АКАДЕМИЯ НАУК СССР
БАШКИРСКИЙ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
БАШКИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ВСЕСОЮЗНОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ВУЛКАНОГЕННЫХ И ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

УФА — 1978

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
БАШКИРСКИЙ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
БАШКИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ВСЕСОЮЗНОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ВУЛКАНОГЕННЫХ И ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

3077

УФА — 1978

УДК [549+550.4 : 553.435+552.323, 51,52] (234.853)

Утверждено к печати РИСО БФАН СССР

Сборник посвящен рассмотрению отдельных вопросов минералогии и геохимии руд месторождений колчеданной формации и вмещающих их вулканогенных и осадочных пород. В части статей освещены некоторые вопросы минералогии и геохимии магматических и осадочных комплексов Южного Урала и Приуралья, вмещающих рудные и нефтяные месторождения или перспективных на определенные виды полезных ископаемых. Впервые для Урала в единой статье приведено сопоставление геологических и радиологических данных о возрасте колчеданного оруденения, что позволило авторам найти новые данные для доказательства многоэтапности колчеданного рудообразования. В отдельных статьях предложены новые для Южного Урала поисковые признаки на слепые рудные тела, а также содержатся выводы по условиям формирования колчеданных руд.

Сборник рассчитан на широкий круг минералогов, геохимиков и геологов, занимающихся поисками и разведкой месторождений полезных ископаемых на Южном Урале.

Редакционная коллегия:

И. С. ВАХРОМЕЕВ, М. А. ГАРРИС, Г. Н. ЗАСУХИН, М. И. ИСМАГИЛОВ, АЛ. АЛ. МАЛАХОВ, Д. В. ПОСТНИКОВ (ответственный редактор), Г. Н. ПШЕНИЧНЫЙ (зам. отв. редактора), И. А. ХАЙРЕТДИНОВ

© БФАН СССР, 1978 г.

М. А. ГАРРИС, Г. Н. ПШЕНИЧНЫЙ

СОПОСТАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И РАДИОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ О ВОЗРАСТЕ ПАЛЕОЗОЙСКОГО КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА УРАЛЕ

Применение калий-аргонового метода для датирования магматических пород рудных полей и гидротермально-метасоматических слюд из околорудных ореолов колчеданных месторождений сначала на Урале (Овчинников, 1958, 1960; Овчинников и др., 1957, 1966; Гаррис, 1962, 1966, 1968, 1969; Гаррис, Пшеничный, 1963; Гаррис и др., 1971), затем на Кавказе (Афанасьев, Куцев, Шанин, 1966; Багдасарян, Гукасян, Карамян, Сагателян, 1966; Рубинштейн, Буадзе, Бенидзе, 1966; Багдасарян, Гукасян, Мнацаканян, Саркисян, Саркисян, Хачатрян, 1973) и на Алтае (Афанасьев, Куцев, Шанин, 1966; Овчинников, Вороновский, 1973) в совокупности с геолого-петрографическим изучением этих ореолов позволило для многих месторождений колчеданного типа выяснить возраст и последовательность процессов интрузивного, субвулканического и эффузивного магматизма и гидротермального метасоматоза. Для некоторых рудных районов удалось установить близость во времени образования предрудных вторичных кварцитов, низкотемпературных пропилитов и околорудных серицитсодержащих метасоматитов (Багдасарян, Гукасян и др., 1973).

Для трех упомянутых крупных рудных провинций СССР выявилась многоэтапность формирования околорудных гидротермально-метасоматических изменений, которая во многих случаях может рассматриваться как многоэтапность оруденения.

Для Кавказа устанавливается 3 этапа колчеданной минерализации — девонский, каменноугольный и позднеюрско-неокомовый. К последнему этапу относится Алавердская колчеданная формация Армении (Ахтальское, Шамлугское м-ния); среднедевонский возраст отмечен для колчеданных месторождений Северного Кавказа (Худесское, Даутское, Урупское и Бескесское месторождения). В перечисленных рудных полях установлено наложение на девонскую более молодой — карбоновой и пермской гидротермальной минерализации. К раннему карбону принадлежат кварцево-серицитовые гидротермалиты Карабекского месторождения, располагающегося среди вулканогенных пород того же возраста (Рубинштейн, Буадзе, Бенидзе, 1966). Два этапа колчеданного рудообразования на Северном Кавказе выделяет Н. С. Скрипченко, что подтверждается также различиями в изотопном составе серы в рудах Урупско-Бескесской и Худесской групп месторождений. На фоне цикличности отмечается многостадийность процессов образования околорудных ореолов и эпигенетичность поздних стадий их формирования по отношению к массивным колчеданным рудам (Скрипченко, 1964).

Для серицитсодержащих околорудных метасоматитов полиметаллических месторождений Алтая получены карбоновые и пермские возрастные значения (Афанасьев, Куцев, Шанин, 1966). Аналогичные данные приводят Л. Н. Овчинников и С. Н. Вороновский (1973). Возраст наиболее древних гидротермальных серицитов — 330 млн. лет, а наиболее молодых — 254 млн. лет.

В палеозое Урала нами выделено три самостоятельных этапа колчеданного оруденения — каледонский (410—430 млн. лет), первый герцинский (350—370 млн. лет) и второй герцинский (290—315 млн. лет), причем в одних месторождениях выявлены одноэтапные, в других — двухэтапные и во всех случаях — многостадийные проявления гидротермальной серицитизации (Гаррис, 1966, 1968, 1972; Гаррис, Пшеничный, 1963). Намечаются еще и докембрийские этапы колчеданной минерализации — байкальский (около 640 млн. лет) и рифейские, но они здесь не рассматриваются.

При проведении геохронологических исследований по гидротермальному серициту нами для каждой пробы учитывались геологическая позиция соответствующих серицитсодержащих метасоматитов и их отношение к рудным телам (минералам), типоморфизм агрегатов серицита и другие особенности его морфологии и состава. Это позволяло разграничивать неизмененные серицитовые образования от перекристаллизованных или замещенных другими минералами. Доказательства правомерности использования серицита в качестве изотопного геохронометра приведены в другой работе (Гаррис, Пшеничный, Зайдис, 1976).

После того, как выяснилось, что в околорудных ореолах ряда месторождений сосуществует гидротермальный серицит различных этапов, стала понятна причина повышенного разброса возрастных значений, полученных на некоторых объектах. В дальнейшем из околорудных метасоматитов, содержащих более одной разновидности серицита, во избежание получения «гибридных» возрастных значений выделялись не просто мономинеральные, а моногенерационные пробы.

Результаты радиологического датирования колчеданных месторождений Урала по околорудному серициту, как правило, хорошо увязываются с геологическими данными и, в частности, с материалами по структурам рудных полей, по строению и минералогии рудных тел, а также по соотношениям последних с магматическими и метаморфическими образованиями. Исключение составляют лишь случаи использования для геохронометрических целей непредставительных или неправильно подобранных проб.

Рассматривая пространственно-временные соотношения околорудных гидротермально-метасоматических минералов одни авторы связывают разнообразие их состава со стадийностью формирования единого околорудного ореола, характеризующегося определенной зональностью (Семенова, Ершова, 1969); другие же считают, что на единый, одноэтапный ореол накладывались процессы гидратации, дегидратации и низкотемпературного натрового метасоматоза, влиявшие на изменение состава серицита, но уже не имеющие отношения к образованию колчеданных месторождений (Буслаев, Овчинников, 1967; Буслаев, 1967, 1969 и др.). Третьи авторы на фоне стадийности гидротермального минералообразования выделяют еще и этапность формирования в околорудных ореолах серицита различного состава и характера (Гаррис, 1962, 1966, 1968; Гаррис, Пшеничный, 1963; Гаррис и др., 1971; Пшеничный, 1969). Все три точки зрения, таким образом, сходятся на признании неодновозрастности продуктов гидротермально-метасоматических процессов, так или иначе оказавших влияние на становление в современном виде око-

лорудных ореолов и, в частности, состава и характера слюдистых минералов. Разница во взглядах состоит в оценке длительности разрыва во времени между различными проявлениями этих процессов и в признании (первая и третья точки зрения) или отрицании (вторая точка зрения) разновременности образования серицита, связанного с колчеданным оруденением. Согласно второй точке зрения, возникновение такого серицита было одноактным, а различия в его составе объясняются преобразованием серицита под влиянием наложенных процессов.

Разрыв во времени между началами трех выделенных нами в палеозое Тагило-Магнитогорского мегасинклинория этапов колчеданного рудообразования достигает 60 млн. лет. Датирование поздне- и послерудных стадий серицитизации, имевших место, вероятно, после каждого этапа оруденения, затрудняется наложением соответствующих генераций серицита на более древние. Лишь в случае развития моногенерационных серицитов в достаточно крупных выделениях удается установить, что позднерудная стадия гидротермальной серицитизации отдалена от субсинхронной оруденению стадии примерно на 15 млн. лет. При пространственном совмещении в одном и том же рудном поле серицитов различных этапов и стадий минерализации создается сложная картина полихронного образования и преобразования гидротермально-метасоматическго ореола, причем самым трудным вопросом было и остается выяснение того, с каким именно этапом гидротермальной деятельности связано формирование того или иного минералогического типа оруденения. Для подходов к разрешению поставленного вопроса пока приходится довольствоваться косвенными данными — такими, как состав рудных вкрапленников в соответствующих серицитовых породах, а также пространственными и геологическими соотношениями последних с рудными телами.

Минерализация наиболее древнего — каледонского этапа колчеданного рудообразования (410—430 млн. лет) пространственно развита нешироко. К этому этапу принадлежит Валенторское рудопроявление на Среднем Урале. Единичные датировки, лежащие в указанном интервале, полученные для месторождений Кабан, Левиха и Макан (Гаррис, 1966), возможно, связаны с присутствием монтмориллонита или реликтов более древних калийсодержащих пород. Необходимы дальнейшие исследования на более обширном материале.

Валенторское рудопроявление по близости радиологического возраста гидротермального серицита геологическому возрасту рудовмещающих эффузивно-пирокластических образований (лландоверийский ярус) может рассматриваться как наиболее тесно парагенетически связанное с базальтоидным вулканизмом. В его рудном поле также наблюдается несколько генераций серицита. Первая сопровождает отложение пирита, вторая — образование медно-колчеданных руд, а третья является послерудной (Семенова, Ершова, 1969). Это — различные стадии минерализации, принадлежащие к одному и тому же этапу гидротермальной деятельности. Наложения продуктов более поздних этапов оруденения в Валенторском рудном поле не отмечено.

Примером сочетания колчеданного оруденения первого и второго герцинских этапов (причем для каждого из них характерны свои поздне- и послерудные серицитсодержащие образования) является рудное поле Гайского месторождения. Материалы многолетнего геохронологического (Гаррис, Пшеничный, 1963) и детального минералого-геохимического изучения Гайского рудного поля (Пшеничный, 1962, 1969, 1975) позволяют вполне отчетливо выделять калийсодержащие гидротермальные слюды двух этапов минерализации, а также позднерудные, послерудные и перекристаллизованные серицитовые образования.

Первый этап серицитизации, субсинхронный оруденению, лежит в пределах 358—374 млн. лет. После завершения этого этапа (347—354 млн. лет) локально проявилось рассланцевание серицитовых метасоматитов и образование послерудного серицита (349 млн. лет). Спустя значительный промежуток времени возникла рудная минерализация второго этапа 315—290 млн. лет) с последующим локальным рассланцеванием и образованием позднерудного серицита. Безрудный серицит, приуроченный к зонам трещиноватости, показал возраст 263 млн. лет.

Независимо от геохронологических данных, два этапа колчеданного рудообразования на Гайском месторождении выделяются и по другим, чисто геологическим и минералого-геохимическим материалам. Так, Г. Н. Пшеничный и Т. Н. Шадлун (1962) на основании детального изучения текстурно-структурных особенностей руд выделили два этапа метаморфизма руд, первый из которых проявился после первого этапа колчеданного рудообразования, а второй — после завершения формирования месторождения.

Другим примером многоэтапного проявления гидротермальной минерализации является Баймакский рудный район. В истории формирования медноколчеданно-золотополиметаллических месторождений этого района выделяются те же два значительно хронологически оторванные друг от друга этапа рудообразования, причем минерализация второго герцинского этапа пространственно развита здесь более ограниченно. Серицитизация, соответствующая пиритизации первого герцинского этапа, сопровождает оруденелые кварцевые плагиопорфиры месторождений Восточно-Кузнечное (356—360 млн. лет), Бакр-Тау (367—375 млн. лет), рудопроявлений Богачевка (370 млн. лет), Торф (366 млн. лет), Таш-Тау (380 млн. лет). Продукты позднерудной минерализации (335—345 млн. лет), с которой связано формирование кварц-серицитовых и хлорит-серицитовых метасоматитов с рассеянной сульфидной вкрапленностью, выявлены в рудных полях месторождений и рудопроявлений Тубинское, Восточно-Семеновское, Абей-Саз и Бакр-Тау. Моногенерационный серицит из Бакр-Тау (обр. 352, колл. М. В. Лозового) происходит из приконтактовых метасоматитов висячего бока рудного тела. Он датирован в 345 млн. лет и сформировался после рассланцевания и катаклаза, так как не несет следов воздействия этих процессов.

Температурные условия начальных стадий рудоотложения на месторождении Бакр-Тау по минералогическим данным М. И. Исмагилов (1968) оценивает в 350—400°С. Поскольку пригодность моногенерационного серицита из Бакр-Тау (обр. 352) для К-Ar датирования по физико-химическим данным (Гаррис, Пшеничный, Зайдис, 1976), включая и энергию активизации радиогенного аргона (Денисенко, 1972), не подлежит сомнению, а определения калия и аргона многократно повторены, то выделение самостоятельной позднерудной стадии минерализации (345 млн. лет) представляется вполне реальным. По-видимому, эта стадия «специализирована» по благородным металлам. Широкое ее развитие в рудных полях месторождений Бакр-Тау, Тубинское, Восточно-Семеновское и другие, возможно, и объясняет их золоторудный профиль.

Второй герцинский этап колчеданной минерализации в Баймакском рудном районе проявился относительно узко. Его продукты выделены на Вишневском участке, где серицит (307 млн. лет) с вкрапленностью сульфидов в виде линзовидных прожилков наложен на окварцованные отложения ирендыкской свиты. Тот же возраст имеет метасоматически серицитизированный кварцевый порфир из рудного поля Майского месторождения. Здесь, кроме того, И. С. Вахромеевым обнаружена малая интрузия (268 млн. лет), не затронутая гидротермальной минерализацией (Вахромеев, Гаррис, Родичева, 1969). Это можно рассматривать как

верхний возрастной предел последнего палеозойского этапа колчеданного оруденения. Серицит послерудной гидротермальной стадии этого этапа датируется в 280—284 млн. лет (участок Богачевка).

