), более слабая - с медью ($r = +0,34$) и отрицательная - с висмутом ($r = -0,426$).

Среднее содержание теллура в медных концентратах составляет 0,005% при отчетливой корреляции элемента с селеном ($r = +0,502$) и висмутом ($r = +0,381$). Наиболее обогащены теллуром медные концентраты участка I ($c = 0,006\%$), менее - участка II ($c = 0,005\%$). Низкие содержания элемента ($c = 0,002\%$) свойственны продуктам обогащения участка III. По мере уменьшения теллуриноспособности медных концентратов ослабевает корреляционная связь теллура с висмутом и селеном.

Основными минералами-носителями теллура являются халькопириты, борниты, в меньшей степени - пириты, пирротины, а во внешней зоне - арсенипириты и кобальтины. Распределение теллура в халькопиритах имеет неравномерный характер и приближается к логнормальному закону. Среднегеометрическое содержание элемента в этом основном минерале по результатам микрохимического анализа составляет 0,0013% (по III пробам). Наиболее обогащены теллуром халькопи-

риту участка I ($c = 0,003\%$). На нем отмечается увеличение концентраций теллура в халькопиритах с глубиной, с понижением в выклинивающихся частях рудных залежей. Теллураносность халькопиритов участков II и III значительно ниже $- 0,0007\%$. В халькопиритах теллур коррелирует с серебром ($r = +0,341$), слабее $-$ с висмутом ($r = +0,142$) и цинком ($r = +0,114$). Более обогащены теллуrom борниты. В них среднее содержание элемента составляет по данным спектрального анализа $- 0,02\%$, по результатам микрохимических определений $- 0,0075\%$.

Для борнитов характерна положительная корреляция теллура с цинком ($r = +0,391$), свинцом ($r = +0,827$), более слабая $-$ с никелем ($r = +0,134$) и отрицательная $-$ с селеном ($r = -0,600$), серебром ($r = -0,104$), кобальтом ($r = -0,148$) и мышьяком ($r = -0,174$). Обогащены теллуrom и арсенопириты, в которых средняя концентрация элемента составляет $0,009\%$. Повышенная теллураносность ($0,06\%$) свойственна кобальтинам. В арсенопиритах характерна положительная корреляция теллура с кобальтом ($r = +0,714$), серебром ($r = +0,568$), свинцом ($r = +0,771$), цинком ($r = +0,479$), никелем ($r = +0,377$), слабая $-$ с висмутом ($r = +0,282$) и отрицательная $-$ с селеном ($r = -0,240$). Более низкая теллураносность ($c = 0,002\%$) характерна для пиритов и пирротинов.

С е л е н

Распределение селена в руднометасоматических образованиях района имеет много общих черт с теллуrom. Селен является постоянным спутником золото-молибденово-медных руд, в которых его содержание варьирует в широких пределах от $0,0001$ до $0,0020\%$, редко $-$ до $0,027\%$ при среднем значении $0,00055\%$. Обогащены селеном участки рудных тел с повышенной концентрацией меди и теллура.

Особенно высокая концентрация селена ($c = 0,00065\%$) свойственна рудам месторождения I. Наиболее обогащены средние и нижние горизонты центральной и южной части основной рудной залежи, где содержание селена увеличивается соответственно до $0,0032$ и $0,0017\%$. Отмечается некоторое повышение содержаний селена в рудах с глубиной, хотя эта тенденция выражена не столь отчетливо как для теллура. Так, среднее содержание селена в первой залежи возрастает с $0,00065$ на верхних горизонтах до $0,0012\%$ на средних и до $0,0017\%$ на нижних. Характерно некоторое обогащение селеном зоны окисления рудных тел.

Высокие концентрации селена при его более равномерном распределении характерны рудам участка II, в которых содержание элемента изменяется в небольшом диапазоне (0,0005–0,001%, в отдельных случаях до 0,0060%). Меньше селена ($c = 0,00046\%$) на участке III.

Селен в рудах отчетливо коррелируется (участок I, $r = +0,45$, участок II, $r = +0,426$), теллуром (участок II, $r = +0,999$), серебром (участок I, $r = +0,31$, участок II, $r = +0,44$) и серой ($r = +0,48$).

Насыщенность селеном медных концентратов в рудной зоне варьирует в пределах 0,001–0,025 при среднем значении 0,007%. В них селен отчетливо коррелирует с теллуром ($r = +0,502$) и висмутом ($r = +0,423$). Наиболее обогащены селеном концентраты участка I ($c = 0,008\%$). Значительно низкие содержания элемента свойственны медным концентратам участков II и III ($c = 0,004\%$).

Основная масса селена сосредоточена в халькопиритах, борнитах, пиритах, пирротинах, арсенопиритах, глаукодах, кобальтинах. Содержание селена в халькопиритах колеблется в диапазоне 0,0006–0,045%, в среднем составляя 0,0032%. Наиболее обогащены селеном халькопириты участка I ($c = 0,0047\%$) и II ($c = 0,0065\%$). В халькопиритах участка III отмечается пониженное содержание селена ($c = 0,001\%$). Среднее содержание селена в борнитах – 0,005%. Значительно низкая концентрация селена ($c = 0,001\%$) свойственна пиритам и арсенопиритам. Резко обогащены элементом кобальтины ($c = 0,01\%$) и пирротины ($c = 0,25\%$).

В халькопиритах разных объектов селен коррелирует со свинцом ($r = +0,382$) и никелем ($r = +0,152$). Степень корреляции варьирует на разных месторождениях. Если на участке II отмечается прямая корреляция селена с никелем ($r = +0,346$), слабая – с висмутом ($r = +0,103$) и отрицательная – с теллуром ($r = -0,218$), то на участке III связь с последними двумя элементами исчезает и устанавливается слабая корреляция с серебром ($r = +0,166$). На участке I связь селена с никелем ослабевает ($r = +0,095$) и резко возрастает со свинцом ($r = +0,523$).

Рений

Рений является постоянным спутником молибденовой минерализации. Содержание его в молибденовых концентратах варьирует от 0,0002 до 0,028%, в среднем составляя 0,0027% (по 43 пробам). Для медных и кобальтовых руд рений не характерен. Он установлен

лишь в одном из медных концентратов участка III в количестве 0,004%. В медных и кобальтовых концентратах участка I рений не выявлен. Лишь в концентратах, содержащих примесь молибдена ($C_{Mo} = 0,3-0,5\%$), он улавливается в количестве 0,0001-0,0002%.

Основным минералом-концентратом рения является молибденит. В них содержание элемента колеблется от 0,012 до 0,033% при среднем значении 0,018 (4 пробы). Из других минералов рений установлен лишь в халькопиритах, в которых он улавливается в редких случаях полуколичественными анализами в виде следов.

Б.Р. Берикболов

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ОСОБЕННОСТЯХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-СПУТНИКОВ В РУДАХ, ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ САЯКСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Из редких и рассеянных элементов в рудах Саякских месторождений промышленную ценность могут представлять селен, теллур, висмут и серебро. Именно эти элементы были выбраны нами для более подробного изучения.

Висмут, селен и теллур постоянно присутствуют в медных рудах. Наибольшие концентрации их доказаны в халькопирите и борните, в пирите значительно ниже. Висмут присутствует также в эпидотах. Из минералов зоны окисления незначительные содержания селена (0,0007%) и теллура (0,0002%) отмечены в малахите.

Данные о содержании Se и Te в отдельных минералах месторождения Саяк I приведены в табл. I.

Нерудные минералы (гранат, хлорит, кальцит, эпидот, кварц, аксинит и др.) оказываются лишенными селена и теллура.

Практически интересные концентрации селена, теллура и висмута целиком приурочиваются к сульфидным минералам меди. Руды с максимальным содержанием халькопирита и борнита являются наиболее богатыми селеном, теллуrom и висмутом.

Т а б л и ц а I

Содержание Se и Te на месторождении Саяк I

Минералы	Se	Te	Количество анализов
Халькопирит	0,0075	0,0045	127
Борнит	0,003	0,0024	27
Пирит	0,001	0,001	2
Магнетит	0,0004	0,0004	30
Малахит	0,00014	0,0002	7

Содержание селена в медно-сульфидных концентратах колеблется от 0,002 до 0,01%, теллура – от 0,001 до 0,1%. "Хвосты" почти совсем не содержат теллура, а селен до 0,005% отмечается в них лишь в единичных случаях.

Вкрапленные руды в гранодиоритах значительно беднее селеном, теллуrom и висмутом, чем скарновые. Это объясняется прежде всего более низкой концентрацией в них сульфидов (в отличие от скарновых руд). Содержание селена колеблется от нуля до 0,0005%, теллура – от нуля до следов, редко до 0,0005% и висмута – от 0,0005 до 0,0025%, редко до 0,003–0,0035%. Отношение селена к теллуру во вкрапленных рудах составляет примерно от 1,2:1 до 44:1.

На площадях месторождений селен, теллур, висмут и серебро распределены в основном равномерно. Максимальные их концентрации (по содержаниям и объемам) устанавливаются в их восточной (месторождение Саяк I) и южной (месторождения Тастау, Саяк III, Саяк IV) частях, в непосредственной близости к интрузивному, а также в западной (месторождение Саяк I) и северной (месторождения Тастау, Саяк III, Саяк IV), наиболее удаленных от контакта частях, в зоне перехода скарнов в известняки. В вертикальном разрезе карбонатной толщи наиболее богатые селеном, теллуrom, висмутом и серебром руды локализируются в рудных телах, тяготеющих к ее верхним горизонтам. Такая же картина наблюдается и в самом рудном теле, т.е. верхние горизонты (400, 450, 500, 550 м) его характеризуются высокими содержаниями перечисленных элементов.

На месторождении Саяк I часто отмечается увеличение содержания селена до 0,001–0,0012% в профилях II, I7, I8 и I9, теллура до 0,0017–0,0042% в профилях IO, II, I7, I8 и I9, висмута до

0,009-0,027% в профиллях IО, II, I8, I9 и серебра до 9-25% в профиллях I3 и I9. Отношение селена к теллуру здесь колеблется в пределах от I:I до I:6.

Приконтактовая часть скарновых руд с песчаником почти не содержит селена и теллура, висмут и серебро встречаются в очень низких концентрациях.

Установлено, что с глубиной содержание теллура увеличивается, а селена - не изменяется, лишь в отдельных случаях уменьшается.

Некоторое обогащение, особенно селеном, наблюдается в зоне окисления приконтактовой части медно-скарновых руд и гранодиоритов. По-видимому, это объясняется тем, что селен и теллур, находящиеся в сульфидных месторождениях, подвергаясь окислению, подобно соединениям серы, переходят в раствор. Обладая способностью легко восстанавливаться, в главной своей массе селен и теллур вновь выпадают, преимущественно в виде элементарных соединений. Поэтому зона окисления сульфидных месторождений содержит эти элементы примерно в тех же количествах, что и первичные руды [6, 7].