Примером одноэтапного колчеданного месторождения, где выявлена пока минерализация только второго герцинского этапа, является Учалинское. Возраст мономинерального серицита с вкрапленностью сульфидов из карьера (колл. П. И. Пирожка, С. Б. Ящинина и М. А. Гаррис) по данным 7 проб лежит в пределах 324—311 млн. лет. К этому времени также относится образование специально изучавшегося (Гаррис, Пшеничный, Зайдис, 1976) моногенерационного полупрозрачного опаловидного серицита (обр. Учал-2П) из восточного борта, показавшего 314 млн. лет. Для главной рудной зоны получен более древний возраст (332 млн. лет). Соответствующую пробу не удалось полностью очистить от реликтов замещенной рассланцованной породы, что отразилось на некотором удревнении приведенного значения.

Зоны послерудного рассланцевания фиксируются серицитом, возраст которого составляет около 290 млн. лет. В зонах катаклаза наблюдается заполнение трещин крупночешуйчатым белым серицитом, развитым в поперечно-шестоватых агрегатах, лишенных сульфидных минералов. Примесь послерудного серицита влияет на снижение возрастных значений кварцсерицитовых метасоматитов до 285 млн. лет.

Учитывая обоснованную физико-химическими исследованиями (Гаррис, Пшеничный, Зайдис, 1976) надежность пробы серицита Учал-2П и многократную проверку полученных для нее возрастных определений, можно считать, что время образования этого серицита (314 млн. лет) ближе всего характеризует возраст главного этапа гидротермальной минерализации, сформировавшей Учалинское месторождение. Геологические данные о возрасте колчеданных руд Учалинского месторождения не противоречат этому выводу.

Приведенные примеры показывают, что в пределах Тагило-Магнитогорского мегасинклинория проявилась трехэтапная колчеданная минерализация (I — силур, II — начало среднего девона, III — первая половина карбона). При этом одни месторождения сформировались как одноэтапные того или иного возраста; другие же — как двухэтапные, в которых пространственно совмещаются гидротермальные образования II и III этапов. В каждом этапе могут быть выделены несколько стадий, породивших самостоятельные генерации серицита.

Разновозрастность развитых на Урале месторождений и рудопроявлений колчеданного типа и совмещение в некоторых рудных полях продуктов гидротермальной минерализации двух последних этапов доказываются также совокупностью прямых и косвенных геологических данных по взаимоотношениям рудных тел различного состава с осадочными, вулканогенными, интрузивными и метаморфическими образованиями, а также с пликативными и дизъюнктивными тектоническими структурами различного возраста. Соответствующие данные содержатся в многочисленных работах последних 10—15 лет по результатам изучения колчеданных месторождений Урала. Это исследования сотрудников ЦНИГРИ (М. Б. Бородаевская, А. И. Кривцов, Н. К. Курбанов, В. В. Рябов, Н. А. Перижняк, Е. П. Ширай, А. И. Шмидт), ИГЕМ АН СССР (В. П. Логинов, Н. В. Петровская, Т. Н. Шадлун), МГУ (Г. Ф. Яковлев, А. Д. Ракчеев, В. В. Авдонин, В. И. Воробьев, Н. И. Еремин, Г. П. Зарайский, В. И. Старостин, Е. В. Буриков, Л. Н. Феногенов), ИГГ УНЦ АН СССР (С. Н. Иванов, С. Г. Грешнер, В. М. Нечеухин, Г. Ф. Червяковский, Р. Г. Язева, П. Я. Ярош и др.), ИГ БФАН СССР и БТГУ (А. С. Бобохов, И. С. Вахромеев, А. А. Захарова, М. И. Исмагилов, П. В. Лазарев, В. А. Прокин, Г. Н. Пшеничный, Ф. Н. Рянский, И. Б. Серавкин,

В. И. Скрипиль, П. Ф. Сопко, А. К. Тимергазина, К. В. Уразаев и др.), Уральского и Оренбургского геологических управлений и рудничной службы (У. С. Нафиков, В. П. Первов, П. И. Пирожок, Б. С. Потапенко, П. С. Прямоносов, М. Д. Тесаловский и др.). Обзор работ названных исследователей выходит за пределы объема данной статьи, в связи с чем далее выборочно рассматривается лишь часть опубликованных материалов, касающаяся вопросов геологического возраста оруденения.

Для колчеданного оруденения силурийского возраста за пределами Карпинского района остается неясным, разрушены ли соответствующие месторождения во время перерыва между венлоком и лудлоу, отмеченным на Южном Урале (Захарова, 1971), или они еще не выявлены (либо вообще, либо как силурийские). Для Присакмарской синклинальной зоны А. А. Захаровой (1971) показано, что в заведомо осадочных полимиктовых конгломератах, лежащих на границе венлока и нижнего лудлоу, содержится галька лландовери-венлокских окварцованных, хлоритизированных и серицитизированных диабазов с вкрапленностью пирита, халькопирита, пирротина и сфалерита, а также галька эпидот-хлоритового метасоматита с вкрапленностью и прожилками халькопирита и обломки бурых железняков с типоморфным для колчеданной формации комплексом микроэлементов (Cu, Zn, Pb, Ag, As, Mo и др.). Автор делает вывод о том, что кроме медно-кобальтовых месторождений в долудловское время здесь имела место медно-колчеданная минерализация. Возможно, что именно к силурийскому этапу относятся колчеданные рудопроявления Янгызовское и Юлбарсовское, приуроченные к основным породам лландовери-венлокской липарит-базальтовой формации.

В Блявинском рудном районе, по данным В. И. Старостина (1965), Г. П. Зарайского (1965), Г. В. Ручкина и Ю. И. Демина (1969), сосуществуют силурийское, девонское и послесреднедевонское оруденение, а именно: 1) колчеданная минерализация, связанная с силурийским базальтовым комплексом, причем соответствующие рудные тела пересекаются раннедевонскими разломами; 2) сульфидная минерализация, ассоциирующая с секущими диоритами и плагиогранитами, и 3) колчеданное оруденение, наложенное на нижне- или среднедевонские образования, несогласно залегающие на силурийских. При этом в рудах содержатся обломки плагиогранитов, а галька самих руд и околорудных пород присутствует в отложениях зилаирской свиты.

Геологические обоснования существования II этапа колчеданного оруденения в Тагило-Магнитогорском мегасинклинории многочисленны, и останавливаться на них нет необходимости. Принципиальное значение имеют только два вопроса — возраст верхней границы данного этапа оруденения и геологические доказательства случаев сосуществования в одном и том же рудном поле или районе колчеданного оруденения девонского и более молодого этапов.

Дофранский возраст оруденения, наложенного на вулканогенные породы баймак-бурибаевской свиты в Сибайском и Бурибайском рудных районах, доказывается составом франских конгломератов, в гальке которых присутствуют типоморфные для месторождений колчеданной формации рудные и околорудные минералы и элементы (Захарова, 1971).

Пространственное совмещение оруденения девонского и каменноугольного возраста в ряде колчеданных рудных полей и районов Тагило-Магнитогорского мегасинклинория геологически доказывается характером соотношений разнотипных руд между собой, а также взаимоотношением руд с разновозрастными вмещающими, перекрывающими или секущими геологическими телами или структурами.

Интересную информацию в этом отношении дают эксплозивные брекчии, детально изучавшиеся А. С. Бобоховым (1976). В Александринском рудном поле (Язева, 1969) они содержат обломки серноколчеданных руд и сопровождающих их метасоматитов, а сами замещаются медноколчеданно-полиметаллическими рудами второго этапа. Еще более молодым, но близким по времени ко второму этапу, является полиметаллическое оруденение, которое можно рассматривать как самостоятельную стадию II этапа.

В ряде рудных полей Магнитогорского мегасинклинория и его южного продолжения отмечается приуроченность разнохарактерных руд и околорудных метасоматитов к разным структурным этажам. Рудные тела различного состава различаются и по соотношениям с одними и теми же стратиграфическими горизонтами, тектоническими элементами или интрузивными образованиями, и что самое важное — для некоторых типов руд отмечается их наложение на полностью сформированные и даже уже тектонически нарушенные, метаморфизованные или интрудированные колчеданные залежи более раннего этапа.

На примере Сибайского и Баймакского рудных районов И. С. Вахромеевым (1971) показано, что на эпигенетические колчеданные руды, связанные с кислыми субвулканическими телами среднего девона, которые в ряде месторождений интенсивно катаклазированы и нарушены разломами, наложено колчеданное оруденение более молодого герцинского этапа. Оно наложено также и на осадочно-вулканогенные породы верхнего структурного яруса, включая зилаирскую свиту, и приурочено к различного рода дизъюнктивным структурам, секущим как нижний структурный этаж, так и колчеданные руды первого этапа.

Наложение на катаклазированные и метаморфизованные серноколчеданные руды медноцинкового оруденения показано для Маукского месторождения Л. Н. Феногеновым (1963) и Е. В. Буриковым (1963). При этом руды первого этапа в виде обломков присутствуют в рудах второго этапа, для которого характерно трехстадийное формирование.

В пределах Маканского рудного поля (Маканское, Октябрьское, Ташкулинское м-ния) отмечено наложение на метаморфизованные руды первой (кварцево-пиритовой) и второй (пирит-сфалерит-халькопиритовой) стадий метаморфизованных халькопирит-сфалеритовых, кварцево-карбонатных с сульфидами, барит-полиметаллических руд трех последующих стадий (Рябов, 1969), причем первые две и последние три стадии минерализации по ряду геологических соотношений принадлежат к различным этапам рудообразования.

Сочетание разноэтапного оруденения — медноколчеданного среднедевонского и более молодого полиметаллического, сопровождающееся формированием «гибридных» колчеданно-полиметаллических руд, показано В. В. Авдониным (1967) на примере Ащебутакского рудного района, приуроченного к восточному крылу Магнитогорского мегасинклинория. Для обоих этапов оруденения характерно двухстадийное развитие. Руды каждого этапа сопровождаются гидротермальными метасоматитами разного характера. Галька метасоматитов второго этапа выявлена в базальных фаменско-турнейских конгломератах.

Близкие закономерности установлены (Еремин, 1964; Воробьев, 1968) для Теренсайского рудного района (Джусинское месторождение и ряд рудопроявлений). Здесь также отмечается наложение на метаморфизованные медноколчеданные руды полиметаллического оруденения. Первые сопряжены с меридиональными разрывными нарушениями и смещены разломами С-З направления с приуроченными к ним дайками Магнитогорского интрузивного комплекса, а второе тяготеет именно к С-З зонам рассланцевания и затрагивает диориты и габбро-диориты

названного комплекса, что свидетельствует о несомненно последевонском возрасте второго этапа оруденения.

Самостоятельность и послефранский (но досреднекарбоновый) возраст третьего этапа колчеданного оруденения геологически доказываются наличием соответствующих рудопроявлений в колбутанской (Мукасевское, Биш-Уба), зилаирской (В. Бузавлыкское) и березовской (Северо-восточный Бакр-Узяк, Камышлы-Узяк, Иткуловское) свитах (Вахромеев, 1971), а также мелких месторождений и рудопроявлений прожилково-вкрапленных медноколчеданных (Исаковский лог, Стоячий Камень) и хлорит-цеолитовых медных руд (Новые Соколки), формирование которых относится к позднетурнейско-намюрскому этапу (Прямоносов, 1970).

Среди одноэтапных медноколчеданных месторождений Южного Урала послеживетский возраст имеют руды месторождения им. XIX партсъезда, парагенетически связанные с кварцевыми альбитофирами самой молодой из развитых в районе (четвертой) стадии образования альбитофиров, интрудирующих как улутаускую свиту, так и силлы, секущих ее кварцевых альбитофиров более ранних стадий (Уразаев, 1971).

Рудопроявления колчеданного и полиметаллического типов в породах нижнего карбона известны также и в более восточных структурно-формационных зонах Урала — Восточно-Уральском мегантиклинории и в Прииргизском мегасинклинории (колчеданные — Увельское, Кналы-Кульское, полиметаллические — Амурское, Петропавловское, Красносельское, Арал-Тургай и др. — Прямоносов, Нечаев, 1967).

Верхняя возрастная граница колчеданной формации, по геологическим и радиологическим данным, не поднимается выше конца раннего карбона.

Приведенные примеры далеко не исчерпывают полученные в последние годы разнообразные геологические доказательства правомерности выделения в палеозойской истории Урала трех самостоятельных этапов колчеданного оруденения — силурийского, девонского (дофранского) и раннекаменноугольного, что полностью соответствует результатам изотопного датирования. Последние, однако, были получены раньше основной массы геологических данных и с неизмеримо меньшими затратами. Несмотря на это, радиометрические обоснования возраста колчеданного оруденения рядом исследователей, к сожалению, до сих пор не учитываются.

Сложность и многообразие минерального состава и строения руд колчеданных месторождений Урала и взаимоотношений различных типов руд друг с другом и с геологическими телами различного возраста и происхождения в основном определяются стадийностью рудообразования одноэтапных месторождений, а также сочетанием продуктов разновозрастной минерализации в двухэтапных месторождениях. Это подтверждается всей совокупностью имеющихся минералого-геохимических, геохронологических и геологических данных.

Дополнительным фактором, который мог существенно усложнить строение колчеданных месторождений и состав руд, является наложение более поздней рудной минерализации иной формационной принадлежности. Эта минерализация представлена скарновым и золото-полиметаллическим типами, генетически связанными, соответственно, с внедрением послеколчеданных мощных даек основного состава или с герцинскими гранитоидными интрузиями. Пространственное совмещение в пределах рудных полей и месторождений минеральных агрегатов, образовавшихся в различные металлогенические эпохи и относящихся к различным рудным формациям, известно в ряде рудных районов Южного и Среднего Урала. Так, в золотоколчеданном Куросанском рудном рай-

оне, по А. И. Шмидту (1965), в нижнем структурном этаже ($S - D_2$) развиты барит-серноколчеданные руды, приуроченные к порфиритам. Околорудные метасоматиты сложены кварцем и серицитом. Для них характерна адуляризация. Руды и метасоматиты образовались после внедрения даек комплекса самостоятельных малых интрузий, завершающих каледонский этап вулканизма, т. е. после основного складкообразования и рассланцевания, но до становления Краснинского интрузивного комплекса, оказавшего на руды и метасоматиты метаморфизующее воздействие (дайки лампрофиров секут колчеданные руды). На нижний и верхний ($Д_3 - C_1$) структурные этажи и на интрузивные тела Краснинского комплекса наложены золото-полиметаллические руды послеколчеданной металлогенической эпохи и связанные с ними метасоматиты лиственитового типа. Второй этап оруденения А. И. Шмидт относит к позднему палеозою и связывает его с гранитовой формацией. Автор подчеркивает пространственное совмещение резко разновозрастного оруденения.

На Южно-Кузнечихинском месторождении по колчеданным рудам развита медно-цинково-баритовая минерализация также послегранитного возраста (Ракчеев, 1956). Золото-серебряная минерализация, развитая на колчеданных месторождениях, относится, по П. Я. Ярошу, к новообразованиям, связанным с гранитоидами позднепалеозойского возраста. Сульфидная минерализация отмечена в зоне Кизильского разлома (Вахромеев, 1971), нарушающего отложения кизильской и уртазымской свит (верхнее визе — московский ярус). Вкрапленная медьсодержащая сульфидная минерализация, развитая на участке Арад-Таш по тектонической брекчии, секущей улутаускую свиту, показала по серициту пермский возраст (254 млн. лет; определение наше, данные В. А. Прокина). Имеются также и субсинхронные колчеданному оруденению раннекарбонового этапа месторождения и рудопроявления, относящиеся к золоторудному типу (Мелентьевское и другие месторождения Миасского района, Айдырлинское месторождение). Возраст их определен по валовым пробам серицитсодержащих околорудных пород в интервале 295—335 млн. лет (Овчинников и др., 1966).