Тонкими минералогическими исследованиями установлено, что висмут и теллур в саякских месторождениях представлены самостоятельными минеральными формами, образующими микроскопические выделения в сростаниях сульфидов меди. По предварительным данным Е.И.Кузнецовой (ИГН АН КазССР), известны два минерала селена - вейссит и клокманит.

Серебро представлено самостоятельными или комплексными минералами, обычно тесно ассоциирующими с минералами висмута, теллуристыми соединениями и блеклыми рудами. Наряду с этим, анализом мономинеральных проб устанавливается постоянное присутствие изоморфного серебра в халькопирите, борните, пирите, пирротине, арсенопирите.

В результате исследований минералогического состава руд Е.И.Кузнецовой, Г.Е.Нарвайт и другими установлены следующие минералы селена, теллура, висмута и серебра (табл.2).

Отметим, что минералы (вейссит, клокманит, клапротит), обнаруженные Е.И.Кузнецовой, являются очень редкими и в рудах описываемых месторождений изучены впервые.

По вопросам об особенностях концентрации и рассеяния редких элементов имеется целый ряд важных обобщений, где в первую очередь следует указать на работы Д.С.Коржинского [2, 3], Л.Н.Овчинникова [4, 5] и т.д.

Т а б л и ц а 2

Элементы	Минерал и его формула	Элементы	Минерал и его формула
Se	Вейссит Ag_2Se Клокманит $CuSe$	Bi	Витихенит Cu_3BiS_3 Клапротит $Cu_6Bi_4S_9$ Казолит $PbBi_2S_5$ Галееввисмутит $PbBi_2S_4$
	Тетрадимит $BiTe_2S$ Теллуровисмутит Bi_2Te_3		Ag
Te	Гессит Ag_2Te Каливерит $AuTe_2$ Сильванит $(Ag, Au)Te_2$ Креннерит $AuTe$	Гессит Ag_2Te Матильдит $AgBiS_2$ Сильванит $(Ag, Au)Te$ Аляскаит $(Ag, Cu)_2PbBi_4S_8$ Самородное серебро Ag	
	Bi	Висмутин Bi_2S_3 Айкинит $CuPbBiS_3$ Эмплектит $CuBiS_2$	

Факторы, от которых зависит концентрация редких рассеянных элементов, приведены А.М.Быбочкиным [1]. Наиболее трудно учитываемые из них — геологические.

Геологические факторы чрезвычайно изменчивы и оказывают на накопление элементов-спутников часто большее влияние, чем геохимические свойства последних.

Основные положения влияния геологических факторов, выявленные Л.Н.Овчинниковым [4, 5], следующие:

1. Максимальные содержания элементов-примесей в различных минералах, как правило, пространственно совпадают между собой.
2. Содержания элементов-примесей часто уменьшаются от центра рудного тела к периферии.
3. Максимумы содержания элементов-примесей отвечают каналам свободной циркуляции, в стороны от которых происходило просачивание растворов и не всегда совпадают с простиранием рудных тел.
4. Благодаря малой концентрации, элементы-примеси обладают меньшей подвижностью по сравнению с основными компонентами и всегда отстают от них.
5. На содержание элементов-примесей в минералах сказывается температура формирования — более ранние генерации содержат большее их количество.

6. При высоких температурах вследствие большей подвижности распределение редких элементов равномернее, чем при низких.

7. Наблюдается падение содержаний при переходе от массивных рудных тел к вкрапленным ореолам.

Все выводы А.Н.Овчинникова основаны на введенном Д.С.Коржинским [3] понятии о геохимической подвижности элементов, определяющейся диффузионными и инфильтрационными явлениями, и справедливы для таких редких элементов в контактово-метасоматических месторождениях как Ti, V, Co, Ni, Cr, Mn, Zn, P, TR и некоторых других. Все эти элементы образуют самостоятельные минеральные формы, явления изоморфизма для них играют меньшую роль, чем для типичных редких рассеянных элементов: Ga, In, Ge, Tl, Se, Te, Cd. Поэтому внутренние геохимические свойства этих элементов в атомном и ионном состоянии, существенные при изоморфизме, могут для них не учитываться.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Б у б о ч к и н А.М. Рассеянные элементы в рудах цветных металлов и методика оценки их запасов. Разведка и охрана недр, № 6, 1960.

2. К о р ж и н с к и й Д.С. Подвижность и инертность компонентов при метасоматической зональности. Изв.АН СССР, серия геологическая, № 1, 1936.

3. К о р ж и н с к и й Д.С. Понятие о геохимической подвижности элементов. Записки Всесоюзного минералогического общества, ч.71, № 3-4, 1942.

4. О в ч и н н и к о в Л.Н. Закономерности распределения элементов-примесей в контактово-метасоматических месторождениях. Труды ГТИ, Уральский филиал АН СССР, вып.32, 1959.

5. О в ч и н н и к о в Л.Н. Элементы-примеси как индикаторы процессов рудообразования и использование закономерностей их распределения при поисках и разведке рудных месторождений. Химия земной коры, т.2. Труды геохимической конференции, посвященной столетию со дня рождения В.И.Вернадского, 1964.

6. С и н д е е в а Н.Д. Материалы к геохимии селена. Труды института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких земель. Изв.АН СССР, вып.1. М., 1957.

7. С и д е е в а Н.Д. Минералогия, типы месторождений
и основные черты геохимии селена и теллура. Изв.АН СССР, 1959.

М.А.Васильев, Е.В.Пучков

ЗАВИСИМОСТЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
ОТ ТИПА ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ИЗМЕНЕНИЯ
НА КЕНЬКУДУК-КАСЫРКАЗГАНСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ
(СЕВЕРНОЕ ПРИБАЛХАШЬЕ)

В пределах рудного поля выделяются осадочный чехол силура (песчаники, алевролиты) и 5 интрузивных комплексов, характеризующихся своими геохимическими особенностями. Наиболее распространенными рудными элементами являются медь, молибден, серебро, свинец, цинк и олово. В табл. I приведены статистические характеристики этих элементов для каждого интрузивного комплекса с учетом литологических разновидностей пород.

Устанавливается, что для всех интрузивных пород, за исключением жаксытаралинского и балхашского комплексов, повышенному естественному фону для меди (156-212 г/т) соответствует и более высокий по молибдену (4-4,9 г/т). Для пород калдырминского комплекса характерен наиболее высокий фон свинца и цинка (33 г/т; 48 г/т) и низкий по олову (1,8 г/т).

Анализируя характер распределения основных рудных элементов в гранитах верхнего девона, подвергнутых различным типам гидротермальных изменений, можно отметить следующее: 1) наибольшие содержания меди тяготеют к разновидностям пород, в которых проявлены процессы калишпатизации, серицитизации, а наименьшие - к породам, где отсутствует серицитизация или вообще какое-либо изменение; 2) аналогичную тенденцию имеют молибден, серебро, олово и свинец. Привлекает внимание противоположная позиция цинка, максимальное содержание которого отмечается в кварцованных гранитах, а минимальное - в породах, затронутых всеми остальными видами гидротермальных изменений (табл. 2).

Установлена вполне отчетливая тесная корреляция ($r > 0,50$)

Таблица I

Статистические характеристики и коэффициенты корреляции
для пород Кемьгудук-Исакюрканского рудного поля

Название породы и возраст	Статистическая характеристика и значимость	Pb-Cu	Pb-Ag	Pb-Zn	Pb-Mo	Pb-Sn	Cu-Ag	Cu-Zn	Cu-Mo	Cu-Sn	Ag-Zn	Ag-Mo	Ag-Sn	Zn-Mo	Zn-Sn	Mo-Sn	Числитель - \bar{x} г/т, знаменатель - S^2 г/т						n
																	Pb	Cu	Mo	Ag	Zn	Sn	
1. Двориты, дворитовые порфириты (I, II)	0,26	0,31	0,18	0,30	0,28	0,32	0,61	0,44	0,76	0,55	0,22	0,65	0,42	0,37	0,32	0,54	20 19	147 100	2,2 1,8	0,13 0,11	27 26	2,3 2,5	45-52
2. Кварцевые порфириты (I, II)	0,34	0,52	0,16	0,35	0,34	0,66	0,38	0,43	0,41	0,48	0,35	0,60	0,13	0,27	0,29	0,32	10 8	62 101	1,1 1,8	0,14 0,14	22 26	2,8 2,9	23-25
3. Граниты М/з (I, II)	0,11	-0,09	0,46	0,06	0,17	0,07	0,13	-0,03	0,11	0,14	-0,27	-0,17	-0,23	0,76	0,65	0,81	24 18	133 100	3,4 3,1	0,21 0,13	24 33	1,6 1,8	613-639
4. Граниты с/з (I, II)	0,25	0,21	0,35	0,087	0,52	0,47	0,54	-0,007	0,62	0,23	0,16	0,57	0,29	-0,08	0,22	0,36	23 17	101 185	4,9 3,1	0,27 0,13	48 33	3,4 1,8	34-56
5. Гранит-порфириты (I, II)	0,32	-0,01	0,29	0,11	0,10	0,32	0,35	0,14	0,33	0,19	0,08	0,47	0,15	-0,14	-0,11	0,23	29 18	156 123	4,0 1,9	0,27 0,15	48 33	3,9 2,1	206-232
6. Гранодиориты (I, II)	0,33	0,07	0,14	0,32	0,28	0,47	0,64	-0,16	0,74	0,28	0,18	0,54	0,49	-0,21	0,37	0,45	17 12	166 183	3,2 1,7	0,18 0,12	45 24	2,1 1,1	110-123
7. Граниты К/з (I, II)	0,26	0,15	0,13	0,27	0,18	0,58	0,35	-0,02	0,67	0,26	0,051	0,49	0,42	0,13	0,22	0,48	22 14	212 231	4,0 2,4	0,27 0,15	32 26	2,0 1,4	594-721
8. Песчаники, алевролиты	0,37	-0,20	-0,35	0,63	0,15	0,44	0,51	-0,03	0,44	0,41	-0,26	0,25	0,14	0,09	0,41	0,25	21 13	138 180	5,2 2,9	0,29 0,21	51 43	3,8 2,7	16-21

- А) Дваксытаганский комплекс.
 XX) Калдырминский комплекс.
 XXX) Коунрадский комплекс.
 XXXX) Балхавский комплекс.

Таблица 2

Коэффициенты корреляции элементов в окварцованных
гранитах верхнего девона

Элементы:	Pb	Zn	Ag	Mo	Sn	\bar{X}	S	n	5%-ный уровень значимости
Cu	-0,22	-0,28	-0,17	0,80	-0,24	212,5	202,8	8	0,62
Pb		0,73	-0,26	-0,22	-0,00	46,6	36,9	8	0,62
Zn			-0,55	-0,28	0,02	154,9	320,0	8	0,62
Ag				-0,17	0,23	0,46	0,59	8	0,62
Mo					-0,23	8,6	15,6	8	0,62
Sn						1,8	0,9	8	0,62

ИВІ

в неизменных разностях пород между медью и молибденом, свинцом и оловом, менее тесная, но достоверная — между медью, серебром и оловом; свинцом и цинком, серебром и молибденом, молибденом и оловом. При этом связь между медью и молибденом сохраняется в окварцованных и калишпатизированных гранитах независимо от степени изменения (табл.3). Высокий коэффициент корреляции пары медь-молибден свидетельствует о близости времени миграции и места локализации этих двух основных элементов. В гранитах, в которых проявлены одновременно слабая калишпатизация, окварцевание и серицитизация, устанавливается тесная корреляция элементов: серебро-молибден, свинец-цинк, молибден-олово, серебро-цинк и менее тесная, но достоверная связь между элементами: медь-свинец-серебро, цинк-молибден, цинк-олово, серебро-олово. При средней степени калишпатизации, окварцевании и слабой серицитизации меняется сочетание элементов, имеющих такую же корреляционную связь: медь-цинк, медь-серебро и серебро-молибден. Слабая связь наблюдается только между медью и оловом. Таким образом, с усилением степени гидротермального изменения тесная корреляционная связь между некоторыми элементами не сохраняется, что объясняется перераспределением их концентраций.

Обогащение некоторыми элементами в зависимости от степени изменения пород можно наблюдать при сопоставлении отношений $Cu:Zn$, $Cu:Mo$, $Cu:Ag$, $Pb:Zn$, $Pb:Cu$, $Pb:Ag$, $Zn:Ag$ (табл.4). Из таблицы видно, что в окварцованных гранитах шло относительное накопление цинка, свинца, серебра и молибдена, а в окварцованных, калишпатизированных и серицитизированных породах — обогащение медью и молибденом. Увеличение коэффициента обогащения не всегда сопровождается увеличением содержания элементов в породах (рудах). Так например, в окварцованных гранитах относительное обогащение молибдена сопровождается увеличением содержания, а при совместном проявлении окварцевания, калишпатизации и серицитизации — уменьшением.

Проведенная статистическая обработка по установлению ранговой корреляции рудных элементов в гранит-порфирах, подвергнутых разным видам гидротермальных изменений, позволила сделать следующие выводы:

1. Резко повышается среднее содержание основных компонентов (меди и молибдена) в гранит-порфирах первой фазы внедрения.
2. Основная концентрация меди и молибдена происходит в окварцованных и серицитизированных породах.

Таблица 3

Коэффициенты корреляции элементов в окварцованных,
кальцитизированных и серицитизированных гранитах
верхнего девона

Элементы	Pb	Zn	Ag	Mo	Sn	\bar{X}	S	n	5%-ный уровень значимости
Cu	0,44	0,33	0,45	0,52	0,14	1098,3	1440,5	30	0,30
Pb		0,73	0,47	0,45	0,28	42,5	8,7	30	0,30
Zn			0,60	0,42	0,33	32,2	17,1	30	0,30
Ag				0,64	0,43	0,86	1,06	30	0,30
Mo					0,57	30,7	45,7	30	0,30
Sn						2,1	1,3	30	0,30

Т а б л и ц а 4

Сопоставление отношений содержания элементов
в гранитах с различными видами гидротермальных
изменений

Отношения элементов	Гранит неизмененный	Гранит окварцованный	Коэффициент обогащения	Гранит окварцованный и калишпатизированный	Коэффициент обогащения	Гранит окварцованный, калишпатизированный и серицитизированный	Коэффициент обогащения
Cu:Zn	3,73	1,37	-2,7	10,2	+2,7	34,0	+9,1
Cu:Ag	1020	461	-2,2	832	-1,2	1270	+1,2
Cu:Mo	65,5	24,6	-2,7	48,2	-1,3	35,4	-1,9
Pb:Cu	0,11	0,22	+2,0	0,05	-2,2	0,04	-2,7
Pb:Zn	0,41	0,30	-1,4	0,49	+1,2	1,32	+3,2
Pb:Ag	10,2	100	+10,0	39,7	+3,9	49,3	+4,8
Zn:Ag	258	338	+1,3	81,6	-3,1	37,4	-6,9

Таблица 5

Коэффициенты корреляции элементов
в неизменных гранит-порфирах
первой фазы

Элементы	Pb	Zn	Ag	Mo	Sn	\bar{x}	S	n	5%-ный уровень значимости
Cu	0,58	0,58	0,44	0,61	0,25	143,6	433,1	70	0,20
Pb		0,67	0,26	0,31	0,28	43,6	55,4	70	0,20
Zn			0,04	0,25	0,34	72,28	70,30	70	0,20
Ag				0,46	-0,02	0,29	0,15	70	0,20
Mo					0,31	3,23	2,80	70	0,20
Sn									

Таблица 6

Коэффициент корреляции элементов
в неизменных гранит-порфирах
второй фазы

Элементы	Pb	Zn	Ag	Mo	Sn	\bar{x}	S	n	5%-ный уровень значимости
Cu	-0,01	0,14	0,35	0,33	0,19	446,1	400,9	26	0,32
Pb		0,11	0,29	0,10	0,32	39,2	60,2	26	0,32
Zn			0,08	-0,14	-0,11	43,4	26,4	26	0,32
Ag				0,47	0,15	0,66	0,67	26	0,32
Mo					0,23	15,9	29,2	26	0,32
Sn						1,98	1,25	26	0,32

Таблица 7

Коэффициенты корреляции элементов в серицитизированных гранит-порфирах первой фазы

Элементы	Pb	Zn	Ag	Mo	Sn	\bar{x}	S	n	5%-ный уровень значимости
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Cu	0,15	-0,32	0,42	0,27	0,33	860,7		14	0,45
Pb		0,54	0,30	-0,10	0,69	23,7	17,1	14	0,45

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Zn				0,00	0,27	0,47	67,1	60,6	14	0,45
Ag					0,27	0,57	0,51	0,42	14	0,45
Mo						0,25	12,7	20,1	14	0,45
Sn							1,75	1,09	14	0,45

Т а б л и ц а 8

Сравнение отношений элементов в
различно измененных гранит-пор-
фирах

Отноше- ния эле- ментов	Неизме- ненные породы	Серицити- зированные поро- ды	Кэффи- циент обога- щения	Оквар- цован- ные и серицити- зированные породы	Кэф- фици- ент обога- щения	Пропи- литы- зированные породы	Кэффи- циент обога- щения
Сu: Zn	10,3	12,8	+1,2	11,2	+1,1	9,55	-1,1
Сu: Ag	675	1701	+2,5	790	+1,2	1620	+2,4
Сu: Mo	28	68,0	+2,4	7,8	-3,6	77	+2,7
Pb: Сu	0,09	0,03	-3,0	0,10	+1,1	0,04	-2,2
Pb: Zn	0,90	0,35	-2,6	1,13	+1,2	0,43	-2,1
Pb: Ag	59,2	46,4	-0,8	80,0	+1,3	72	+1,2
Zn: Ag	65,8	131	+2,0	70,5	+1,1	170	+2,6

3. Отсутствуют тесные корреляционные связи между основными элементами, особенно в гидротермально измененных породах (т.е. с повышением содержания меди и молибдена в рудах теряется корреляция между ними).

4. В отличие от меди и молибдена в серицитизированных гранит-порфирах сохраняется тесная связь между серебром и оловом, оловом и свинцом, свинцом и цинком (табл.5,6,7).

Обогащение основными элементами медью и молибденом, серебром и свинцом в гидротермально измененных породах четко прослеживается в табл.8. При этом относительное обогащение молибденом происходит в окварцованных разностях гранит-порфиров.

Таким образом, проведенные исследования по установлению корреляционных связей элементов на месторождениях Каскыр-Казган и Кенъкудук, подтверждают выводы, сделанные для месторождений Центрального Казахстана (Пучков, Гильмутдинов, 1971) и Алмалыкского рудного района (Голованов и др., 1974; Викторов и др., 1969), о связи медно-молибденовой минерализации с процессами серицитизации, пропицитизации и окварцевания.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Викторов В.Ф., Мещанинов Е.Э., Азин В.Н., Воронцов В.И. Влияние околорудных измененных пород на размещение оруденения. Материалы симпозиума "Критерии рудоносности метасоматитов", Алма-Ата, 1969.

2. Голованов И.И., Тулегенов Т., Рахубенков А.Т. Количественная оценка соотношения кварцево-серицитовых метасоматитов и меднопорфировых руд месторождения Дальнего (Алмалык, УзССР). В сб. Критерии рудоносности метасоматитов. Труды Симпозиума, часть II, Алма-Ата, 1974.

3. Пучков Е.В., Гильмутдинов Г.Х. Геохимические особенности меднопорфировых месторождений Северного Прибалхашья, Алма-Ата, 1971.

Т.Г.Мулдагалиев, К.С.Сейдахметов

НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО
ОРУДЕНЕНИЯ В ТЕКЕЛИ-КОКСУЙСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ
ДЖУНГАРСКОГО АЛАТАУ

Все известные месторождения и большая часть рудопроявлений полиметаллов Джунгарского Алатау сконцентрированы преимущественно в Текели-Коксуйском рудном районе, включающем в себя южные склоны гор Джунжурек, горы Сууктыбе и урочища Токтамыс и Назар. В тектоническом плане полиметаллическое оруденение этого района располагается в краевых частях Южно-Джунгарского антиклинория, который по величине и месту формирования соответствует Текелийской структурно-формационной зоне, консолидированной в каледонскую эпоху складчатости. К северному крылу антиклинория приурочены месторождения и рудопроявления Текелийского рудного поля (Текели, Яблоновое, Жельжота, Александровское, Койлимбаи, Попутное и др.), к южному - Сууктыбе-Коксуйское (Центральное Сууктыбе, Восточное Сууктыбе, Западное Сууктыбе, Коксу, Кюелы, Амланды, Скалистое и др.)

Совершенно четко устанавливается зависимость локализации оруденения от положения мобильных долгоживущих разрывных нарушений. Полиметаллические месторождения и рудопроявления Текели-Коксуйского района возникли в местах пересечения и примыкания явных и скрытых глубинных разломов (Текели-Сайрамюрского, Солдатсайского, Текели-Усекского и др.) и имеют линейно-узловой характер распределения (Казанин, Кажов и др., 1966; Мулдагалиев, 1972; Мулдагалиев, Мурсалимов, Сейдахметов, 1973 и др.).