В пределах Учалинского рудного поля известно наложение скарнового и золото-полиметаллического оруденения (в данном случае непромышленного) на руды колчеданной формации (Бородаевская и др., 1962; Бородаевская и др., 1967; Пшеничный, 1972). Скарновая минерализация здесь представлена гранатом, эпидотом, хлоритом, карбонатом (обычно сидеритом) и магнетитом. Она наложена на послеколчеданные дайки габброидов, прорывающих колчеданные руды и отложения франского яруса, а также на колчеданные руды в зоне контакта с дайками. Золото-полиметаллическая минерализация, наложенная на колчеданные руды и послеколчеданные дайки габбро-диоритов, относится к прожилковому, штокверковому и гнездовому типам. Сплошные или густовкрапленные тела состоят из галенита, блеклой руды, частично халькопирита, светлого сфалерита и пирита в ассоциации с кварцем. Галенит и блеклая руда отличаются повышенными содержаниями золота, серебра и теллура, которые образуют собственные минеральные формы — самородное золото, алтаит, гессит.

Отмеченные эпигенетические типы минеральных комплексов, наложенные на руды колчеданной формации, в большинстве случаев не имеют самостоятельного промышленного значения. Вместе с тем золото-полиметаллический тип оруденения послеколчеданной эпохи не следует смешивать с очень близкими по минеральному составу (а часто и текстурно-структурным признакам) минеральными типами руд, образовавшихся в заключительные золото-полиметаллическую и золото-сульфид-

но-баритовую стадии колчеданного рудообразования (Вахромеев, Пшеничный, 1970; Пшеничный, 1972, 1975). Поэтому в каждом конкретном случае сочетания в одном и том же рудном поле серноколчеданного и медноколчеданного оруденения с золото-сульфидным, золото-полиметаллическим или полиметаллическим необходимо особое внимание уделять формационному анализу рудных образований с целью разделения формаций собственно колчеданного и неколчеданного типов. В числе критериев такого разделения не последнее место должны занимать возрастные данные, тем более, что через время образования могут быть определены генетические или парагенетические связи того или иного типа оруденения с определенными магматическими формациями.

ВЫВОДЫ

1. Совокупность новых геологических материалов подтверждает правомерность выделения по геохронологическим данным в пределах восточного склона Урала трех самостоятельных этапов колчеданного рудообразования: I — силурийского (долудловского), II — девонского (средний девон) и III — каменноугольного (конец раннего карбона — пограничное время со средним карбоном). Существуют как одноэтапные месторождения всех трех возрастов, так и двухэтапные, обязанные пространственному совмещению оруденения II и III этапов. Не исключено сохранение в отдельных отрицательных структурах или в районах с повышенной мощностью силурийских отложений трехэтапных месторождений.

2. Многоэтапное проявление колчеданного рудообразования с частным совмещением в одном и том же рудном поле оруденения двух различных этапов геохронологически и геологически обосновано не только для Урала, но и для других регионов (Кавказ, Алтай).

3. Для каждого из трех этапов колчеданного оруденения характерна стадийность гидротермально-метасоматических процессов, причем серицит выделялся не только в синрудные, но и в близкопредрудную, позднерудную и послерудные стадии. Разностадийные серициты различаются как по геологическим позициям и абсолютному возрасту, так и по химическому составу и типоморфизму агрегатов.

4. Возрастные данные подтверждают широко распространенные представления о парагенетических связях колчеданного рудообразования с процессами вулканизма (соответственно — силурийского, среднедевонского и раннекаменноугольного времени). Вместе с тем гидротермально-метасоматическая природа подавляющего большинства продуктивных минеральных типов руд колчеданной формации определяет их эпигенетичность по отношению к вмещающим вулканогенно-осадочным толщам.

5. Возраст выявленных синрудных и позднерудных генераций серицита I этапа колчеданного оруденения укладывается в пределы 410—430 млн. лет, II этапа — 350—370 млн. лет и III этапа — 290—320 млн. лет. Послерудный серицит III этапа колчеданного рудообразования имеет возраст 280—260 млн. лет.

6. По возрасту полностью перекристаллизованного гидротермального серицита выделено несколько фаз локального рассланцевания. Время проявления их близко к 350, 290, 270—260 и 250—240 млн. лет. Рассланцевание первой и второй фаз сопровождало завершение рудоотложения во время II и III этапов колчеданного оруденения.

7. Учитывая многоэтапность и многостадийность связанной с колчеданным рудообразованием и более поздней гидротермальной серицити-

зации, а также многофазность рассланцевания, ведущего к полной или частичной потере ранее накопленного радиогенного аргона, вывод средних арифметических значений возраста и любых статистических закономерностей необходимо производить для каждой из возрастных и генетических групп серицита в отдельности.

8. Многоэтапность образования синхронного колчеданному оруденению гидротермального серицита, а также наличие послерудных серицитсодержащих метасоматитов необходимо учитывать при любых исследованиях геолого-минералого-геохимического направления, в том числе при разработке минералого-геохимических методов поисков колчеданных месторождений и при интерпретации металлометрических данных.

9. Возрастные критерии проявления колчеданного оруденения могут и должны использоваться в поисковых целях. В частности, установление в зонах серицитизации гидротермальных метасоматитов с возрастом, соответствующим времени проявления на Урале колчеданного оруденения I, II и III палеозойских этапов, следует рассматривать как положительный поисковый признак. Проявления гидротермальной серицитизации среднекарбоново-пермского возраста не перспективны на колчеданное оруденение, но их нужно проверять на золото и полиметаллы.

ЛИТЕРАТУРА

Авдонин В. В. Геологические условия образования и размещения медно-колчеданных и полиметаллических руд в Ащебутакском районе (Южный Урал). Автореф. канд. дисс. М., 1967.

Афанасьев Г. Д., Куцев Ю. С., Шанин Л. Л. Калий-аргоновое датирование пород, вмещающих отдельные рудопроявления, по материалам Северного Кавказа и Иртышской зоны смятия (Алтай). — «Абсол. датир. тектономагмат. циклов и этапов оруд. по данным 1964 г.». М., «Наука», 1966.

Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Карамян К. А., Сагателян Э. А. Абсолютный возраст некоторых рудных формаций Армении. — «Абс. датир. тектономагматич. циклов и этапов оруд. по данным 1964 г.». М., «Наука», 1966.

Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Мнацаканян А. Х., Саркисян Г. А., Саркисян Э. А., Хачатрян Л. М. Геолого-радиологическая интерпретация возрастных значений магматических и околорудо-измененных пород Кафанского рудного района (Армянская ССР). — «Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста». М., «Наука», 1973.

Бобохов А. С. Магматогенные брекчии кислого состава месторождений Южного Урала. М., «Наука», 1976.

Буриков Е. В. Особенности хлоритизации на некоторых колчеданных месторождениях Урала (Маук, Карабаш). Автореф. канд. дисс. М., 1963.

Бородаевская М. Б., Петровская Н. В., Нафиков У. С., Пирожок П. И., Курбанов Н. К. К вопросу о генезисе так называемых рудных «галек» из Учалинского месторождения на Южном Урале. — Тр. ЦНИГРИ, вып. 48, 1962.

Бородаевская М. Б., Пирожок П. И., Курбанов Н. К., Нафиков У. С. Возрастные соотношения даек и колчеданных руд в Учалинском рудном поле (Южный Урал). — Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 67.

Буслаев Ф. П., Овчинников Л. Н. Об искажении значений абсолютного возраста слюд в связи с их метаморфизмом. —«Вопр. датир. древнейших геол. образ. и основных пород». М., «Наука», 1967.

Буслаев Ф. П. Минералогия и метаморфизм серицитов из Уральских колчеданных месторождений. Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1967.

Буслаев Ф. П. Метаморфизм серицитов из Уральских колчеданных месторождений (на примере Зюзельского и Гайского месторождений). — «Магматич. формации, метаморфизм, металлогения Урала». Труды ВУПС, т. 5. Свердловск, 1969.

Вахромеев И. С., Гаррис М. А., Родичева З. И. Выделение герцинских гипабиссальных кислых порфировых интрузий в ирендыкском и баймакском комплексах Баймакского рудного района. — «Материалы по геол. и геофиз. рудных месторожд. вост. склона Ю. Урала». Уфа, 1969.

Вахромеев И. С., Пшеничный Г. Н. Генетическая систематика колчеданных месторождений Южного Урала. — «Пол. ископ. Башкирии, их размещ. и условия формир». (Тезисы докл. научн. сессии). Уфа, 1970.

Вахромеев И. С. Геологическое строение Сибайского и Баймакского рудных

районов на Южном Урале и закономерности размещения колчеданных месторождений. Автореф. докт. дисс. М., 1971.

Воробьев В. И. *Геологические закономерности размещения медноколчеданных* и колчеданно-полиметаллических месторождений в Теренсайском районе (Южный Урал). Автореф. канд. дисс. М., 1968.

Гаррис М. А. *Опыт применения калий-аргонового метода для определения возраста* колчеданного оруденения Южного Урала. — Труды X сессии Комиссии по опред. абс. возр. геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Гаррис М. А., Пшеничный Г. Н. *О возрасте околорудных метасоматитов* Гайского месторождения. — Труды XI сессии Комиссии по опред. абс. возр. геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Гаррис М. А. *Некоторые черты металлогении Урала по геохронологическим данным.* — «Абсол. датир. тектоно-магматич. циклов и этапов оруд. по данным 1964 г.» М., «Наука», 1966.

Гаррис М. А. *Доюрская история некоторых эндогенных формаций Урала (по* данным радиологического датирования). — МГК. XXIII сессия, докл. сов. геол. Пр. 6 и 13а. М., «Наука», 1968.

Гаррис М. А. *О возрастных критериях поисков медноколчеданного оруденения* на Урале. — «Материалы по геол. и геофиз. рудных месторожд. восточ. склона Ю. Урала». Уфа, 1969.

Гаррис М. А., Зайдис Б. Б., Лозовой М. В., Пшеничный Г. Н. Околорудный серицит и этапность формирования колчеданных месторождений Урала. — Тезисы докл. XVII сессии Комиссии по опр. абс. возр. геол. формаций. М., 1971.

Гаррис М. А. *Геохронологическая схема тектоно-магматических циклов геосинклинального развития Урала.* — «Вопр. изотопной геохр. Урала и вост. части Русской платформы». Уфа, 1972.

Гаррис М. А., Пшеничный Г. Н., Зайдис Б. Б. Серицит *как изотопный* геохронометр. — «Изотопная геол. Урала и вост. Русской плиты». Уфа, 1976.

Денисенко Е. А. О пригодности серицита для К-Ar геохронометрии. — Вопр. *изотопной геохр. Урала и вост. части Русской платф.». Уфа,* 1972.

Еремин Н. И. Геологические условия формирования Джусинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Ю. Урал). Автореф. канд. дисс. М., 1964.

Зарайский Г. П. Геологические условия образования Комсомольского медноколчеданного месторождения на Ю. Урале. Автореф. канд. дисс. М., 1965.

Захарова А. А. Петрографический состав и метаморфизм горных пород из силурийских и девонских конгломератов западного крыла Магнитогорского мегасинклинория. Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1971.

Исмагилов М. И. Руды и околорудные измененные породы золото-полиметаллических месторождений Баймакского района (Южный Урал) и некоторые условия их формирования. Автореф. канд. дисс. Уфа, 1968.

Овчинников Л. Н., Шур А. С., Панова М. В. Об абсолютном возрасте некоторых изверженных, метаморфических и осадочных образований Урала.— «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1957, № 10.

Овчинников Л. Н. К вопросу определения абсолютного возраста рудных месторождений Урала. — «Геохимия», 1958, № 6.

Овчинников Л. Н. Абсолютный возраст рудных месторождений Урала по данным аргонового метода. — Тр. VII сессии Комиссии по определению абсол. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Овчинников Л. Н., Панова М. В., Подлесова Р. Г., Шангареев Ф. Л. Результаты определения абсолютного возраста геологических образований Урала, полученные К-Ar методом в 1963—1964 гг. — «Абсол. датир. тектоно-магматич. циклов и этапов оруд. по данным 1964 г.» М., «Наука», 1966.

Овчинников Л. Н., Вороновский С. Н. Абсолютный возраст колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — «Геолого-радиологич. интерпретация несходящихся знач. возраста». М., «Наука», 1973.

Прямоносов П. С., Нечаев П. В. Комплексная металлогеническая карта эндогенных месторождений Урала. — «Материалы по геол. и пол. ископ. Урала», вып. 12. М., «Недра», 1967.

Прямоносов П. С. Типы эндогенных металлогенических зон, их рудные формации и металлогенические эпохи Урала. Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1970.

Пшеничный Г. Н. Серициты Гайского месторождения. — «Геолого-минералогич. особенности меднорудных местор. Урала». Уфа, 1962.

Пшеничный Г. Н. О составе и свойствах серицитов колчеданных месторождений Южного Урала. — «Магматич. формации, метаморфизм, металлогения Урала». Труды ВУПС, т. 5. Свердловск, 1969.

Пшеничный Г. Н. Прерывистость процессов рудообразования на месторождениях колчеданной формации (на примере Южного Урала). — «Рудообраз. и его связь с магматизмом». М., «Наука», 1972.

Пшеничный Г. Н. Условия формирования руд месторождений колчеданной формации Южного Урала. — «Силуро-девонский вулк. Ю. Урала». Уфа, 1975.

Пшеничный Г. Н. Гайское медноколчеданное месторождение Южного Урала. М., «Наука», 1975.

Пшеничный Г. Н., Шадлун Т. Н. О полосчатых и сланцеватых текстурах руд Гайского месторождения на Южном Урале. — «Геол. рудн. местор.», 1962, № 6.

Ракчеев А. Д. Метаморфизм пород зеленокаменной полосы и его отношение к колчеданному и медно-цинковому оруденению в районе Южно-Кузнечихинского месторождения на Среднем Урале. — «Сов. геол.» ,1956, № 51.

Рубинштейн М. М., Баудзе В. И., Бенидзе Г. М. О возрасте колчеданного оруденения Северного Кавказа. — «Абсол. датир. тектоно-магматических циклов и этапов оруд. по данным 1964 г.» М., «Наука», 1966.

Ручкин Г. В., Демин Ю. И. Некоторые вопросы генезиса медноколчеданных месторождений Блявинского рудного поля (Южный Урал). — «Сов. геол.», 1969, № 1.

Рябов В. В. Петрография Маканского рудного поля и условия формирования в нем медноколчеданного оруденения. Автореф. дис. М., 1969.

Семенова Н. Н., Ершова В. Г. Особенности околорудного метасоматиза на Валенторском и Галкинском колчеданных рудопроявлениях (сев. часть Среднего Урала). — «Магматич. формации, метаморфизм, металлогения Урала». Труды II Уральск. петр. совещ., т. 5. Свердловск, 1969.

Скрипченко Н. С. Геология и закономерности образования медноколчеданных месторождений Северного Кавказа. Автореф. докт. дисс. М., 1964.

Старостин В. И. Геологическая структура Блявинского рудного поля (Южный Урал). Автореф. канд. дисс. М., 1965.

Уразаев К. А. Геологическое строение рудного поля месторождения им. XIX партсъезда и условия локализации колчеданного оруденения. Автореф. канд. дисс. М., 1971.

Феногенов А. Н. Особенности сульфидной минерализации в пределах зеленокаменной полосы восточного склона Урала на участке г. Кыштым — г. Дегтярка. Автореф. канд. дисс. М., 1963.

Шмидт А. И. Условия локализации и вопросы генезиса золотоколчеданных месторождений Куросанской группы (Ю. Урала). Автореф. канд. дисс. М., 1965.

Язева Р. Г. Малые интрузии Александринского рудного района (Южный Урал) и их роль в локализации медноколчеданного оруденения. Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1969.

Г. Н. ЗАСУХИН, Г. Н. ПШЕНИЧНЫЙ,
Л. А. ЛОГИНОВА, С. М. ПЛОТНИКОВ

К ГЕОХИМИИ РТУТИ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КОЛЧЕДАННОЙ ФОРМАЦИИ ЮЖНОГО УРАЛА

Важная роль ртути в формировании гипогенных геохимических ореолов сульфидных месторождений впервые отмечена А. А. Сауковым (1946). Им же были изложены теоретические предпосылки поисков рудных месторождений по ртутным ореолам. В дальнейшем в различных регионах Союза были выполнены многочисленные работы поисково-геохимического направления, в которых главное место отводилось изучению распределения ртути в геохимических ореолах рудных месторождений. В итоге проведенных исследований в настоящее время можно считать доказанной эффективность применения ртути как элемента индикатора при поисках слепых и глубокозалегающих рудных тел. Результаты этих работ широко освещены в печати и в многочисленных рукописных работах (Озерова, 1958, 1962, 1968; Озерова, Сауков, 1960; Вершковская, 1956; Дворников, 1962; Фурсов, 1958, 1961, 1962; Федорчук, 1961, 1964; Терехова, 1961, 1965; Быковская, 1966; Церцвадзе, Меняйлова, 1968; Карасик, Большаков, 1965; Пшеничный, Андриянова, 1969; Хайретдинов, 1971; и др. работы).

Выявление концентраций и особенностей распределения ртути в эндогенных геохимических ореолах и за их пределами, в сплошных и прожилково-вкрапленных рудах, а также отдельных минералах на месторождениях колчеданной формации Южного Урала представляет несомненный интерес, так как позволяет решить ряд вопросов теоретического и прикладного характера, наиболее важными среди которых являются: детализация геохимического спектра эндогенных ореолов; уточнение картины геохимической зональности; детализация качественной характеристики промышленных руд, так как ртуть при соответствующих условиях и концентрациях может оказаться вредной примесью в колчеданных рудах; выявление дополнительных поисковых признаков на слепые и глубокозалегающие рудные тела колчеданного типа; получение дополнительных данных по геохимии ртути, включая ее минеральные и температурные формы нахождения в минерале-хозяине.

Предлагаемая вниманию читателя статья является, по существу, первой работой в этом направлении и подводит итог начального этапа изучения авторами геохимических особенностей ртути на различных месторождениях колчеданной формации Южного Урала.

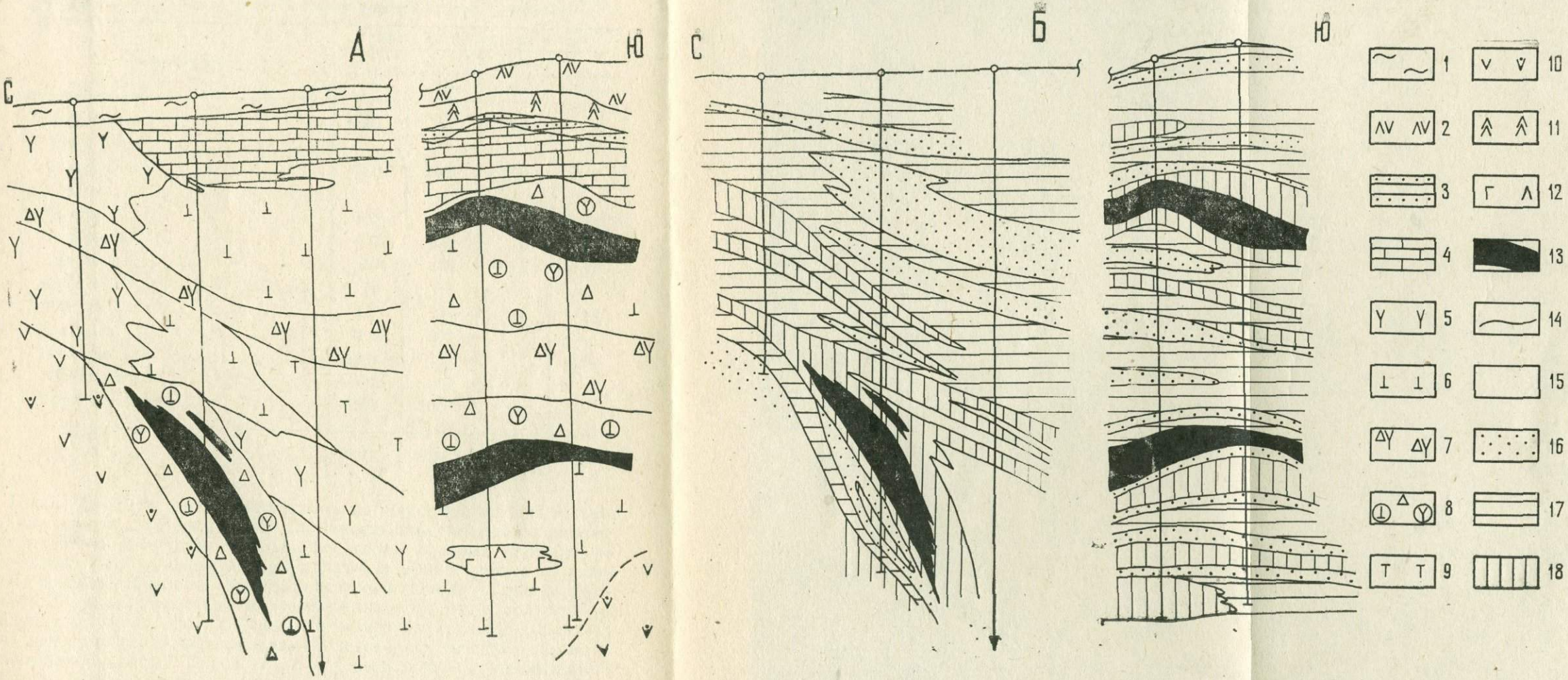

Рис. 1. Узельгинское месторождение. Фрагменты продольного разреза. А — геологическое строение, Б — эндогенный ореол ртути.

1 — четвертичные глины и суглинки, *2* — пироксен-плагиоклазовые андезито-дацитовые порфириты, *3* — переслаивание кремнистых сланцев, туффитов, туфопесчаников, *4* — известняки, *5* — кварцевый липаритовый и дацитовый порфирит, *6* — кварцевый липаритовый порфир, *7* — эруптивная брекчия кварцевого липаритового и дацитового порфирита, *8* — эксплозивная брекчия, *9* — крупнокварцевый андезито-дацитовый порфирит, *10* — миндалекаменные базальтовые порфириты, *11* — диабаз крупнозернистый (силл), *12* — габбро-диабаз, *13* — рудные тела, *14* — геологические границы, *15—18* — содержание ртути в породах: *15* — участки пород, не исследованных на ртуть, *16* — не обнаружено (менее $1 \cdot 10^{-6}$), 17—$1 \cdot 10^{-6}$%—$8 \cdot 10^{-6}$%, *18* — более $8 \cdot 10^{-6}$%.

Методика и объемы выполненных работ

Работы проводились в пределах Южного Урала на месторождениях колчеданной формации, среди которых широко представлены все промышленные типы и минеральные подтипы руд по систематике И. С. Вахромеева и Г. Н. Пшеничного (1970). Исследования с различной степенью детальности выполнены на 10 месторождениях, список которых с указанием объемов работ приведен в табл. 1.

Таблица 1

Месторождения колчеданной формации Южного Урала и объемы выполненных на них работ по изучению ртути в горных породах, рудах и минералах

№ п. п.	Месторождения	Колич. проанализированных проб			
		всего	в том числе		
			породы	руды	минералы
1	Узельгинское	1555	881	669	5
2	Новый Сибай				
3	Старый Сибай	3500	2850	650	
4	Камаган				
5	Гайское	539	468	41	30
6	Октябрьское	377	243	3	131
7	Юбилейное	183	153	3	27
8	Озерное	62	62		
9	Майское	232	196	11	25
10	Балта-Тау	200	200		
11	Маканское	249	119		130
12	Мамбетовское	80	80		
13	Южно-Маканское	1200	1000	200	
	Итого проб	8177	6252	1577	348

Пробы для исследований отбирались по общепринятой для Южного Урала методике геохимического (по вмещающим породам) и рядового химического (по рудам) опробования керна буровых скважин на колчеданных месторождениях. Пробы для извлечения пирита из эндогенных ореолов отбирались точечно-бороздовым методом с шагом опробования 5—60 м. Некоторые мономинеральные фракции получены из единичных штуфных проб, а отдельные минералы (сфалерит, блеклая руда) методами локального анализа исследовались непосредственно в полированных шлифах. Опробование сопровождалось крупномасштабным минералогическим картированием керна, а в камеральный период — петрографическим и минералого-геохимическим изучением отобранных штуфов и проб. В дальнейшем пробы обрабатывались по общепринятой методике и направлялись на анализ.

Пробы для извлечения пирита подвергались измельчению на стержневых мельницах до крупности, необходимой для раскрытия зерен пирита, и направлялись на флотацию. Путем перечисток флотацией или бромоформированием при дополнительном дроблении пиритный концентрат доводился до максимально достижимой чистоты. Из внешней части ореолов отобрано около 90% проб, которые представлены облом-

ками кристаллов пирита с единичными зернами халькопирита или сфалерита. Количество нерудных минералов не превышает 1—2%. Пробы из внутренних частей ореолов (вблизи рудного тела) представлены пиритом с примесью его сростков с халькопиритом и зерен халькопирита и сфалерита, количество которых не более 1—2%.

Для анализа проб горных пород и руд использовались ртутно-абсорбционный фотометр (КазРАФ) с чувствительностью метода $1 \cdot 10^{-7}$% и полуколичественный спектральный анализ на ртуть по методу Е. А. Сергеева (1957) с чувствительностью $3 \cdot 10^{-6}$%, а в ряде случаев и $1 \cdot 10^{-6}$%. В пиритных концентратах и рудах ряда месторождений ртуть определялась спектрально в камерных угольных электродах с использованием двойной дуги. Навеска 2 г. Форма электродов аналогична описанным в работе Show, Joensuu, Ahrens, (1952). Чувствительность метода (2—$3 \cdot 10^{-5}$%. Съемка спектров производилась на спектрорафе ДФС-13 с решеткой 600 штр/мм с последующим фотометрированием. Эталоны приготовлялись на пиритной основе с содержаниями кратными 1 : 3 : 10.

Основные черты геологии

Месторождения колчеданной формации Южного Урала залегают среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, претерпевших региональный зеленокаменный метаморфизм в условиях зеленосланцевой и пренит-пумпеллиитовой фаций. Все известные промышленные месторождения пространственно и парагенетически связаны с контрастно и последовательно дифференцированными липарит-базальтовыми и базальт-андезит-липаритовыми формациями силурийского и девонского возраста (Бородаевская и др., 1969; Аржавитин, 1972; Сагло, 1975; и др.). В ряде случаев различными исследователями отмечается более тесная пространственная и парагенетическая связь колчеданного оруденения с вулканокупольными структурами, субвулканическими и субинтрузивными телами дацитового и липарито-дацитового состава различных фаз становления. В структурном отношении колчеданное оруденение приурочено в основном к крупным отрицательным структурам: Магнитогорскому и Восточно-Уральскому мегасинклинориям. Наибольшее количество месторождений, в том числе и наиболее крупные из них, расположено в пределах Магнитогорского мегасинклинория. Единичные колчеданные месторождения известны в пределах Восточно-Уральского и Зауральского поднятий, где они приурочены к синклинальным прогибам, выполненным силуро-девонскими вулканогенными отложениями.

Для месторождений колчеданной формации характерен следующий типовой разрез, являющийся, по существу, стратиграфической колонкой, отражающей закономерности развития вулканитов рудоносных зон (Прокин, 1973): 1) подстилающие вулканиты базальтового состава; 2) рудоносный вулканогенный комплекс с участием пород основного и кислого состава; 3) покрывающие вулканомиктовые отложения; 4) завершающие терригенные образования.

В пределах рудных полей и месторождений рудовмещающие породы вулканогенных комплексов претерпели интенсивные гидротермально-метасоматические изменения, которые, с одной стороны, являются индикаторами колчеданного оруденения (служат в качестве поисковых признаков), а с другой — содержат богатую генетическую информацию.

В целом месторождения колчеданной формации характеризуются широким разнообразием минерального и химического состава, а также текстурно-структурных особенностей руд. Общее количество гипогенных

рудных минералов достигает нескольких десятков, однако к числу сквозных главных рудообразующих сульфидов относятся лишь пирит, халькопирит и сфалерит. На отдельных месторождениях или в пределах отдельных рудных тел и залежей в значительных количествах встречаются пирротин, марказит, гипогенный борнит, блеклая руда, где они являются главными рудообразующими сульфидами. В качестве второстепенных минералов часто встречаются галенит, магнетит, арсенопирит.

По генезису месторождения колчеданной формации Южного Урала в целом являются полигенными и полихронными образованиями.

Результаты исследований и их обсуждение

Рассмотрение результатов исследований приводится ниже по объектам, которые располагаются в последовательности убывания детальности изучения в них распределения ртути. В заключение приведены сопоставления объектов по некоторым их показателям.

Узельгинское месторождение. Распределение ртути в рудовмещающих породах изучено по керну 9 буровых скважин в двух взаимно перпендикулярных разрезах. Поперечный разрез 34 проходит через одно из рудных тел залежи IV в северной ее части, а продольный разрез своим северным фрагментом проходит через это же рудное тело, а южным фрагментом пересекает залежи V и IV в участке с этажно расположенным оруденением (рис. 1.). При чувствительности анализа $1 \cdot 10^{-6}$% ртуть обнаружена в 442 пробах, что составляет 52,4% от общего их количества (табл. 2). Следовательно, фоновое содержание ртути в описываемых породах ниже порога чувствительности анализа и кларкового содержания ее для земной коры ($7{,}7 \cdot 10^{-6}$%), а также среднего содержания смеси, состоящей из двух частей кислых и одной части основных пород — $8{,}3 \cdot 10^{-6}$% (Виноградов, 1962), которая по своему составу наиболее близка к рудовмещающим породам Узельгинского и других месторождений колчеданной формации Южного Урала.