Оруденение локализовано в узком возрастном интервале нижнепалеозойских образований - в текелийской и верхах сууктыбинской свит. Однако все известные промышленные месторождения и подавляющее большинство проявлений полиметаллов находятся в отложениях текелийской свиты, характеризующейся пестрым литологическим составом (различные сланцы, песчаники, конгломераты, горизонты доломитов и доломитизированных известняков, эффузивы андезитовых и

диабазовых порфиритов и их туфов), сложным чередованием различных по характеру пород, фациальной изменчивостью отложений по простиранию и падению.

Рудные тела Текели-Сууктубинской группы месторождений приурочены к прослоям и горизонтам окремненных доломитизированных известняков и доломитов, залегающих среди углисто-глинистых, углисто-кремнистых и песчано-глинистых отложений текелийской свиты. Для них характерны согласное залегание с вмещающими породами, пластичные и линзообразные формы залежи, крутые углы падения и большая глубина погружения.

Существенное влияние на распределение полиметаллической минерализации в стратиграфическом разрезе текелийской свиты оказали тороды с резко отличающимися физико-механическими и химическими свойствами. Горизонты хрупких карбонатных пород, обладающие высокой пористостью, трещиноватостью и проницаемостью, находящиеся среди механически анизотропных толщ (сланцев, песчано-глинистых пород), являлись благоприятными для локализации оруденения. Породы с относительно более повышенной пластичностью часто служили своеобразным геохимическим барьером на пути движения рудных растворов и ограничивали распространение рудных тел по восставанию. Последние особенно характерны для месторождений Центральное Сууктубе и Коксу, локализующихся в различных частях одного и того же песчано-сланцевого горизонта (в кровле - Центральное Сууктубе, в подошве - Коксу), который служил надежным экраном в процессе формирования этих рудных объектов (рис.1).

Рудная минерализация отмечается в разных частях стратиграфического разреза текелийской свиты (рис.1, 2), однако благоприятными для концентрации руд промышленного значения являются участки разреза, где резко увеличивается мощность свиты (Мурсалимов, Орлов, 1964), что вызвано пластическим течением пород (Кяюпов, 1964; Казанин, 1964) во время интенсивных складчатых деформаций. Такие участки отмечаются на крыльях линейных структур второго и более высоких порядков, а также в их замковых частях. В результате интенсивных тектонических движений, проявившихся как на границе пород различного литологического состава с резко отличающимися физико-механическими свойствами, так и слоями внутри механически однородных толщ возникали межпластовые отслоения, сопровождающиеся зонами интенсивной трещиноватости, дробления и брекчирования, которые являлись благоприятными для локализации промышленного оруденения. Примерами могут служить такие месторож-

Колонка	Литология
	Андезитовые порфириды и их туфы
	Песчаники, песчано-глинистые и кремнисто-глинистые сланцы и конгломераты
	Углистые, углисто-глинистые сланцы с линзами известняков
	Карбонатно-силикатные сланцы, известняки с кремнистыми прослоями и мраморизованные известняки, переходящие в брекчиевидные известняки и даломиты
	Кварцево-серцитовые, серцитохлоритовые сланцы и песчаники
	Известняки
	Углистые, углисто-глинистые сланцы с прослоями известняков
	Полосчатые известняки с карбонатно-силикатными прослоями

Р и с .I. Размещение полиметаллического оруденения в стратиграфическом разрезе текелийской свиты нижнего палеозоя в горах Сууктубе: 1-9 - полиметаллические месторождения и рудопроявления: 1 - Свищовое; 2 - Крутое; 3 - Сууксу и Пирротинное; 4 - Солдатсай; 5 - Западный Солдатсай, Суек и Кьелы I; 6 - Кьелы II; 7 - Западное, Центральное и Восточное Сууктубе; 8 - Коксу; 9 - Рудничное и Мельничное

Овита	Колонка	Лито логия
К А Я	∨ ∨ ∨ • ∨ ∨ ∨ ∨ ∨	Диабазовые и андезитовые порфириты и их туфры
		Кремнистые, кремнисто-глинистые и глинистые сланцы с горизонтами доломитов, доломитизированных известняков и песчаников
	∨ ∨ ∨ • ∨ ∨	Диабазовые и андезитовые порфириты, их туфры
П И С К А Я		Глинистые, глинисто-кремнистые, целисто-глинистые и целистые сланцы, с прослоями доломитов, доломитизированных известняков и известняков
	2	
	3	
	4	
	5	
	6	
	7	
Т Е К Е Л И Й С К А Я		Полосчатые карбонатно-глинистые, карбонатно-кремнистые сланцы с прослоями известняков, переходящие в полосчатые известняки с кремнистыми прослоями
	8	
А К Т Ю Б И Н С К А Я	9	
	10	
		Мраморизованные известняки

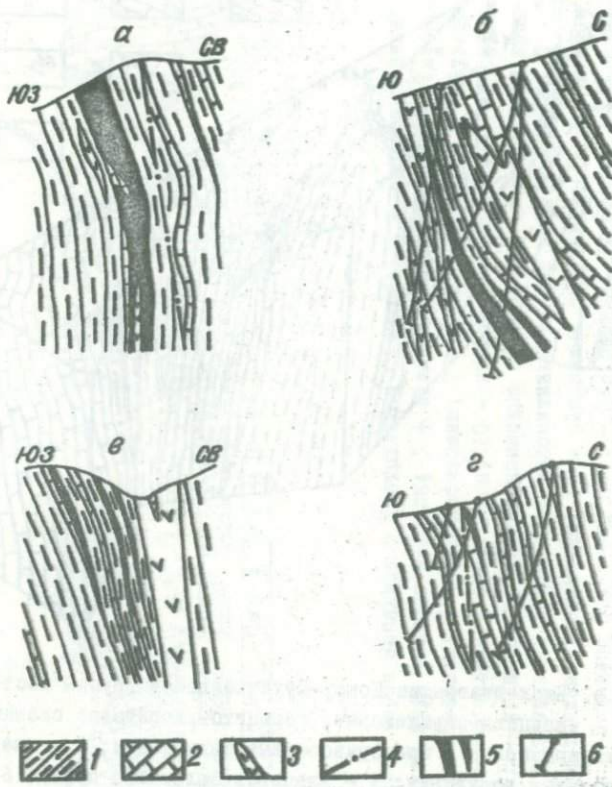
Р и с . 2. Размещение полиметаллического оруднения в стратиграфическом разрезе нижнепалеозойских отложений Текелийской полосы:

1-10 - полиметаллические месторождения и рудопроявления: 1 - Александровское; 2 - Койлиббай; 3-4 - Яблоновое; 5 - Западное Текели, Текели и Хельжота (?); 6 - Черкассай; 7 - Попутное; 8 - Петровское; 9 - Западное Актюбе; 10 - Актюбе

ления, как Текели, Яблоновое, Коксу, Центральное Сууктыбе и др. (рис. 3, 4).

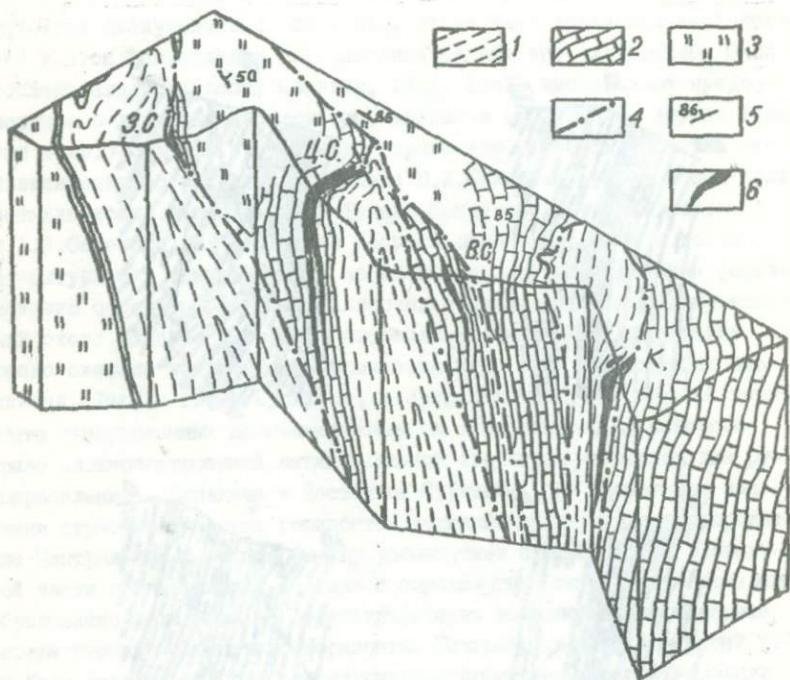
Вопрос о времени образования полиметаллического оруденения остается дискуссионным, поскольку отсутствие детальных исследований в этом направлении не позволяет решить его однозначно. Одни исследователи (Кажюв, Казанин, 1962, 1963) высказывают предположение о древнем, каледонском, возрасте оруденения, другие (Шлыгин и др.) склонны считать его герцинским. К поздним этапам геосинклинального развития (по схеме Ю.А.Билибина) образование полиметаллических месторождений Текели Коксуйского района относил и А.И.Семенов. Для уточнения вопроса нами были изучены геологоструктурные и тектонические предпосылки, способствовавшие формированию отдельных полиметаллических месторождений и рудопроявлений этого района. Выявлено, что полиметаллическое оруденение тесно связано со временем зарождения некоторых структурных элементов. Так, в горах Сууктыбе, в пределах одного и того же горизонта окварцованных доломитизированных известняков, на северном крыле сложнопостроенной антиклинальной структуры находятся два рудопоявления — Западное и Восточное Сууктыбе (при нормальном залегании стратиграфических горизонтов текелийской свиты) и месторождение Центральное Сууктыбе (между упомянутыми проявлениями, в замковой части синклинальной складки с опрокинутым шарниром). Последним обусловлено налегание на стратиграфически вышележащие карбонатные породы песчано-сланцевого горизонта. Благодаря его экранирующей роли были созданы условия для накопления промышленной минерализации полиметаллических руд месторождения Центральное Сууктыбе. В рудопоявлениях Восточное и Западное Сууктыбе из-за отсутствия надежного экрана промышленных скоплений не образовалось (рис. 4).

На южных склонах гор Сууктыбе складчатые структуры нижнего и среднего палеозоя (включительно до верхнего визе-башкирского яруса (рис. 5) опрокинуты на север. Следовательно, время их опрокидывания, вероятно, не древнее среднего карбона. С определенным этапом тектонического перенапряжения этого времени, связанного с внедрением Жиланды-Кусакского, Токтамысского и Сарычабынского интрузивных массивов среднекарбонного возраста, по-видимому, также обусловлено опрокидывание замковых частей и шарниров нижнепалеозойских складчатых образований (Орлов, Сейдахметов, 1964). Одним из примеров является шарнир синклинальной складки в пределах месторождения Центральное Сууктыбе, имеющий крутое погружение на юго-восток. Аналогичное залегание имеют шарниры складок, на севе-

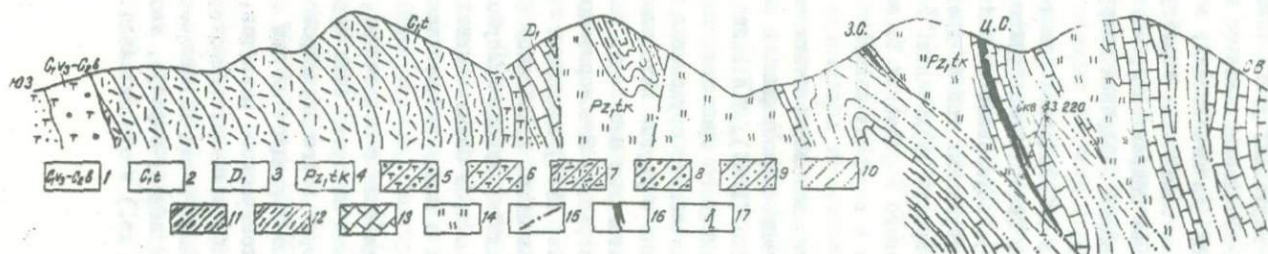


Р и с . 3. Геологические разрезы по месторождениям Текели (а),
 Западно Текели (б), Яблоновое (в) и рудопоявлению Александров-
 ское (г) Текелийского рудного поля:

- 1 - глинистые, углисто-глинистые и кремнисто-глинистые сланцы;
- 2 - мраморизованные, доломитизированные известняки и доломиты;
- 3 - дайки диоритовых и диабазовых порфиритов; 4 - разрывные на-
 рушения; 5 - колчеданно-полиметаллические рудные тела; 6 - сква-
 жины



Р и с .4. Блок-диаграмма Коксу-Сууктубинской группы месторождений: 1 - кварцево-серицитовые, серицито-хлоритовые сланцы; 2 - доломитизированные и мраморизованные известняки; 3 - кварциты; 4 - разрывные нарушения; 5 - элементы залегания пород; 6 - месторождения и рудопроявления (К-Коксу, ВС-Восточное Сууктубе, ЦС-Центральное Сууктубе, ЗС-Западное Сууктубе)



Р и с . 5. Геологический разрез через Западное и Центральное Сууктубе: 1 - верхневизейский-башкирский ярус; 2 - турнейский ярус нижнего карбона; 3 - нижний девон; 4 - нижний палеозой, текелийская свита; 5 - туфокогломераты; 6 - туфопесчаники; 7 - конгломераты; 8 - эффузивы кислого состава и их туфы; 9 - песчаники и алевролиты; 10 - кварцево-серцитовые кварцево-хлорито-серцитовые сланцы; 11 - углистые, углисто-глинистые сланцы; 12 - кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы; 13 - известняки, доломиты и доломитизированные известняки; 14 - кварциты по брекчиевидным известнякам и доломитам; 15 - разрывные нарушения; 16 - рудопроявления и месторождения (З.С. - Западное Сууктубе, Ц.С. - Центральное Сууктубе); 17 - скважины колонкового бурения

ро-западном погружения пород текалийской свиты в контакте с Ку-
сакской интрузивной граводиоритов, в верховьях ручья Известкового.
Типов залегание марширов складок в отложениях нижнего палеозоя и
их погружение в одну и ту же сторону (на юго-восток) обусловлено,
видимо, некоторым сокращением объема складчатых структур, сущест-
вовавших к этому времени в продольном направлении, что имеет, не-
сомненно, определенную связь с периодом внедрения интрузивных
массивов среднекаменноугольного возраста.

Таким образом, приуроченность промышленной полиметалличе-
ской минерализации на месторождении Центральное Сууктебе к опро-
кинутому марширу складки (рис. 4, 5), обусловленная тектоническими
деформациями в период внедрения интрузивных тел среднего карбона,
свидетельствует о более молодом возрасте оруденения. Вероятный
возраст образования полиметаллического оруденения Текали-Коксуй-
ского рудного района можно отнести к верхнему палеозою, вероятно,
к верхнему карбону.

Подавляющее большинство исследователей считают все полиме-
таллические месторождения района гидротермальными. В последнее
время Т. Н. Шадун (1959), А. А. Куденко (1963), Ш. А. Байкенов (1964)
и другие выступили с гипотезой осадочного происхождения. Спорным
остается вопрос о связи полиметаллического оруденения с извержен-
ными породами. М. М. Юдичев, Е. А. Немов и другие находили связь этих
месторождений с Тохтамысским гранитоидным массивом, условно отне-
сенным к среднекаменноугольному возрасту. Некоторые исследователи
(Г. А. Шерба и др., 1968; К. И. Груздев, 1974) связывают их мес-
торождения с вулканической деятельностью. А. К. Капков (1966) счита-
ет, что полиметаллические месторождения Текали-Коксуйского рудного
района, происходящие из глубинных очагов базальтоидной магмы, на-
ходятся в парагенетическом родстве с нижнепалеозойскими магмати-
ческими образованиями.

С целью выяснения связи оруденения с осадочными, эффузивно-
осадочными и магматическими породами авторами были проведены гео-
химические исследования на территории всего Джунгарского Алатау.
Выявлено, что все породы структурно-формационных зон и подзон,
независимо от особенностей их тектонического развития, проявления
магматизма, геологического возраста, металлогенической специали-
зации, характеризуются наличием одних и тех же химических элемен-
тов (свинец, цинк, медь, ртуть, молибден, серебро, олово, хром,
никель, кобальт, ванадий, барий и др.) в относительно равных для

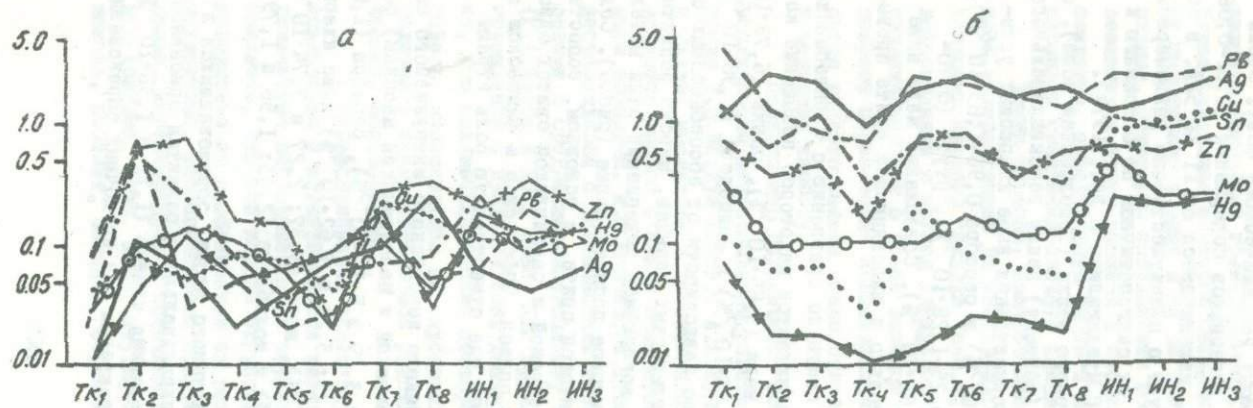
каждого металла концентрациях, т.е. они отвечают их средним содержаниям, соответствующим местному геохимическому фону. Очень низкие и почти равные дисперсии логарифмов содержаний (0,01-0,06), невысокие коэффициенты вариаций, изменяющиеся от II до 52%, в определенной степени свидетельствуют о преимущественно равномерном рассеянии изученных элементов и их сингенетичном по отношению к вмещающим породам характере (Т.Г.Нулдагалиев и др., 1974).

В породах нижнего структурного этажа (Текелийская зона), соответствующего доинверсионному (равнему) циклу геосинклинального развития Джунгарского Алатау, концентрации выше кларковых установлены для свинца ($2,01-4,02 \cdot 10^{-3}\%$) и серебра ($0,96-1,83 \cdot 10^{-5}\%$), а ниже кларковых - для цинка ($3,25-1,28 \cdot 10^{-3}\%$), ртути ($0,70-2,29 \cdot 10^{-6}\%$), молибдена ($1,07-2,85 \cdot 10^{-5}\%$). Содержание меди ниже кларковых ($2,89-3,85 \cdot 10^{-3}\%$) и только в хиландинской свите превышает его ($5,76 \cdot 10^{-3}\%$).

В отложениях текелийской свиты по сравнению с сарычабинской, сууктубинской и хиландинской наблюдается некоторое повышение концентраций свинца ($3,34 \cdot 10^{-3}\%$), меди ($3,85 \cdot 10^{-3}\%$), цинка ($6,78 \cdot 10^{-3}\%$), ртути ($2,29 \cdot 10^{-6}\%$), серебра ($1,83 \cdot 10^{-5}\%$) и молибдена ($1,98 \cdot 10^{-5}\%$), что свидетельствует о прямой его зависимости от абсорбционных свойств углистых, углисто-глинистых и глинистых сланцев, широко развитых в этой свите. Равные дисперсии логарифмов содержаний этих металлов (0,02-0,07) указывают на равномерное распределение (рис.6). Содержание данных элементов в текелийской свите, в основном, сопоставимо с их концентрациями в тастауской и саркандской свитах одной-и-той же структурно-формационных подзон, эйфельском и фаменском ярусах девона Боротаинской подзоны, где существенную роль играют также глинистые образования.

В образованиях досилурийского коксуайского интрузивного комплекса (Минчукурский, Конгоробинский и Малоусекский массивы) фоновые содержания свинца (3,58; 3,29 и $5,10 \cdot 10^{-3}\%$), серебра (1,04; 1,59 и $0,93 \cdot 10^{-5}\%$) и олова (4,23; 3,24 и $3,62 \cdot 10^{-4}\%$) выше кларка, а цинка (4,10; 2,96 и $5,61 \cdot 10^{-3}\%$), меди (3,37; 2,27 и $7,74 \cdot 10^{-3}\%$), ртути (2,71; 0,78 и $1,68 \cdot 10^{-6}\%$) и молибдена (2,33; 1,58 и $1,79 \cdot 10^{-5}\%$) ниже.