Для пород Узельги в целом характерны содержания ртути от $1 \cdot 10^{-6}$% до $n \cdot 10^{-3}$%. В северной части месторождения (см. рис. 1) вблизи рудного тела ртуть обнаруживается по всей мощности вскрытых буровыми скважинами горных пород (до 1100 м). Здесь она образует сплошной ореол асимметричного строения, прослеживающийся до 170—200 м от рудного тела (по вертикали и в стороны от него) со стороны его висячего бока и до 100 м в его лежачем боку. В последнем случае ореол ртути имеет несколько прерывистое строение и большинство скважин не вышло из ореольной зоны.

Для ореола характерны содержания ртути $n \cdot 10^{-5}$%. Наиболее высокие содержания (до $n \cdot 10^{-3}$%) наблюдается в висячем боку ореола. Здесь они в тысячи раз превышают фоновые. Прерывистый ореол ртути прослеживается выше рудного тела более чем на 400 м и выходит на дневную поверхность под рыхлые отложения.

На флангах прерывистый эндогенный ореол ртути прослеживается до 500 м от рудного тела.

В маломощных прослоях горных пород (до 1,5—2 м) и дайках (включая послерудные дайки габбро-диабазов), попадающих в контуры промышленных сульфидных руд, содержание ртути возрастает на порядок и более по сравнению с ореольными значениями.

Значительные концентрации ртути в послерудных дайках в местах их пересечения с сульфидными рудами, вероятно, связаны с ассимиляцией рудного вещества дайками при пересечении ими рудных тел.

В сплошных и прожилково-вкрапленных промышленных рудах содержание ртути резко возрастает, превышая обычно на 1—2 порядка

(а иногда и более) ее содержание в эндогенных ореолах, и колеблется от $1 \cdot 10^{-6}\%$ до $9 \cdot 10^{-2}\%$. Преобладают содержания ртути в пределах тысячных и десятитысячных долей процента, что свидетельствует о тесной связи ртути с сульфидами (см. табл. 2).

Особенности распределения ртути в рудах в зависимости от их минерального состава сводятся к следующему. Бедны ртутью пирротинсодержащие руды нижнего рудоносного горизонта. При чувствительности анализа $1 \cdot 10^{-6}\%$ лишь в 20% проб установлены значащие содержания ртути в предлах $n \cdot 10^{-6}\%$ и $n \cdot 10^{-5}\%$ (см. табл. 2). Несколько выше встречаемость ртути и ее содержания в колчеданных рудах, пирит которых образовался в результате дисульфидизации пирротина. По содержаниям ртути эти руды аналогичны рудовмещающим породам в пределах эндогенного ореола.

Остальные промышленные сорта и минеральные типы руд отличаются более устойчивыми и высокими содержаниями ртути. Самыми характерными являются классы содержаний ртути $n \cdot 10^{-5}\%$, $n \cdot 10^{-4}$ и $n \cdot 10^{-3}\%$. При этом пробы с содержаниями ртути в тысячные доли процента встречаются значительно чаще других и составляют 40,2% от общего количества проанализированных проб. Среди описываемых руд наиболее обогащенными ртутью оказываются богатые теннантит-сфалерит-пиритовые и сфалерит-пиритовые руды, а затем следуют теннантит-халькопирит-сфалерит-пиритовые, халькопирит-пиритовые и, наконец, существенно пиритовые руды. Отмеченные особенности свидетельствуют о преимущественном накоплении ртути в завершающие стадии процесса колчеданного рудообразования.

Распределение ртути в главных рудообразующих и нерудных минералах месторождения изучено пока недостаточно. Имеющиеся данные сводятся к следующему: содержание ртути равно в блеклой руде 0,5% (1 анализ на электронном микрозонде) и 0,02% (1 спектральный анализ); по данным спектральных анализов в сфалерите — до 0,03% (1 проба) и в пирите — 0,0018 и 0,05% (2 пробы). Содержания ртути в минералах (за исключением блеклой руды, проанализированной на электронном микрозонде) приведены по материалам В. В. Лукс и А. И. Журавлевой.

Сибайское рудное поле. В пределах изучавшихся месторождений (Старый и Новый Сибай, Слепая залежь, Камаган) ртуть при чувствительности анализа $1 \cdot 10^{-7}\%$ обнаружена во всех проанализированных пробах горных пород, руд и минералов (см. табл. 1).

В пределах всех участков Сибайского месторождения ртуть в околорудном пространстве образует отчетливые эндогенные ореолы с характерным зональным строением (рис. 2). Фоновое ее содержание для Сибайского месторождения составляет: в спилитах надрудных толщ $(0,85—1,15) \cdot 10^{-6}\%$ и породах кислого состава $(3—4) \cdot 10^{-6}\%$. Аномальные содержания ртути наблюдаются во всех породах на удалении до 200—400 м от рудных тел.

Средние содержания ртути в спилитах над рудой (в висячем боку ореола на удалении от последних до 200—250 м) составляют $(1,2—1,5) \times 10^{-5}\%$, а в породах кислого состава на глубинах 100—150 м и в удалении от рудных тел до 400 м они достигают $(1,5—1,7) \cdot 10^{-5}\%$. В эндогенном ореоле над четвертой (верхней) рудной линзой концентрация ртути несколько увеличивается и ее содержания колеблются от 1,2—1,5 до $33 \cdot 10^{-6}\%$, в среднем составляя $2,5 \cdot 10^{-5}\%$.

Характерно, что по падению рудоносной зоны на глубинах 630—670 м содержание ртути увеличивается до $1,2 \cdot 10^{-4}\%$, что может рассматриваться как косвенный критерий на наличие 2-го этажа оруденения под Ново-Сибайской залежью. Имеющиеся на этот счет другие при-

Таблица 2

Содержание ртути в горных породах, дайках, сплошных и прожилково-вкрапленных рудах Узельгинского месторождения и особенности распределения ее по классам содержаний

Краткая характеристика объектов исследования	Ед. изм.	Всего проб	В том числе с содержаниями ртути, %						Среднее арифм. сод., %	Макс. содержание, %
			не обн.	$n \cdot 10^{-6}$	$n \cdot 10^{-5}$	$n \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-2}$		
Рудовмещающие породы и дайки										
Рудовмещающие породы и дайки эндогенного ореола	колич.	779	411	263	72	18	15	—		
	относ. %	100	52,9	33,8	9,2	2,3	1,9	—		
Маломощные прослои незамещенных пород и дайки в контурах рудных тел	колич.	82	8	16	31	15	12	—		
	относ. %	100	9,7	19,5	37,9	18,3	14,6	—		
Все горные породы и дайки	колич.	861	419	279	103	33	27			
	относ. %	100	48,6	32,4	11,9	3,9	3,1			
Сплошные и прожилково-вкрапленные промышленные руды										
Пирротиносодержание руды нижнего рудоносного горизонта	колич.	23	18	4	1	—	—	—		$1 \cdot 10^{-5}$
	относ. %	100	78,3	17,4	4,3	—	—	—		
Колчеданные руды, пирит которых образовался в результате дисульфидизации пирротина	колич.	67	34	16	12	4	1	—		$1 \cdot 10^{-3}$
	относ. %	100	50,8	23,9	17,8	5,9	1,5	—		
Остальные промышленные сорта и минеральные типы колчеданных руд	колич.	578	8	46	125	135	232	32		$8 \cdot 10^{-2}$
	относ. %	100	1,4	8	21,3	23,2	40,2	5,5		
Все сульфидные руды	колич.	668	60	66	138	139	233	32		$8 \cdot 10^{-2}$
	относ. %	100	9,0	9,9	20,6	20,8	34,9	4,7		

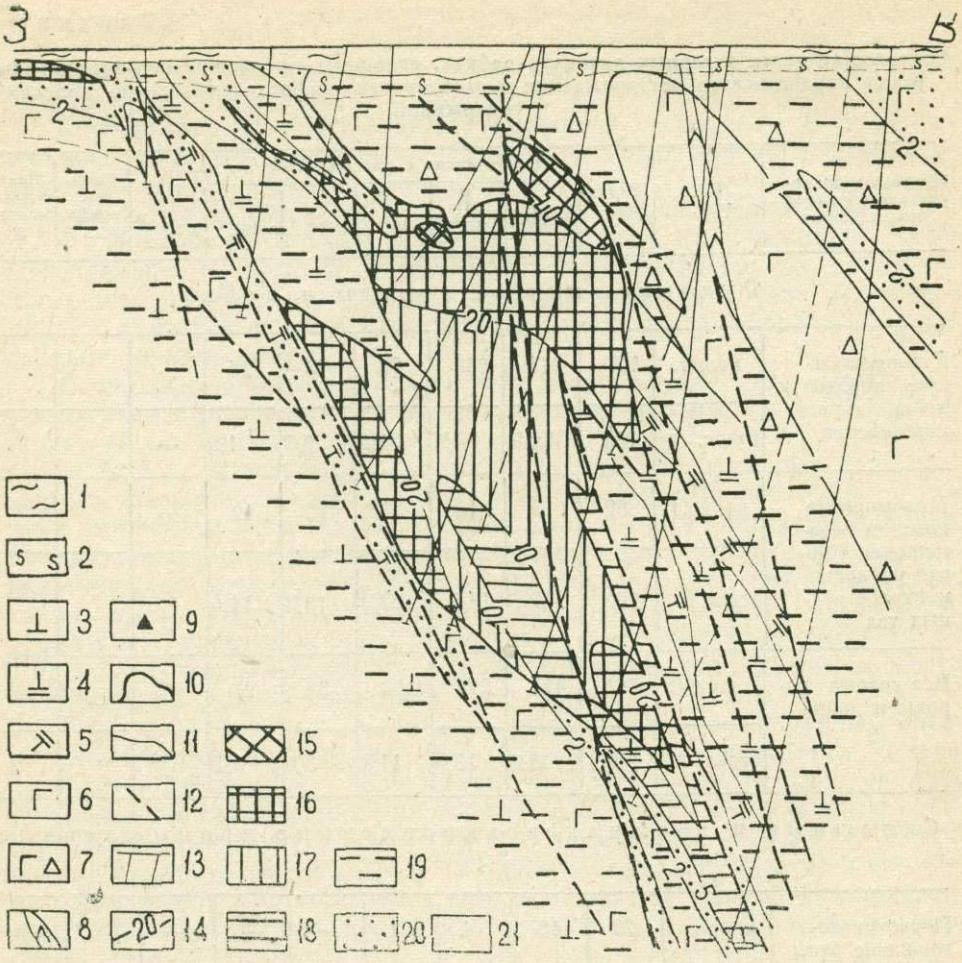

Рис. 2. Месторождение Новый Сибай. Распределение ртути в рудном теле и эндогенном ореоле. Разрез 23. *1* — дальнеприносные отложения, *2* — кора выветривания, *3* — липарито-дациты, *4* — липариты, *5* — туфы липаритов, *6* — спилиты и базальтоиды, *7* — туфы и брекчии спилитов и базальтоидов, *8* — дайки диабазов, *9* — брекчиевидно-вкрапленные руды, *10* — контур сплошных колчеданных руд, *11* — контакты горных пород, *12* — тектонические нарушения и зоны рассланцевания пород, *13* — буровые скважины, *14* — изоконцентраты ртути, *15—21* — содержание ртути в породах и рудах в $n \cdot 10^{-5}\%$: *15* — свыше 40, *16*—20—40, *17*—10—20, *18*—5—10, *19*—2—5, *20*—1—2, *21* — менее 1.

знаки и предпосылки (геолого-геохимические, термобарометрические) здесь не рассматриваются.

В рудах Нового Сибая наиболее высокие содержания ртути отмечаются в самой верхней, четвертой линзе, сложенной преимущественно сфалерит-пиритовыми и халькопирит-сфалерит-пиритовыми рудами. Здесь отмечаются содержания ртути от 3,1 до $5{,}4 \cdot 10^{-4}\%$ при среднем значении $4{,}0 \cdot 10^{-4}\%$.

В третьей и второй рудных линзах отмечаются более низкие содержания ртути — от 1,2 до $3{,}2 \cdot 10^{-4}\%$. В пределах рудных тел и линз ртуть распределяется неравномерно. Максимальные ее содержания характерны для верхних частей упомянутых рудных линз — $(2{,}8—3{,}2) \cdot 10^{-4}\%$, несколько снижаясь в нижнем и выклинивании. Здесь содержание ртути более стабильно и варьирует в пределах $(2{,}2—2{,}6) \cdot 10^{-4}\%$. В этой части

месторождения в одной пробе руды халькопирит-сфалерит-пиритового состава с большим количеством блеклой руды зафиксировано ураганное содержание ртути — 0,007%.

В ядрах рудных линз Ново-Сибайского месторождения, сложенных практически одним пиритом, содержание ртути весьма стабильно и варьирует в пределах $(0,7—1,5) \cdot 10^{-4}\%$.

В самой нижней линзе, первой, Нового Сибая отмечаются значительные вариации содержаний ртути: от 0,7 до $3,5 \cdot 10^{-4}\%$ при среднем содержании около $(1,5—1,8) \cdot 10^{-4}\%$. В халькопирит-пиритовых рудах содержание ртути колеблется в пределах от 0,5 до $2,0 \cdot 10^{-4}\%$, значительно превышая ее концентрации (на 1—2 порядка и более) в пирротинсодержащих рудах Узельги.

Особенности распределения ртути в рудах Слепой залежи и в околорудном ее пространстве в принципе аналогичны таковым на Новом Сибае. Отличием является то, что гипогенные ореолы здесь более компактные, а содержания ртути в рудах и ореолах бедные (в рудах — не выше $5 \cdot 10^{-4}\%$, в ореоле — не выше $1,0 \cdot 10^{-4}\%$). Однако и здесь мощность гипогенных ореолов ртути в десятки раз превышает мощность рудных тел.

На Камаганском месторождении содержание ртути в эндогенном ореоле несколько выше, чем на Новом Сибае. Среднее ее содержание в надрудных зонах ореола равно $2,5 \cdot 10^{-5}\%$ при колебаниях от 0,1 до $1,50 \cdot 10^{-4}\%$. В подрудных зонах и в лежачем боку ореола среднее содержание ртути составляет $2,0 \cdot 10^{-5}\%$ при колебаниях от 0,8 до $6,3 \cdot 10^{-5}\%$. Характерно, что по восстанию рудоносной зоны на удалении до 100 м от головы рудных тел в отдельных точках гидротермально-измененных эффузивов основного состава содержания ртути достигают $(1,5—5,8) \cdot 10^{-4}\%$. За пределами месторождения среднее содержание ртути по отдельным скважинам колеблется от 1,2 до $16,8 \cdot 10^{-6}\%$.

Наиболее высокие содержания ртути сосредоточены в верхних частях рудных тел среди сплошных руд халькопирит-сфалерит-пиритового состава. Пределы колебаний ее составляют $(0,03—1,0) \cdot 10^{-3}\%$ при среднем содержании около $2,5 \cdot 10^{-3}\%$. Максимальное содержание $(1,1 \cdot 10^{-3}\%)$ установлено в брекчиевых халькопирит-сфалерит-пиритовых рудах.

В эндогенном ореоле Гайского месторождения зафиксированы содержания ртути от $1,5 \cdot 10^{-6}\%$ до $6,2 \cdot 10^{-3}\%$. Однако как правило, ореольные содержания ртути не превышают $7 \cdot 10^{-5}\%$. При анализе на КазРАФ ртуть определяется в 100% проб в виде значащих цифр содержаний, а спектральным анализом из большой навески вследствие его недостаточной чувствительности значащие цифры содержаний ртути получены в 25% проб.