Для пород среднего структурного этажа, образовавшихся в инверсионный (средний) этап геосинклинального развития описываемой территории, нижекларковые содержания свинца (1,11 и $1,38 \cdot 10^{-3}\%$) и меди (1,22 и $4,50 \cdot 10^{-3}\%$) характерны для осадочных образований



126

Р и с . 6. Графики сопоставления дисперсий логарифмов содержаний (а) и кларков концентраций (б) химических элементов Текелийской структурно-формационной зоны. Стратиграфо-литологические комплексы: ТК₁ - турнейский-визейский ярусы нижнего карбона (конгломераты, песчаники, алевролиты, кварцевые и дацитовые порфириды и их туфы, аргиллиты); ТК₂ - франский ярус верхнего девона (песчаники, хлорито-кремнистые сланцы, кварцевые порфиры и их туфы); ТК₃ - нижний-средний девон (алевролиты, сланцы, песчаники, конгломераты, андезитовые порфириды, туфолавы); ТК₄ - лудловский ярус верхнего силура (конгломераты, известняки, песчаные известняки); ТК₅ - жиладинская свита нижнего палеозоя (известняки); ТК₆ - текелийская свита нижнего палеозоя (углистые, глинистые, карбонатные и кремнистые сланцы, известняки, доломиты, андезитовые порфириды и их туфы); ТК₇ - сууктябинская свита нижнего палеозоя (известняки, мергели); ТК₈ - сарычабынская свита нижнего палеозоя (кристаллические сланцы, кварциты, гнейсы с редкими прослоями мрамора и амфиболитов). Центральнo-джунгарский среднекаменноугольный интрузивный комплекс: ИН₁ - Тохтамьский (граниты, гранодиориты, адезеллиты, диориты, кварцевые диориты); ИН₂ - Кызылджарский (граниты, гранодиориты, габбро-диориты); ИН₃ - Жиланды-Кусакский (граниты, гранодиориты, адезеллиты, диориты).

лудловского яруса верхнего силура и нерасчлененного нижнего-среднего девона. Наиболее высокие средние содержания свинца ($6,92 \cdot 10^{-3}\%$) и меди ($1,33 \cdot 10^{-3}\%$) установлены в осадочно-эффузивных образованиях турно-визейских ярусов нижнего карбона. Низкие дисперсии логарифмов содержаний свинца и меди в этих породах свидетельствуют о равномерном их распределении.

Для интрузивных пород среднекарбонového центрально-джунгарского комплекса гранитоидов (Кызылджарский, Хиланды-Кусакский, Тохтамысский массивы) характерны являются вышекларковые концентрации свинца, меди (кроме Тохтамысского), серебра, олова и нижекларкового - цинка, ртути и молибдена. Содержание свинца выше кларка примерно в 2,5 раза и колеблется в пределах от 4,04 до $4,25 \cdot 10^{-3}\%$.

В Тохтамысском массиве, с которым некоторые исследователи генетически связывают полиметаллическое оруденение Текелийского рудного района, содержание свинца составляет $4,20 \cdot 10^{-3}\%$, что сопоставимо с его содержаниями в одновозрастных Центрально-Джунгарском и Чаганском, а также пермских (Мулалинском, Покатиловском и Лепсинском) гранитоидных массивах. При этом дисперсии логарифмов содержаний свинца - 0,06-0,14.

Максимальные концентрации меди приурочены к Кызылджарскому ($9,02 \cdot 10^{-3}\%$) массиву, а минимальные - к Тохтамысскому ($3,85 \cdot 10^{-3}\%$). Средние содержания олова колеблются от 2,17 до $3,75 \cdot 10^{-4}\%$; ртути - от 0,82 до $2,12 \cdot 10^{-6}\%$; молибдена - от 2,44 до $4,55 \cdot 10^{-5}\%$; серебра - от 0,96 до $1,51 \cdot 10^{-5}\%$.

Содержания других элементов (ванадий, галлий, стронций, хром, никель, кобальт, барий и др.) в стратиграфо-литологических и интрузивных комплексах Текелийской зоны находятся на уровне пороговой чувствительности спектрального анализа и соответствуют их фоновому уровню.

В рассмотренных химических элементах обнаружена зависимость содержания в породе от положения последней в пространстве и от изменений облика и состава пород вследствие эндогенных гидротермальных изменений. Содержания свинца, цинка, меди, ртути, молибдена и других элементов в породах Текелийской зоны от их пространственного положения являются обычными; распределение их преимущественно увеличивается к краевым частям Южно-Джунгарского антиклинория. Характерна устанавливаемая приуроченность повышенных значений изученных элементов к зонам ограничивающих мобильных глубинных разло-

мов (Текели-Сайрамнорский, Южно-Джунгарский) и оперяющих их разрывных нарушений, имеющих глубинный характер.

Изучение отношений содержания элементов к средним свидетельствует о почти повсеместном увеличении роли этих элементов от неизменных частей изученных гетерогенных геологических образований к зонам постмагматических гидротермальных измененных пород, которые, в основном, подчинены линиям разрывных нарушений как в пределах осадочных и эффузивно-осадочных, так и интрузивных образований.

Эта закономерность была подмечена ранее К.А.Азбелем, М.Р.Буракаевой, А.М.Жмыревым, С.Е.Майриным, И.И.Никитченко, В.Д.Стеркиным, К.Сейдахметовым и многими другими геологами, проводившими поисковые и геологосъемочные работы в различных частях Джунгарского Алатау. При опробовании коренных пород зон гидротермального изменения вдоль Долантауского, Суаттауского, Алтынэмельского, Южно-Джунгарского, Котуркаинского и других разрывных нарушений ими отмечены резко повышенные содержания меди, молибдена, свинца и других элементов, превышающие местный фон на несколько порядков. Ш.А.Байкенов, В.П.Стеценко, П.А.Устименко и А.Е.Шлыгин (1966) отмечают, что ореолы повышенных концентраций рудных элементов тяготеет к зонам Алакульско-Джунгарского (кобальт, никель, свинец, в меньшей степени - медь, золото), Солдат-Сайского (свинец, медь, вольфрам) и Алтынэмельского (свинец, медь) и других разломов. При изучении перспектив ртутной рудоносности Джунгарского Алатау (Т.Г.Муддагалиев, 1972) четко установлено, что места локализации ртутного и другого оруденения (свинец, цинк, медь) определяются положением мобильных глубинных разломов.

Наличие такой пространственной и, вероятно, генетической связи свидетельствует о привносе цинка, свинца, меди, ртути, серебра, молибдена и других элементов эндогенными гидротермальными растворами вдоль зон глубинных разломов и оперяющих их разрывных нарушений различных порядков. Благодаря взаимодействию этих гидротерм с вмещающими породами в зависимости от физико-химических свойств среды и растворов формировались эндогенные геохимические ореолы, рудопоявления и месторождения. Этим и объясняется то, что полиметаллическая минерализация в Текелийской зоне имеет тенденцию к образованию линейно вытянутых поясов шириной 15-25 км.

Связь линейных рудных поясов с глубинными разломами различных рангов выступает как важнейшая тектоническая закономерность

размещения рудных месторождений. Роль магматического фактора в размещении локализации рудной минерализации не наблюдается. По геохимическим данным непосредственная связь с изверженными породами для рудных месторождений халькофильных и некоторых других элементов отсутствует. Пространственная же связь оруденения с этими породами, рассматриваемая некоторыми исследователями как основной довод в пользу генетической его связи с некоторыми интрузивными и эффузивными образованиями, объясняется общностью каналов (разломов) прониновения в верхние слои земной коры как магматического материала, так и более поздних рудоносных гидротерм.

Таким образом, рассмотрение геохимических особенностей разновозрастных гетерогенных образований Текелийской подзоны свидетельствует об эпигенетическом характере оруденения. При этом точка зрения ряда исследователей о связи оруденения с теми или иными возрастными группами магматических образований или его образования в результате мобилизации сингенетичной минерализации под влиянием метаморфических процессов геохимическими данными не подтверждается. Пространственная и генетическая связь рудных полезных ископаемых с мобильными глубинными разломами при отсутствии ее с осадочными и изверженными породами, выхода которых наблюдаются в современном эрозионном срезе, говорит о том, что рудные растворы произошли от каких-то более глубоко залегающих магматических очагов не вскрытых в Джуңгарском Алатау. В качестве таких очагов авторами предположительно рассматриваются области зарождения базальтовых магм в зонах глубинных, длительно развивающихся разломов. В пользу гидротермального происхождения полиметаллического оруденения, помимо вышеуказанных факторов, свидетельствует структурный контроль оруденения, существенная роль явления краширования, развитие предрудных изменений вмещающих пород, структуры и текстуры руд, разница в степени метаморфизма руд и вмещающих пород, многофазность оруденения, многоэлементность руд и секущее положение некоторых рудных тел на отдельных участках.

Охарактеризованные выше особенности проявления полиметаллической минерализации позволяют наметить в пределах Текели-Коксуйского рудного района некоторые новые направления поисковых работ.

С этих позиций привлекают внимание:

1. Замковые части крутопадающих складок, сложенных Текелийской свитой в верховьях ручья Известкового (Суек-Солдатсайская группа проявлений полиметаллов);

2. Левый склон ручья Мельничного (южнее рудопоявления Восточное Сууктубе), где кварцево-серицитовые и кварцево-серицито-хлоритовые сланцы, залегающие в ядре антиклинальной складки, вследствие опрокинутого залегания последней налегают на вышележащие карбонатные породы (на южном крыле структуры), в полосе развития которых локализуются Западное, Центральное и Восточное Сууктубе;

3. Полоса распространения песчано-сланцевых пород севернее рудопоявления Кысыл. Здесь по межпластовому срыву песчано-сланцевый горизонт надвинут на стратиграфически вышележащие мраморизованные и доломитизированные известняки, видимая мощность которых местами достигает до 300 м. Это возможно вызвано пластическим течением пород.

В пределах последних двух участков отмечены аномалии (удельные перекрестия) метода вызванной поляризации, сопровождающиеся вторичными ореолами рассеяния свинца и цинка с содержаниями до 0,01-0,04%. Они также являются одним из поисковых критериев, указывающих на благоприятную обстановку для обнаружения промышленных скоплений (концентраций) руд.

В отношении поисков полиметаллического оруденения в Текелийском рудном поле наиболее перспективными являются заключенные в углисто-глинистых, глинистых и песчано-глинистых образованиях текелийской свиты горизонты доломитов и доломитизированных известняков, особенно площади развития их в осевой части Текелийской антиклинальной структуры в интервале от Западного Текели до Пярдова. Следует отметить, что в связи с погружением осевой плоскости упомянутой структуры в северо-западном и западном направлениях, наиболее ценные промышленные концентрации колчеданно-полиметаллических руд могут оказаться на значительной глубине от поверхности. Поэтому оценка данной площади может проводиться скважинами глубиной порядка до 800-1200 м и более.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Геология и металлогения Джунгарского Алатау. Алма-Ата, "Наука", 1966.
2. Луков П.К., Казанин Ю.И., Кабанов А.К., Мурсалимов Х.И., Пигуловский И.А., Шлигин А.Е. Основные черты геологии и металлогении Коксу-Текелийского района Джунгарского Алатау. Изд. АН КазССР, Алма-Ата, 1962.

3. З о р и н Е.С., М а и р и н С.Е. и др. Особенности металлогении Джунгарского Алатау. Сб. Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып.2 (27). Изд.АН КазССР, Алма-Ата, 1964.

4. М у л д а г а л и е в Т.Г. Геологические особенности и перспективы ртутной рудоносности Джунгарского Алатау. Алма-Ата, ОНТИ КазКМС, 1972.

5. М у л д а г а л и е в Т.Г., М у р с а л и м о в Х.И., С е й д а х м е т о в К.С. Металлоносность Джунгарского Алатау по результатам геохимических исследований. Алма-Ата, ОНТИ КазКМС, 1973.

6. М у р с а л и м о в Х.И., О р л о в А.И. Некоторые вопросы контроля полиметаллического оруденения в Текелийском районе. Сб. Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып.2 (27). Изд.АН КазССР, Алма-Ата, 1964.

7. К а в у п о в Л.К. Роль мелких структурных форм в выяснении геологического строения Текели-Коксуйского района (Джунгарский Алатау). Сб.Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып.2 (27). Изд. АН КазССР, Алма-Ата, 1964.

8. К а з а н и н Ю.И. Некоторые особенности структурного контроля полиметаллического оруденения Текелийской металлогенической зоны. Сб.Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып.2 (27). Изд.АН КазССР, Алма-Ата, 1964.

9. О р л о в А.И., С е й д а х м е т о в К.С. О характере складчатости отложений нижнего палеозоя в Текели-Коксуйском районе. Сб. Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып.2 (27). Изд. АН КазССР, Алма-Ата, 1964.

ИССЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ПОСТМАГМАТИЧЕСКОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ
НА МОЛИБДЕНОВО-МЕДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ КОКСАЙ

Коксайское молибденово-медное месторождение является типичным гидротермально-метасоматическим среднетемпературным объектом медно-порфирового типа, образовавшимся в гипабиссальных условиях. Оно приурочено к северному эндоконтакту небольшого по размерам многофазного герцинского массива гранитоидов, формирование которого происходило в несколько интрузивных фаз в следующей последовательности: ранняя - габбро габбро-диориты, основная - диориты, кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты, плагииграниты и дополнительная ("порфировая") фаза, представленная субвулканическими телами и дайкообразными алофизами биотит-роговообманковых гранодиорит-порфиров и роговообманково-кварц-биотитовых плагиигранит-порфиров, связанных между собой постепенными переходами и отчетливо инъецирующих гранитоиды основной фазы. Кроме того выделяются маломощные жилы и неправильные по форме "камерные" тела аплитов и пегматоидных гранитов, дайки диабазов и диабазовых порфиритов, дайки роговообманковых и кварц-роговообманковых диорит-порфиритов и биотит-кварцевых "красных" гранит-порфиров.

В особую группу на месторождении выделены своеобразные дистиллятогенные^{х)} брекчии, состоящие из различных по величине и форме обломков перечисленных выше гранитоидов, сцементированные тонкопертертши, микробрекчиевым материалом того же состава, что и крупные обломки. Парагенетически месторождение связано с гранодиорит-порфирами-плагиигранит-порфирами, представляющих наибольший интерес, так как в них сконцентрирована основная масса промышленных руд месторождения. Первичные руды Коксая комплексные, молибденово-медные и представлены в различной степени измененными брекчиями, гранодиорит-порфирами, плагиигранит-порфирами, частично гранодиоритами и плагиигранитами. Кроме меди и молибдена в рудах месторождения встречены

х) По дистиллятогенности брекчиями понимаются брекчиевые образования преимущественно гранитоидного состава, связанные с заключительной газовой-гидротермальной деятельностью Коксайского плутона.

цинк, свинец, серебро, самородное золото, кобальт, селен, теллур и др. Вещественный их состав рассматривался ранее специально (По-летаев, Сычев и др., 1974) и здесь приводится лишь его краткая характеристика. Главными рудными минералами являются пирит, халькопирит, борнит, молибденит. Менее развиты халькозин, пирротин, блеклые руды, сфалерит и галенит. Из жильных минералов наибольшим развитием пользуются кварц, серицит, хлорит, кальцит, реже встречаются барит, доломит, иногда анкерит, манганокальцит и ангидрит.

Рудные тела месторождения сопровождаются ореолом гидротермально-измененных пород (Поletaев, Сычев, 1973), среди которых с учетом вновь полученных данных в порядке последовательного их развития выделяются: калишпатизация и биотитизация или раннещелочная стадия выщелачивания по Д.С.Каржинскому (1966), пространственно развитые за пределами рудных тел в относительно слабоизмененных гранитоидах и дистиллятогенных брекчиях и на глубоких горизонтах месторождения; березитизация с образованием хлорит-кварц-серицитовых, кварц-серицитовых (серицит-кварцевых) серицитовых и монокварцевых фаций метасоматитов, представляющих собой типичные продукты стадии кислотного выщелачивания; "штокверковое" окварцевание с развитием системы взаимопересекающихся прожилков серого "рудного" кварца; жильная калишпатизация и биотитизация или позднещелочная стадия метасоматоза; околотрецинная березитизация с образованием симметричных зонк серицитизации и окварцевания вдоль трещин или поздняя кислотная стадия выщелачивания; жильное окварцевание с появлением прожилков "гребенчатого" кварца и барита; поздняя прожилковая хлоритизация и карбонатизация. Изучение продуктивных минеральных ассоциаций месторождения и текстурно-структурных особенностей метасоматитов выявило, что минерало- и рудоотложение на месторождении проходили в два цикла (этапа) и в три основные стадии. С первым циклом связано образование площадных хлорит-кварц-серицитовых метасоматитов и кварцевого штокверка с отложением в период нейтрализации растворов основных промышленных руд в прожилково-вкрапленную продуктивную стадию. Со вторым циклом метасоматоза и рудоотложения связаны околотрецинная березитизация и прожилковая рудная стадия минерализации с образованием кварц-молибденит-халькопиритовых и кварц-галенит-сфалеритовых прожилков, т.е. отложение полисульфидной минерализации в ассоциации с гребенчатым кварцем. Жильной хлорит-карбонатной стадией завершается процесс изменения пород и рудоотложения на месторождении с образованием хлорит-кальцитовых и кальцитовых прожилков с халькопиритом.

В заключение на месторождении образовались безсульфидные прожилки белого и кремового кальцита. Таким образом, на месторождении отмечается четкая цикличность минералообразующего процесса при почти полном повторении состава измененных пород и отчасти оруденения, что может служить, в совокупности с другими благоприятными признаками надежным критерием при поисках месторождений, подобных Коксаю на территории всей Южной Джунгарии.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Коржинский Д.С. Общие закономерности постмагматических процессов. В кн. "Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании". (Труды первой конференции по околорудному метасоматозу). М., 1966.

2. Поляев А.И., Сычев В.И. Гидротермально-измененные породы Коксайского молибденово-медного месторождения. Сб. Новые данные по геологии медных и полиметаллических месторождений Казахстана". Алма-Ата, 1973.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДЖЕЗКАЗГАН

В геологическом строении Джекказганского района принимают участие осадочные, изверженные и метаморфические породы различного возраста. Наиболее широко развиты породы каменноугольной и девонской систем. Гидрогеологически наибольший интерес представляют отложения каменноугольного возраста, в которых содержатся значительные ресурсы подземных вод.

Самые древние протерозойские отложения представлены сильно метаморфизованными кварцево-сланцевыми сланцами, гнейсами и габбро-амфиболитами мощностью до 17-19 км. Девонские породы вытеснены различными эффузивами и их туфами в нижней и песчаниками, конгломератами и гравелитами в верхней частях разреза. Среди каменноугольных отложений выделены турнейские, визе-намурские, средне- и верхнекарбонные отложения, отличающиеся условиями залегания и особенностями гидрогеологических свойств. Турнейские образования представлены в основном водоносными известняками мощностью 650 м. Для них характерна высокая трещиноватость и закарстованность, проникающая до глубины 200-250 м. Визе-намурские породы представлены зелеными и серо-зелеными песчаниками, аргиллитами, алевролитами с прослоями и линзами известняков. Рудоносная толща Джекказганской серии сложена комплексом пород, состоящих из перемежающихся слоев серых и красных песчаников и красных алевролитов. Четвертичные отложения представлены суглинками, песками, супесями и галечниками.

Джекказганский район приурочен к узлу сопряжения трех структурно-фациальных зон. На западе района находится Улутауская зона поднятий. К этой зоне с востока примыкает Сарысу-Тенизская зона глибовых складок. Южнее находится обширная Джекказганская впадина, в пределах которой развиты верхнепалеозойские отложения, смятые в относительно простые брахиантиклинали и мульды. Каждая тектоническая зона наряду с отличительными чертами построения и вещественного состава в значительной мере различна и по водоносности. Наибольший интерес в гидрогеологическом отношении представляет Кенгир-

ская зона брахискладок, где водоносные карбонатные структуры расположены высоко.

В районе Джеккавганского рудного поля устанавливается четыре глубинных региональных разлома: Теректинский, Северная ветвь Теректинского разлома, Сласский (Восточно-Улутауский) и Идыгейский, сопровождающиеся зонами дробления пород, которые являются аккумуляторами подземных вод.

Аридность климата, расчлененность рельефа и сложность геологического строения обусловили в районе формирования подземных вод с различной минерализацией, химическим составом и условиями залегания. Подземные воды развиты во всех геологических формациях, образующих по гидрогеологическим особенностям 13 водоносных горизонтов и комплексов, в которых содержатся поровые, трещинные и трещинно-карстовые воды. Подземные воды трещинного типа широко развиты в пределах рудного поля имеют небольшую производительность. Дебиты скважин не превышают 3-5 л/сек при понижении уровня воды на 10-15 м, за исключением зон разломов.

Породы рудоносной толщи вне трещиноватой среды, т.е. за пределами оруденелых зон являются слабо водопроницаемыми. Таким образом, водоносность рудовмещающих пород находится в прямой зависимости от трещиноватости. Поэтому изучение подземных вод в пределах оруденелых пород имеет определенный геохимический интерес, для установления закономерностей проявления промышленного оруденения.

Формирование рудничных вод Джеккавгана происходит под воздействием естественных и искусственных факторов. К последним, возникшим в результате инженерной деятельности человека относятся: обратное просачивание сбросных шахтных вод и тектонических вод, подаваемых в шахты для мокрого бурения и увлажнения пород. Наибольшую опасность при горнопроходческих работах представляют подземные воды зон тектонических нарушений.

По полученным данным, величина подземного стока по зонам разломов составляет 15-25% от общей суммы естественного стока. Значительную роль в обводнении горных выработок играет сток вод, образовавшихся под действием искусственных факторов, величина которого составила 25% от общих водопритоков в шахты. Аналогичные результаты были получены при подземном гидрогеологическом картировании и съемке основных поглощающих очагов на территории рудного поля. При этом установлено, что в пределах зон развития депрессионной воронки на 1 км длины стока шахтных и технических вод по пути сброса через

поглощающие очаги теряется в среднем 3,2 л/сек, увеличивая тем самым водопритоки в шахты, созданные при этом понижении рельефа местности препятствуют поверхностному стоку атмосферных осадков с территории рудного поля и способствуют их просачиванию в подземные выработки. Для учета этого источника питания шахтных вод нами проводилась съёмка снегового и ледяного покрова на территории месторождения. Как правило, в весенний период водопритоки в шахты на 20-25% выше среднегодовых.