В блоке верхнего рудного тела ореол ртути выражен слабо (рис. 3), а нижние, крутозалегающие рудные тела сопровождаются мощным ореолом ртути, наиболее контрастные зоны которого вытянуты вдоль рудных тел, в их висячем боку, и локализуются в апикальных частях отдельных рудных тел. Отчетливо наблюдается зональность ореола по мощности, выраженная в появлении максимальных содержаний ртути в зоне массивных рудных тел и породах висячего бока.

Количественная оценка распределения ртути по мощности зоны крутопадающих рудных тел получена путем подсчета средних арифметических содержаний по сечениям шириной 50 м, ориентированным вдоль линии падения рудных тел. В табл. 3 приводятся полученные содержания ртути, свидетельствующие о резком затухании ореола в лежачем боку и его интенсивном развитии в висячем.

Распределение ртути в рудных телах и ореоле месторождения по

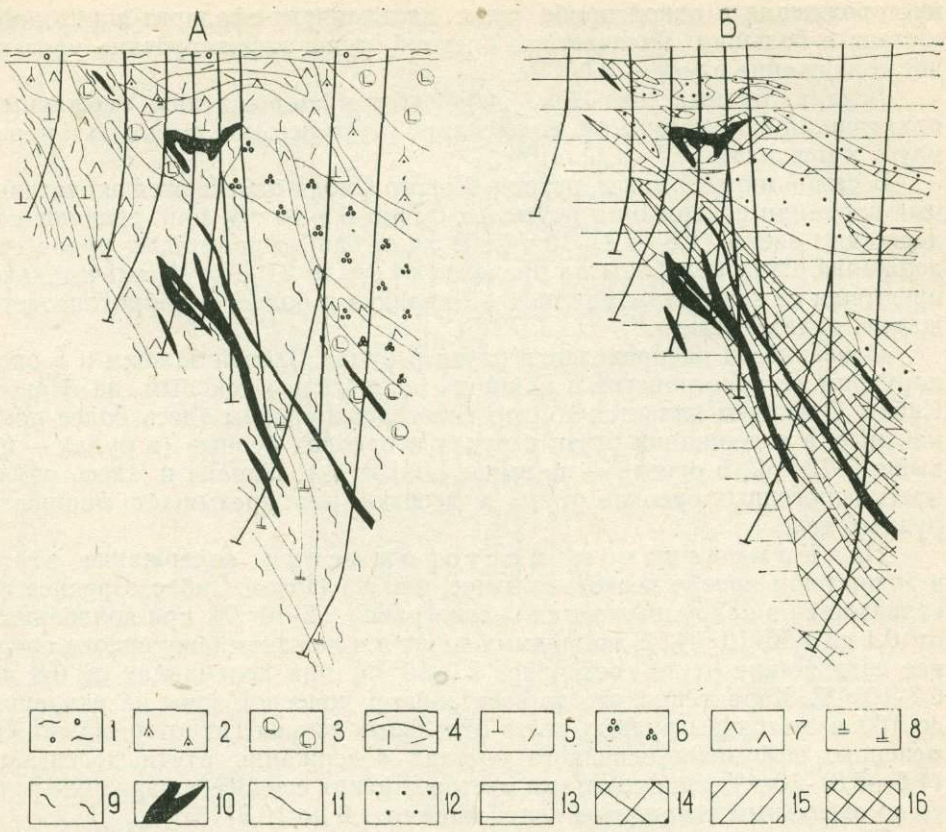

Рис. 3. Распределение ртути в эндогенном ореоле Гайского месторождения. А — геологический разрез, Б — геохимический разрез. *1*— мезо-кайнозойские отложения. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы ($Д_1$—$Д_2$): *2* — порфириты, *3* — туфы и туфобрекчии основного и среднего состава, *4* — слоистые туфы смешанного состава, переслаивающиеся с туфопесчаниками, туффитами, *5*—туфы и туфобрекчии дацитового состава, *6* — брекчии с крупными обломками различных метасоматитов с кварцевым и кварцево-гематитовым цементом. Субвулканические тела, малые интрузии и дайки: *7* — габбро-диабазы, *8* — кварцевые альбитофиры, кварцевые порфириты дацитового ряда. Гидротермально-метасоматические породы: *9* — серицито-кварцевые и кварцево-серицитовые породы, *10* — сульфидные руды, *11* — геологические границы. Содержание ртути в процентах: *12*—$(1—3)\cdot10^{-6}$, *13*—$(3—10)\times10^{-6}$, *14*—$(1—3)\cdot10^{-5}$, *15* — $(3—10)\cdot10^{-5}$, *16*—$1\cdot10^{-4}$ и более.

вертикали изучалось методом подсчета средних содержаний по восьми горизонтальным сечениям. Результаты отражены на рис. 4. Рассмотрение графиков позволяет сделать следующие выводы.

1. Среднее содержание ртути в ореоле в целом по валовым пробам характеризуется высокой стабильностью, колеблясь в пределах $(2—3)\times10^{-5}\%$. Только в верхней части надрудной толщи оно несколько ниже и составляет $6\cdot10^{-6}\%$.

2. В верхней части ореола (сечение III и IV) в валовых пробах с пиритом отмечается увеличение содержания ртути до $9\cdot10^{-4}\%$.

3. Максимальные содержания ртути в пиритной составляющей ореола наблюдаются во II и III сечениях, достигая соответственно $2\cdot10^{-2}\%$ и $2\cdot10^{-3}\%$. Все нижерасположенные сечения — от III до VIII — характеризуются более низкими (на 1—2 порядка) содержаниями. Таким образом, отчетливо выявляется различие в геохимических особенностях верхней и нижней части ореола.

Таблица 3

Количественная оценка распределения ртути в эндогенном ореоле Гайского месторождения

№ сечений	Интервал	Колич. проб	Среднее арифметическое содержание ртути, %	Наличие ураганных проб и их отношение (а) к среднему содержанию
I	надрудный	5	$2 \cdot 10^{-5}$	нет
II		14	$3 \cdot 10^{-5}$	нет
III		14	$9 \cdot 10^{-5}$	а-70
IV	рудный	20	$8 \cdot 10^{-5}$	а до 10
V		16	$3 \cdot 10^{-5}$	а до 35
VI	подрудный	11	$1 \cdot 10^{-5}$	нет

4. Максимальные содержания ртути в массивных рудах наблюдаются в III сечении. Вверх и вниз от него содержания уменьшаются.

5. В результате сопоставления данных определения ртути в массивных сульфидных рудах на КазРАФ и на спектрографе ДФС-13 фиксируется завышение данных спектрального анализа по сравнению с КазРАФ на 1 порядок для высоких содержаний ($2 \cdot 10^{-3}$ — $3 \cdot 10^{-2}$%) и низких ($3 \cdot 10^{-5}$ — $2 \cdot 10^{-4}$%. В пределах содержаний $2 \cdot 10^{-4}$% — $1 \cdot 10^{-3}$%

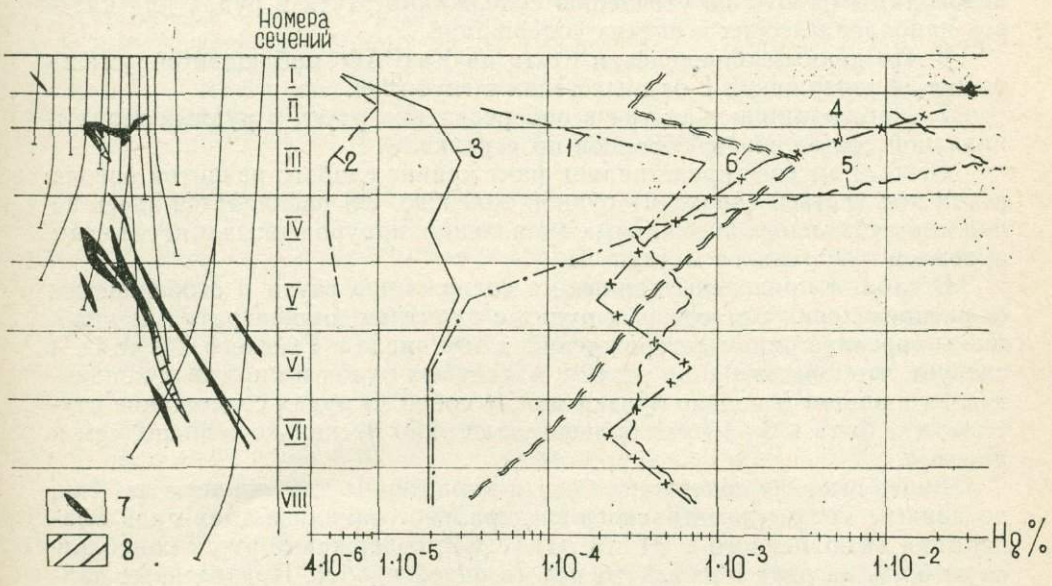

Рис. 4. Распределение ртути по вертикали в некоторых составляющих эндогенного ореола и рудных телах Гайского медноколчеданного месторождения. Графики содержания ртути: *1* — в породах с видимой вкрапленностью пирита, *2* — в породах без видимой вкрапленности пирита, *3* — в целом по результатам анализа валовых проб, *4* — в пиритной составляющей ореола, *5* — в массивных рудах по данным анализа на ДФС-13 (БТГУ), *6* — в массивных рудах по данным анализа на КазРАФ(ЦГХЭ Казгеофизтреста). Обозначения к схематическому разрезу: *7* — массивные колчеданные руды, *8* — вкрапленные руды.

Таблица 4

Содержания и встречаемость содержаний ртути в пиритах эндогенных ореолов и сульфидных рудах колчеданных месторождений*

Месторождения	Колич. проб	Среднее арифметическое содержание	Распределение проб по шкале содержаний ртути, %							Максимальные содержания, %
			н|обн. $3\cdot10^{-5}$	$(3-10)\cdot10^{-5}$	$(2-5)\cdot10^{-4}$	$(4-10)\cdot10^{-4}$	$(2-3)\cdot10^{-3}$	$(4-10)\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	
А. Пириты эндогенных ореолов										
Гайское . .	27	$3\cdot10^{-3}$	4	0	26	41	15	4	10	$3\cdot10^{-2}$
Юбилейное	27	$2{,}7\cdot10^{-4}$	0	64	18	18	0	0	0	$1\cdot10^{-1}$
Майское .	25	$1{,}3\cdot10^{-4}$	36	36	24	4	0	0	0	$1\cdot10^{-3}$
Октябрьское	131	$8\cdot10^{-5}$	20	68	8	4	0	0	0	$1\cdot10^{-3}$
Б. Сульфидные массивные руды										
Гайское . .	41	$3\cdot10^{-2}$	15	7	20	46	2	0	10	$8\cdot10^{-1}$
Юбилейное	3	$1\cdot10^{-3}$	0	33,3	0	33,3	33,3	0	0	$2{,}5\cdot10^{-3}$
Майское . .	11	$1\cdot10^{-4}$	46	27	18	3	0	0	0	$7\cdot10^{-4}$
Октябрьское	3	$1\cdot10^{-6}$	66	34	0	0	0	0	0	$9\cdot10^{-5}$

* Анализы выполнены спектроскопистом Т. И. Шкодиной.

существенные расхождения отсутствуют. Таким образом, в дальнейшем *необходимы работы по уточнению содержания ртути в рудах для классов наиболее высоких и низких содержаний.*

6. По данным определения ртути на КазРАФ наблюдается уменьшение ее содержания в рудных телах с глубиной.

7. Наблюдается аналогия в распределении ртути в рудных телах и пиритной составляющей ореолов по вертикали.

Особый интерес представляет факт крайне слабого развития ореола ртути над третьей (верхней) рудной залежью. Он распадается здесь на ряд незначительных аномальных проявлений, приуроченных к некоторым прослоям туфогенного материала.

В табл. 4 приведены данные по содержанию ртути и особенностям ее распределения в массивных рудах и пиритных концентратах из эндогенных ореолов ряда месторождений, в том числе и Гайского. Из табл. 4 следует, что концентрации ртути в массивных рудах и пиритных концентратах в общем довольно близки между собой. В рудах содержание ртути может быть в 3—10 раз больше, равно или несколько меньше, чем в пиритах.

Более высокие содержания ртути характерны для сфалеритов. Так, по данным полуколичественного спектрального анализа трех проб сфалеритов, выполненного в ИГЕМ АН СССР, содержание ртути колеблется от 0,n% (в двух пробах) до n% (в одной пробе). Приведенные данные подтверждают сделанный выше вывод по Узельгинскому месторождению о преимущественном накоплении ртути в рудах, а возможно и ореолах, в более поздние стадии процесса колчеданного рудоотложения.

На Октябрьском месторождении распределение ртути изучалось в эндогенном ореоле по данным анализов рядовых геохимических проб, в пиритных концентратах из ореолов и частично в сплошных колчеданных рудах (см. табл. 1). В эндогенном ореоле из 243 проб ртуть

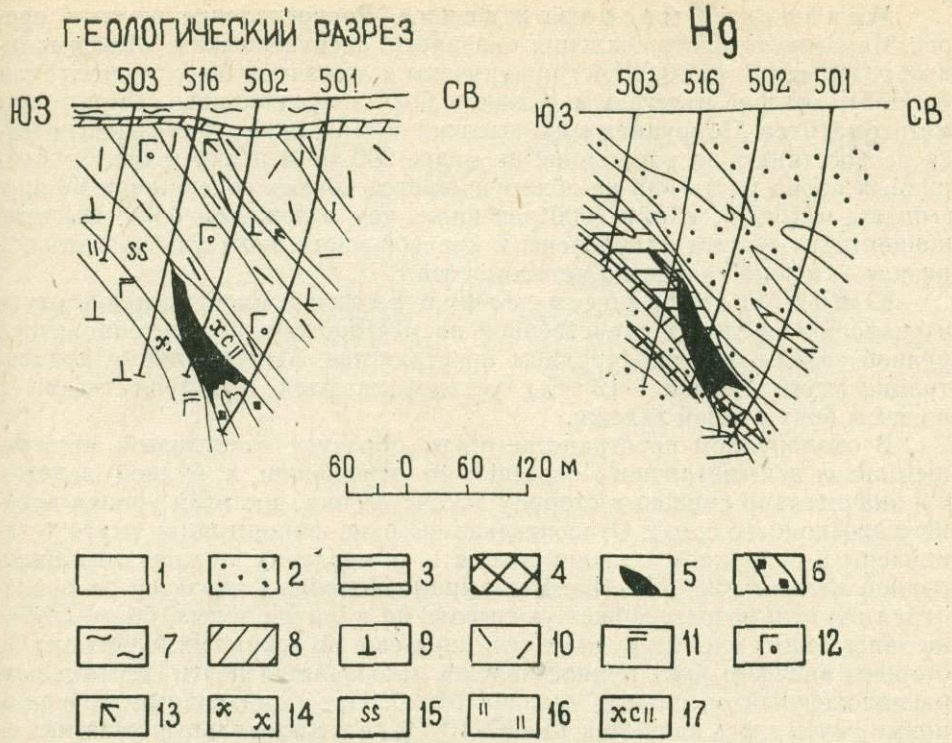

Рис. 5. Распределение ртути по валовым пробам в эндогенном ореоле Маканского месторождения по разрезу. Содержание ртути в процентах: *1* — менее $3 \cdot 10^{-6}$, *2*—$(3—5) \cdot 10^{-6}$, *3* — $5 \cdot 10^{-6}$ —$5 \cdot 10^{5}$—, *4*—$5 \cdot 10^{-5}$—$1 \cdot 10^{-3}$, *5* — сплошная руда, *6* — вкрапленная руда, *7* — каолинизированные аллювиальные отложения, *8* — кора выветривания палеозойских пород, *9* — кварцевые альбитофиры, *10* — туфы альбитофиров и кварцевых альбитофиров, *11* — плагиоклазовые и диабазовые порфириты, *12* — туфобрекчии диабазов и диабазовых порфиритов, *13*—диабазы и диабазовые порфириты жильные, *14* — хлоритизация, *15* — серицитизация, *16* — окварцевание, *17* — хлорито-серицито-кварцевые породы.