Суммарная величина водопритоков в горные выработки Джезказгана за счет указанных естественных и искусственных источников питания в настоящее время составляет 255-285 л/сек.

Режим рудничных вод изучался по поверхностной и подземной режимной сети. Анализ карт гидроизогипс месторождения показывает, что в естественных условиях, когда в начальный период эксплуатации были затронуты небольшие по площади участки и разработка велась на незначительных глубинах, небольшие депрессионные воронки развивались вокруг отдельных шахт, а годовая амплитуда колебания уровня подземных вод составляла 2,5-3 м. С расширением фронта горнопроходческих работ отдельные воронки стали объединяться между собой и к настоящему времени образовалась единая депрессионная воронка округлой формы с площадью 61 км² и глубиной в центральной части до 250 м. Она имеет сложную конфигурацию с "язычками", вдающимися в пределы самой воронки и вытянутыми в сторону дренируемых участков. Если в начальный период отработки месторождения площадь депрессионной воронки увеличивалась примерно со скоростью 1 км²/год, то сейчас скорость ее развития составляет около 2 км²/год. Общие среднегодовые водопритоки в горные выработки месторождения за период с 1942 по 1974 гг. увеличились с 37 до 285 л/сек. При этом модуль подземного стока увеличился с 1,48 до 4,58 л/сек на 1 км², т.е. почти в 3 раза, а площадь депрессионной воронки за это время - в 2,5 раза. Изменение модуля подземного стока произошло в результате усиленной сработки естественных запасов и активного влияния искусственных факторов в формировании шахтных вод, особенно с момента подачи воды на территорию рудника из Кенгирского и Жанайского водозаборов.

В последние 10-15 лет с увеличением фронта горнопроходческих работ как по площади, так и в глубину и в связи с активным проявлением искусственных факторов, участвующих в питании рудничных вод гидрогеологическая обстановка месторождения в значительной степени изменилась. Объем водопритоков за период с 1942 по 1974 гг. увели-

чился от 130 до 1000 м³/год. Наряду с этим изменилась гидродинамика гидрохимической обстановки Центрального рудного поля. Пресные и слабосоленоватые сульфатно-гидрокарбонатные и сульфатные натриевые воды, широко развитые в начальный период эксплуатации месторождения в настоящее время обнаруживаются лишь в крайних частях воронки депрессии — в основном в северной и северо-восточной частях месторождения, где дренируется поток, идущий с севера. Рудничные воды имеют сейчас в основном сульфатно-хлоридный натриевый состав. В центре рудного поля, в наиболее глубоких шахтах при пересечении горячими выработками зон тектонических сооружений, обнаружены хлоридные натриево-кальциевые воды с минерализацией до 30–35 г/л. Наиболее обводненные зоны разломов обычно содержат высокоминерализованные хлоридные натриевые воды.

На рудном поле месторождения отчетливо выделяется вертикальная гидрохимическая зональность. Пресные гидрокарбонатные воды развиты до глубины 30–50 м, а сульфатно-гидрокарбонатные и сульфатные натриевые с минерализацией 2–2,5 г/л — до 150–200 м. Ниже залегают главным образом сульфатные натриевые воды с минерализацией 3–3,5 г/л, переходящие в хлоридно-сульфатные натриевые и хлоридные натриево-кальциевые. Переход сульфатных вод к хлоридному происходит при минерализации 3–3,5 г/л и соответствует глубине 200–300 м. С углублением горных выработок и интенсивной отработкой рудных залежей наряду с естественными ресурсами в зону активного водообмена вовлекаются и вековые запасы подземных вод с преобразованием гидрокарбонатно-сульфатного состава в хлоридный натриево-кальциевый.

Подземные воды месторождения содержат различные микроэлементы. Для обработки результатов аналитических и спектральных определений наиболее часто встречающихся микроэлементов в рудничных водах мы воспользовались методами математической статистики. Результаты анализов проб воды (мг/л), образующие вариационный ряд были нанесены на графики рассеяния, построенные для каждого элемента в отдельности. Пользуясь этими графиками и соответствующими формулами нами были установлены диапазоны изменений содержания каждого микроэлемента в воде, его средние значения и определены величины ошибок для оценки достоверности полученных данных. Рудничные воды содержат следующие микроэлементы в мг/л: алюминий — 1,54; марганец — 0,24; железо — 0,11; титан — 0,06; медь — 0,02; барий — 0,03; серебро — 0,02. Наряду с этим в большинстве проб были обнаружены: калий — до 3,3; молибден — до 0,07; свинец — до 0,01; цинк — до 0,03; никель — до 0,05 мг/л.

Результаты спектральных анализов сухих остатков рудничных вод показывают, что содержания микроэлементов в них находятся в пределах допустимых норм для вод, используемых в хозяйственно-бытовых, технических и оросительных целях.

В бактериологическом отношении рудничные воды не загрязненные (коли-титр более 300, коли-индекс - менее 3). Шахтные воды обладают сульфатной агрессивностью по отношению к обычным пуццолановым, песчано-пуццолановым и шлаковым портланд-цементам, но не имеют выщелачивающей, общекислотной, магниевой и углекислой агрессивности к бетону на любом цементе. Поэтому при строительстве шахт необходимо применять сульфатостойкие бетоны.

Средневзвешенное значение минерализации вод месторождения составляет 3 г/л, хлора - 0,98 г/л, сульфата - 0,89 г/л, натрия и калия - 0,71 г/л. По качеству и величине ирригационного коэффициента откачиваемые рудничные воды вполне пригодны для использования в хозяйственно-технических, бытовых и оросительных целях. Такое использование уменьшит инфильтрацию оборотных вод в горные выработки через поглощающие очаги и повлечет за собой изменение водопритоков в шахты. Специальные изменения химического и микрокомпонентного состава подземных вод месторождения важно не только для более четкого представления о формировании, транзите, распределении рудничных вод и для обоснованного прогнозирования водопритоков в горные выработки, но и для разработки поисковых показателей новых рудных проявлений в пределах Джезказган-Улутауского района.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
Арустамов А.А., Есенов Ш.Е., Паршин Г.Б., Штифанов В.И. О направлении поисков медных руд типа медистых песчаников в Джекказган-Тенизском районе	3
Стеценко В.П. Особенности генезиса пластовых свинцово-цинковых месторождений Южного Казахстана	20
Аброскин В.Д., Зорин Е.С., Сусляков В.Т. О стратиформном оруденении хребта Кетмень	24
Аброскин В.Д., Зорин Е.С. Некоторые особенности размещения оруденения в Кетменском хребте	33
Жуков П.К. Рудные районы и узлы медного и свинцово-цинкового оруденения Северного Прибалхашья	43
Алилинский Р.Г. Закономерности размещения и пространственная связь медного и полиметаллического оруденения в Ульба-Бухтарминском районе Рудного Алтая	55
Арустамов А.А., Фишман И.Л. Структурно-формационные зоны и колчеданные рудные районы Чингиза	63
Груздев К.И. Факторы контроля свинцово-цинкового оруденения в Текелийской зоне Джунгарского Алатау	74
Лившиц М.Б., Гильмутдинов Г.А., Швец М.М. Типы медной минерализации Западного Тургай ..	84
Ярмоленко А.С. О зональности щелочных металлов на стратиформных месторождениях в связи с вопросом их генезиса (на примере полиметаллического оруденения)	95
Пучков Е.В., Мещанинов Е.Э., Рахубенков А.Т., Семенова Т.В., Найденов Б.М., Далилов В.А. Об изотопном составе рудного свинца эндогенных месторождений Алмалыкского рудного района	104
Лось В.Л. Распределение плотности оруденения по площади Ревнюлинской антиклинальной структуры (Сырянский район)	109
Малахов А.С., Карцов А.И. Вертикальная геохимическая зональность месторождений Каратас IУ в Северном Западном Прибалхашье	122

С е р и к о в Л.И. Структурные условия формирования медно-молибденового месторождения Каратас IУ в Северо-Восточном Прибалхашье	122
К у н д р я в ц е в а Н.Г., Д о с ь В.Л. Количественный анализ связи полиметаллического оруденения с гидротермальными измененными породами	128
К о в р и г о О.А., Ч е п р а с о в Б.Л., П о к р о в - с к а я И.В., Р ы л ь с к и й Е.С. Фациальные и структурные условия локализации гидротермально-осадочных руд Риддер-Сокольского месторождения	135
Т о н к о п и й М.С., В и л ь Л.С. Вычисление количественных параметров вторичных остаточных ореолов рассеяния с помощью ЭВМ	139
Т о н к о п и й М.С. К вопросу прогнозной оценки перспективности полиметаллического оруденения по данным геохимического опробования	144
Д е г т я р е в Р.А. Распределение элементов в рудовмещающих породах и рудном теле месторождения Текели	147
Б е р и к б о л о в Б.Р., З о р и н Е.С., О с п а - н о в Е.С. Элементы-примеси в рудах полиметаллического месторождения Шалкия	160
Ф о м и ч е в В.И., Т а р н о в с к и й Ю.В., К у з - н е ц о в а Е.И. Б е р и к б о л о в Б.Р. Особенности распределения элементов-примесей в скарновых золото-молибденово-медных месторождениях рудного района Казахстана ...	164
Б е р и к б о л о в Б.Р. Общие сведения об особенностях распространения элементов-спутников в рудах, породах и минералах Саякских месторождений	173
В а с и л ь е в М.А., П у ч к о в Е.В. Зависимость распределения рудных элементов от типа гидротермального изменения на Кенькудук-Каскырказганском рудном поле (Северное Прибалхашье)	179
М у л д а г а л и е в Т.Г., С е й д а х м е т о в К.С. Некоторые геологические особенности полиметаллического оруденения в Текели-Коксуйском рудном районе Джунгарского Алатау	188

Сычев В.И. Последовательность постмагматического минералообразования на молибденово-медном месторождении Коксай	204
Асанов М.А., Махматов Т.Т. Некоторые геохимические и гидрохимические особенности месторождения Джеквэган	207

ГЕОЛОГИЯ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ
И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ КАЗАХСТАНА

Редактор Г.Ж. Макашева
Техн.редактор С.П. Геллер

Подписано к печати 30/IX 1975 г. УГ 07637
Печ.л. 13,0. Уч.-изд.л. 12,7. Формат 60 x 84 I/16.
Тираж 500экз. Цена 1 руб. Заказ № 569

Отпечатано на ротэпринте ОНТИ КазИМСа, г.Алма-Ата, К.Маркса, 105

Цена 1 руб.

1355