обнаружена лишь в 65 при чувствительности метода $1 \cdot 10^{-6}$%, что составляет 35% от общего количества проб. Геохимические пробы равномерно отобраны по керну 5 буровых скважин в одном геологическом разрезе примерно в центральной части месторождения. Низкая частота встречаемости ртути в рудовмещающих породах свидетельствует о том, что ее фоновое содержание на Октябрьском месторождении ниже порога чувствительности метода. Все значащие цифры содержаний ртути могут быть приняты за аномальные.

Содержания ртути в ореоле колеблются от менее $1 \cdot 10^{-6}$% до $3 \cdot 10^{-5}$% и лишь в одной пробе ее содержание достигает $1 \cdot 10^{-4}$%. В околорудном пространстве месторождения ртуть образует отчетливый прерывистый эндогенный ореол, прослеживающийся в надрудной части пород почти до дневной поверхности.

Протяженность ореола со стороны висячего бока рудных тел значительно больше, чем в их лежачем боку. Более высокие содержания ртути чаще встречаются в висячем боку ореола.

Сульфидные руды и пиритные концентраты из эндогенного ореола месторождения также характеризуются относительно низкими содержаниями ртути (см. табл. 4), не превышающими $9 \cdot 10^{-5}$% для руд и $1 \cdot 10^{-3}$% для пиритов, что значительно ниже, чем в рудах и отдельных сульфидах Узельгинского и Гайского месторождений.

Маканское месторождение. Распределение ртути в ореоле Маканского месторождения оказалось специфическим. Максимальные содержания (до 0,001%) приурочены к лежачему боку рудного тела (рис. 5), которое залегает в лежачем боку зоны кварцево-серицитовых метасоматитов. Подрудная зона высоких содержаний ртути протягивается по восстанию на расстояние не менее 200 м. В висячем боку околорудных пород ртуть или не обнаруживается, или ее содержания не превышают $n \cdot 10^{-6}\%$, т. е. в 1000 раз ниже, чем в лежачем боку. Высокие концентрации ртути приурочены к краевой части зоны альбитизации, а низкие — к зоне калиевого метасоматоза.

Южно-Маканское месторождение. Распределение ртути изучалось в пределах единственной на месторождении крутопадающей рудной залежи и в околорудном пространстве. Максимальные концентрации ртути (свыше $1 \cdot 10^{-4}\%$) устанавливаются преимущественно в висячем боку рудной залежи.

В околорудном пространстве ртуть образует отчетливый эндогенный ореол асимметричного строения по отношению к рудной залежи. Он значительно смещен в сторону висячего бока, достигая уровня древнего эрозионного среза. Относительно высокие концентрации ртути установлены в подрудном сечении ореола и в пределах нижней выклинки рудной залежи ($50—150 \cdot 10^{-7}\%$ и выше). Подобный характер распределения ртути в разрезе может указывать на наличие новых, более глубоко залегающих слепых рудных тел, пока еще не вскрытых бурением. Со стороны висячего бока рудной залежи наблюдается почти вертикально расположенный ореольный «столб» ртути. Преобладающими содержаниями ртути здесь являются $15—50 \cdot 10^{-7}\%$, в узколокальных участках ее концентрации повышаются до $50—150 \cdot 10^{-7}\%$ и даже выше.

Непосредственно над рудной залежью в коре выветривания коренных пород, в рыхлых отложениях аллохтона и почвах отмечаются достаточно контрастные экзогенные остаточные, а также наложенные погребенные и открытые ореолы ртути. Размеры остаточных экзогенных ореолов лишь незначительно (в 1,5—2 раза) превышают размеры эндогенных ореолов на уровне древнего эрозионного среза. В то же время наложенные экзогенные ореолы по своим размерам в 5—10 и более раз превосходят размеры погребенных эндогенных ореолов.

Маканская и Мамбетовская рудоносные зоны. Особенности распределения ртути по простиранию зон показаны на рис. 6. Протяженность изученных частей зон соответственно равна 15 и 7 км. График построен по средним содержаниям ртути в коренных породах по разведочным профилям. Использованы анализы 119 проб с Маканской и 80 проб с Мамбетовской зон. Ртуть не обнаруживается лишь на северном фланге Маканской зоны. В околорудной ее части содержание ртути увеличивается до $n \cdot 10^{-4}\%$. Максимумы содержания ртути соответствуют рудным телам Маканского и Южно-Маканского месторождений. К югу содержание ртути уменьшается, а в самой южной части зоны опять увеличивается. Последнее может быть связано с еще не выявленными рудными телами.

Для Мамбетовской рудоносной зоны, расположенной в 6 км к юго-юго-востоку от Маканской, характерны максимальные содержания ртути в диапазоне $1 \cdot 10^{-5}\% — 1 \cdot 10^{-4}\%$. Над известным рудным телом содержание ртути достигает $6 \cdot 10^{-5}\%$.

Юбилейное месторождение. Распределение ртути изучалось в эндогенном ореоле по данным анализа 153 геохимических проб (по двум скважинам), а также частично в рудах и в пиритах из ореола. Содержание ртути в породах колеблется от менее $1 \cdot 10^{-6}\%$ до $1 \cdot 10^{-3}\%$. Частота встречаемости значащих содержаний составляет около 47%

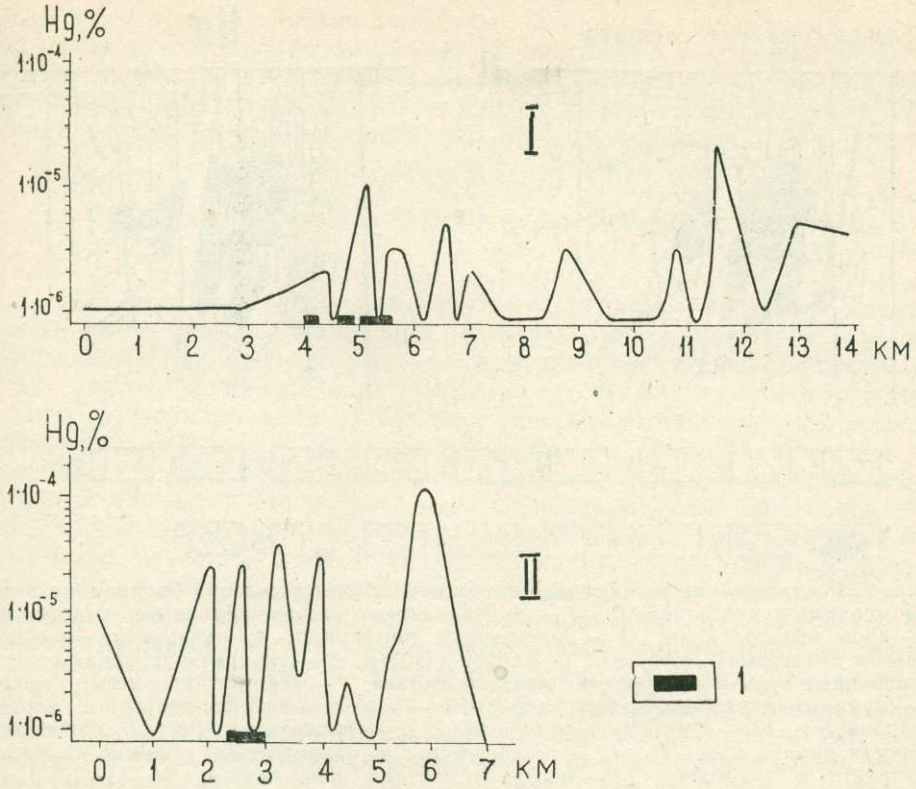

Рис. 6. Графики средних содержаний ртути по профилям в валовых пробах по простиранию сложных эндогенных ореолов Маканской и Мамбетовской рудоносных зон для поверхности невыветрелых палеозойских пород. I — Маканская рудоносная зона, II — Мамбетовская рудоносная зона, *1* — местоположение сульфидных рудных тел.

при чувствительности анализа $1 \cdot 10^{-6}$%. Сплошной эндогенный ореол ртути по исследованным скважинам практически отсутствует. Он проявляется в виде прерывистых зон и полос на общем фоне «безртутных» пород, прослеживаясь в висячем боку рудных тел до 230—240 м и в лежачем боку — до 190—200 м. В надрудных породах ореол ртути затухает в 75 м от дневной поверхности на севере месторождения, а в его центральной части он обрывается на глубине около 190 м ввиду неисследованности вышележащих пород на ртуть. В целом в эндогенном ореоле преобладают содержания ртути $n \cdot 10^{-6}$%, а доля проб с более высокими содержаниями (до $n \cdot 10^{-3}$%) составляет лишь около 13% от их общего количества.

Сплошные сульфидные руды и пириты из эндогенного ореола характеризуются повышенными содержаниями ртути по сравнению с эндогенным ореолом, а также рудами и минералами Октябрьского и Майского месторождений (см. табл. 4).

На Озерном месторождении распределение ртути в ореоле изучено по данным анализа 62 рядовых (валовых) геохимических проб, равномерно отобранных в одном из разрезов. Содержания ртути в ореоле колеблются от менее $3 \cdot 10^{-6}$% до $6 \cdot 10^{-3}$%. Наиболее высокие содержания ртути отмечаются в надрудной части ореола. Зона высоких содержаний ртути развита со стороны апикальной части рудного тела, охватывая его как с висячего бока, так и со стороны лежачего (рис. 7).

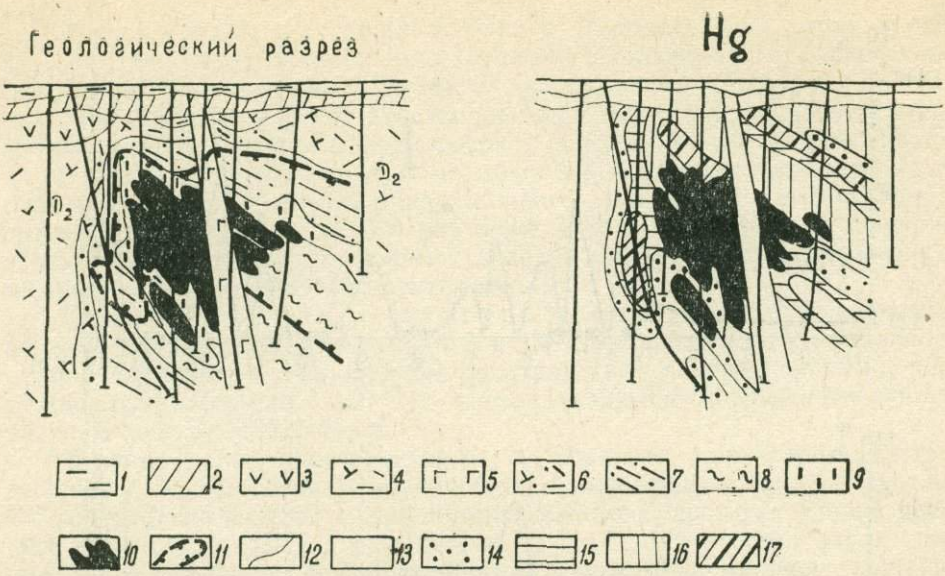

Рис. 7. Распределение ртути в эндогенном ореоле месторождения Озерное (по валовым геохимическим пробам): *1* — делювиальные песчано-глинистые отложения, *2* — кора выветривания, *3* — андезитовые порфириты, *4* — кварцевые альбитофиры и дацитовые порфириты, *5*—габбро-диабазы, *6* — серицитизированные и окварцованные туфы и туфобрекчии кислого состава, *7* — серицито-кварцевые породы, *8* — серицито-хлорито-кварцевые породы, *9* — серицито-хлорито-кварцевые породы с карбонатом, *10* — сульфидное рудное тело, *11* — граница распространения вкрапленности пирита более 5%, *12* — геологические и геохимические границы. Содержание ртути в процентах: *13* — менее $3 \cdot 10^{-6}$ (не обнаружено), *14*—$(3-10) \cdot 10^{-6}$, *15*—$(1-10) \cdot 10^{-5}$, *16*—$(1-10) \cdot 10^{-4}$, *17*—$(1-6) \cdot 10^{-3}$.

Ниже рудного тела ртуть в ореоле или не определяется (менее $3 \cdot 10^{-6}$%), или ее содержания не превышают $1 \cdot 10^{-5}$%. Густота пиритной вкрапленности в ореоле колеблется от 2—3 до 20—30%. По ореолу в целом не наблюдается зависимости содержания ртути в породах от густоты вкрапленности пирита, однако при сравнении содержаний ртути из одной зоны отмечается ее относительно повышенное содержание в породах с более густой вкрапленностью пирита.

Майское месторождение. Поведение ртути изучалось в эндогенном ореоле, частично — в рудах и пиритах из эндогенного ореола. Встречаемость ртути в эндогенном ореоле значительно более низкая, чем на всех вышеописанных месторождениях. Максимальные содержания ртути в сплошных сульфидных рудах и в пиритных концентратах достигают соответственно $7 \cdot 10^{-4}$% и $1 \cdot 10^{-3}$%, оставаясь в целом для месторождения на довольно низком уровне. Так, преобладающее количество проб руд и пиритных концентратов (соответственно 73 и 72% от общего их количества) показало содержание ртути $n \cdot 10^{-5}$% и ниже.

На месторождении Балта-Тау геохимические особенности ртути изучались в гипергенных ореолах в рыхлых образованиях по рядовому геохимическому опробованию и в железомарганцевых стяжениях из рыхлых отложений в пределах одного геологического профиля. Содержание ртути в гипергенном ореоле в общем на 1—2 порядка ниже, чем в эндогенном. Концентраторами ртути здесь в основном являются железо-марганцевые стяжения, глины (особенно монтмориллонитовые), карбонатные новообразования.

Кроме месторождений колчеданной формации с их эндогенными геохимическими ореолами, повышенные концентрации ртути отмечаются и

за пределами месторождений и рудных полей вне видимой связи с ними. Так, ртуть в виде линейно вытянутых аномалий отчетливо фиксирует крупные долгоживущие тектонические нарушения. Последние прослежены на первые десятки километров вдоль Западного и Восточного ограничивающих разломов в Гайском рудном поле и вдоль Восточно-Сибайского тектонического нарушения в Сибайском рудном поле.

О формах нахождения ртути в рудах и эндогенных ореолах

Наименее изученным до настоящего времени продолжает оставаться вопрос о формах нахождения ртути на месторождениях колчеданной формации. Накопленный материал сводится к следующему. В рудах многих месторождений Южного Урала, а также на месторождении им. III Интернационала на Среднем Урале известны находки собственных минералов ртути: киновари и колорадоита (табл. 5). Известны также находки киновари в шлихах из рыхлых отложений в пределах различных площадей Магнитогорского мегасинклинория (Эпштейн, 1972). Количественная роль собственных минералов ртути в общем ее балансе, вероятно, невелика, и преобладающими являются, по-видимому, различные формы вхождения ее в другие минералы. Это могут быть изоморфные вхождения ртути в решетки распространенных минералов (прежде всего сульфидов) и ее сорбированные этими же минералами формы. Ртуть в металлическом состоянии обладает положительным электродным потенциалом и поэтому склонна к сорбции на отрицательно заряженных поверхностях различных минералов. Обладая валентным электроном, ртуть в то же время при возбуждении может играть роль отрицательно заряженного компонента, склонного к хемосорбции на положительно заряженных поверхностях минералов. Особенно активно процессы хемосорбции протекают в тех случаях, когда последние представлены сульфидами.

Таблица 5

Находки минералов ртути на колчеданных месторождениях

Месторождения	Минералы	Литературный источник
Узельгинское	колорадоит	Пшеничный, Шадлун и др., 1972
Им. XIX Партсъезда	колорадоит	Пшеничный, 1976, рукопис. матер.
Сибай	киноварь	Вахромеев, 1947
Гай	киноварь	Пшеничный, 1975
Учалы	киноварь	Волынский, 1944, рукописные матер.
Им. III Интернационала	киноварь	Юрин Ю. Ф., устное сообщение

Основными рудными минералами-концентраторами ртути на изученных месторождениях являются блеклые руды, сфалерит (особенно его темные высокожелезистые разности), галенит, в меньшей степени борнит, халькопирит, пирит. Содержание ртути в первых трех минералах достигает 0,5—1,5%, а в блеклой руде — 3%. Среди нерудных минералов ртуть в основном концентрируется в хлоритах, карбонатах, барите. Содержание ртути в этих минералах может достигать 0,005%.

ВЫВОДЫ

На месторождениях колчеданной формации Южного Урала постоянно присутствует ртуть, генетически связанная с формированием рудных тел и эндогенных геохимических ореолов.

Вокруг рудных тел и залежей ртуть образует отчетливые эндогенные геохимические ореолы асимметричного строения с преимущественным их развитием в надрудных частях.

Концентрации ртути в рудах и эндогенных ореолах распределяются зонально. Максимальные значения содержаний ртути отмечаются в верхних горизонтах рудных тел и залежей и в висячих боках эндогенных ореолов. Минимальные значения характерны для нижних горизонтов рудных тел и лежачих боков эндогенных ореолов.

Размеры ореолов ртути на исследованных месторождениях варьируют в весьма широких пределах, зависящих от многих факторов. Применение атомно-адсорбционного анализа проб (чувствительность метода выше $1 \cdot 10^{-7}$%) показало, что над известными месторождениями «слепых» и погребенных ореолов ртути не обнаружено. Во всех случаях наблюдаются выходы их на дневную поверхность через толщи коренных пород и рыхлых отложений. Эффективные размеры ореолов ртути при данной чувствительности анализа соизмеримы с размерами ореолов мышьяка, меди и цинка и часто превышают их в 1,5—2 раза как в плане, так и на глубине, вследствие больших коэффициентов аномальности.

Эндогенные геохимические ореолы и рудные тела отдельных месторождений характеризуются существенно различными средними и максимальными величинами содержаний ртути. Величины содержаний ртути в рудах и эндогенных ореолах определяются в основном геохимической специализацией рудогенерирующих источников, условиями формирования руд и продолжительностью процессов рудоотложения. Однако определенную роль играют внутрирудные и послерудные процессы метаморфизма.

Ртуть на месторождениях колчеданной формации встречается в виде собственных минералов (киноварь, колорадоит), а также представлена сорбированными и, вероятно, изоморфными формами вхождения в минералы-носители.

Основными минералами-концентраторами ртути являются блеклые руды, темноокрашенные сфалериты, галенит, в меньшей степени борнит, халькопирит, пирит. Из нерудных минералов ртуть может концентрироваться в хлоритах, карбонатах, барите. Ее содержания здесь на 1—3 порядка ниже, чем в сульфидах.

В эндогенных ореолах ртуть концентрируется главным образом в сульфидной составляющей ореола, представленной преимущественно пиритом, где содержания ртути в 10—100 и более раз превышают ее содержания в валовых пробах.

Распределение ртути в пиритной составляющей ореолов некоторых месторождений (Гайское) является более асимметричным, чем в целом по ореолу (валовые пробы). Поэтому использование данных анализа пирита при геохимических поисках является целесообразным, так как обеспечивает возможность получения более полной геохимической характеристики отдельных зон ореола и позволяет повысить достоверность прогнозирования слепого оруденения.

В рудных минералах, а возможно и в эндогенных ореолах, основное накопление ртути происходило, вероятно, в заключительные стадии процесса рудоотложения.

Ртуть в эндогенном ореоле является надежным индикатором глубокозалегающих рудных тел колчеданного типа, и она должна быть вклю-

чена в список элементов типоморфного комплекса для месторождений колчеданной формации Южного Урала, а может быть, и других регионов. Поэтому ртутометрические методы могут и должны быть использованы при поисково-разведочных работах на перекрытые и глубокозалегающие рудные тела.

ЛИТЕРАТУРА

Аржавитин П. В. Вулканогенно-осадочные формации Магнитогорского мегасинклинория. Автореф. канд. дисс. Харьков, 1972.

Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Курбанов Н. К., Новгородова М. И. О металлогенической специализации колчеданоносных вулканогенных формаций. — ДАН СССР, т. 187, № 2, 1969.

Вахромеев С. А. О находке киновари в рудах Сибайского колчеданного месторождения. — Зап. ВМО, ч. 76, вып. 3, 1947.

Вахромеев И. С., Пшеничный Г. Н. Генетическая систематика колчеданных месторождений Южного Урала.— «Пол. ископ. Башкирии, их размещение и условия формир». Мат. к науч. сессии ИГ и БТГУ. Уфа, 1970.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — «Геохимия», 1962, № 7.

Пшеничный Г. Н., Шадлун Т. Н., Тронева Н. В., Вяльсов Л. Н. О первой находке колорадоита в рудах колчеданной формации (Узельгинское месторождение на Южном Урале). — ДАН СССР, т. 205, № 1, 1972.

Пшеничный Г. Н. Гайское медноколчеданное месторождение Южного Урала. М., «Наука», 1975.

Прокин В. А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. Автореф. докт. дисс. Свердловск, 1973.

Сагло В. В. Палеозойский вулканизм и колчеданное оруденение Оренбургского Урала. Автореф. докт. дисс. Л., 1975.

Сауков А. А. Геохимия ртути. — Труды ИГН АН СССР, вып. 78, 1946.

Сергеев Е. А. Методика ртутометрических исследований. — «Геохим. поиски рудных местор. в СССР». М., Госгеолтехиздат, 1957.

Эпштейн Р. Ю. О перспективах поисков месторождений киновари в Башкирии. — «Мат. по геол. и пол. ископ. Ю. Урал», вып. 5. Магматизм и металлогения. Уфа, 1972.

3 Заказ 624

М. И. ИСМАГИЛОВ

МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛЕТНЕЕ

Месторождение расположено в северной части Домбаровского рудного района, в пределах которого развиты метаморфические (ордовик — нижний силур), вулканогенные (верхний силур — нижний девон) и вулканогенно-осадочные (нижний и средний девон) образования. По данным М. Д. Тесаловского, рудные тела залегают в верхних частях разреза вулканогенных образований верхнего силура и нижнего девона в пределах синвулканической депрессии, сформированной на западном крыле Джаилганской вулкано-тектонической структуры (Потапенко, Требухин, 1973). Эта депрессия осложнена локальными отрицательными вулканическими структурами типа грабена, к одной из которых приурочены рудные залежи. Структура месторождения представляет собой сложное сочетание брахискладок, флексурных изгибов слоев пород, переходящих в дизъюнктивные нарушения. Все это обусловило блоковое строение месторождения. Блоки ограничены зонами крутопадающих и пологих разрывных нарушений преимущественно субширотного направления. Эти разрывы служили путями проникновения магматического и рудного вещества и контролировали размещение основной массы руды и даек, силлоподобных субвулканических тел диабазов, диабазовых порфиритов, габбро-диабазов, керсантитов и др. Рудолокализующими структурами служили в основном разрывные нарушения меридионального и северо-восточного направления с пологим юго-восточным и юго-западным падением под углом 10—25°.

На месторождении к настоящему времени известно 8 рудных залежей различных размеров, которые располагаются в пределах 4 структурных блоков. Рудные тела в плане располагаются цепочкой, вытянутой в северо-западном, почти меридиональном направлении, залегают на глубинах, не превышающих 250—300 м.

Характерно ярусное расположение пологих залежей в пределах одного и того же структурного блока. Рудные тела имеют пластовую, уплощенно-линзообразную форму. Подошва и кровля рудных залежей имеют резкие контакты с вмещающими породами, и лишь на выклинках, вблизи крутопадающих нарушений, сплошные сульфидные руды переходят местами во вкрапленные. Рудные тела сопровождаются околорудными измененными породами. Причем изменения пород в лежачем боку проявлены более интенсивно, чем в висячем боку рудных залежей.

Минералы, определенные в рудах, представлены в табл. 1.

Таблица 1

Степень распространения	Минералы	
	рудные	нерудные
Распространенные	пирит (65—70%), магнетит (10%), халькопирит, сфалерит, ковеллин, халькозин	кварц, хлорит, амфибол, биотит, кальцит
Второстепенные и редкие	пирротин, маккинавит, кубанит, галенит, галенит, клаусталит, борнит, молибденит, гематит, марказит	альбит, сидерит, эпидот, гранат, мусковит и апатит.

Среди первичных руд месторождения различаются: 1) магнетитовый, 2) магнетит-халькопирит-пиритовый, 3) халькопирит-пиритовый и 4) сфалерит-халькопирит-пиритовый минеральные типы руд.

Пирит. Его содержание в сфалерит-халькопирит-пиритовых и халькопирит-пиритовых рудах составляет 75—80%. По данным сотрудников института «Гипроникель», формула пирита, выведенная путем усреднения результатов 57 определений состава, выглядит так:

$$(Fe_{0,986}, Co_{0,015}, Cu_{0,03})_{1,004} S_{2,00}.$$

Коэффициенты железа в формулах анализированных зерен, рассчитанные на 2 атома серы, варьируют в пределах 0,912—1,036. В пирите в виде изоморфной примеси установлены цинк и мышьяк. Содержание Co в пирите достигает 4%. Около 65% исследованных зерен пирита характеризуется дефицитом серы в составе. Выясняется при этом, что пирит из цинкосодержащих руд характеризуется в основном избытком, из других типов руд — дефицитом серы.

В рудах месторождения преобладает зернистый пирит, размеры зерен которого варьируют в пределах от тысячных до десятых долей миллиметра. В среднем размеры преобладающей массы зерен пирита составляют сотые доли миллиметра. Крупнозернистый пирит встречается, в основном в околорудных измененных породах, а в рудах — в зоне контактового метаморфизма вблизи даек диабазов, диабазовых порфиритов и габбро-диабазов.

В рудах Летнего месторождения кристаллы пирита имеют кубический габитус. В сплошных рудах правильные кристаллы встречаются довольно редко. Большей частью пирит представлен метакристаллами, развитыми в основном в местах скопления халькопирита и сфалерита (рис. 1).

Основная масса руды сложена незональным пиритом. Редко пирит обладает либо слабо выраженной зональностью по всему сечению зерна, либо реликтовой зональностью, сохранившиеся лишь в ядерной части зерна, выявляемой травлением. Исчезновение зональности и сохранение ее реликтов лишь в ядерных частях зерен, в которых, кстати, незональная кайма сечет зональные линии, видимо, связано с частичной перекристаллизацией пирита.

Замеры твердости (H) пирита с помощью прибора ПМТ-3 с нагрузкой P-100 г показали, что она варьируется в пределах 1350—2070 кг/мм^2 Среднее значение H, вычисленное по 300 замерам, равняется 1645 кг/мм^2, при этом пирит из руд халькопирит-пиритового состава обладает низкой твердостью (1570 кг/мм^2), из сфалеритсодержащих руд — большей твердостью (1710 кг/мм^2). В то же время пирит из вкрапленных и полосчатых (с полосками нерудных минералов) разностей тех же руд обладает

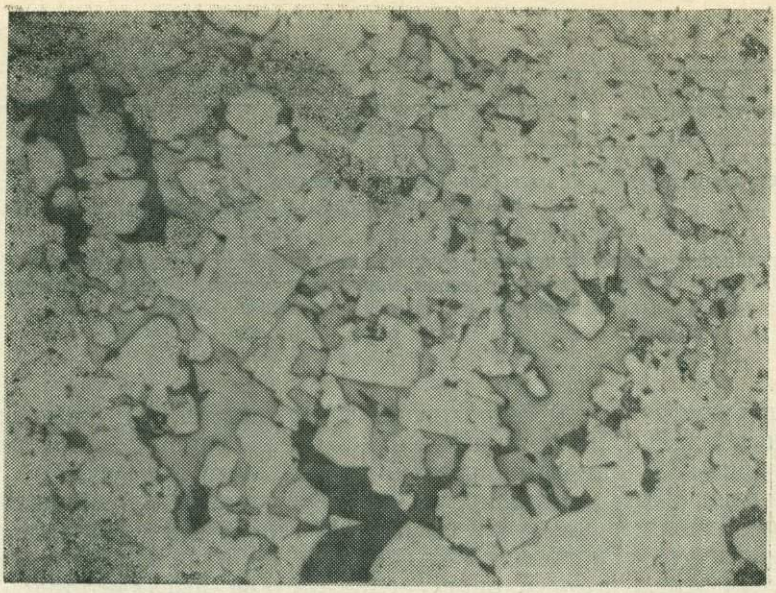

Рис. 1. Метакристаллы пирита кубического габитуса, приуроченные к местам концентрации халькопирита (ср) в сфалерит-халькопирит-пиритовой руде. Полированный шлиф. Скв. 3358, глуб. 137 м х 85.

большим значением твердости. В целом намечается возрастание значений твердости кристаллов пирита в направлении от центральных частей рудных тел к их периферии. Хотя, как отмечалось выше, имеются признаки метаморфизма руд, при этом выравнивание значений твердости кристаллов пирита не происходило.

В целом для руд Летнего месторождения характерны метаморфические структуры, и поэтому пирит в основной массе представлен агрегатом грано- и гетеробластической структуры. Однако срастания его с другими минералами имеют структуру, близкую к гипидиоморфнозернистой и интерсертальной. Метаморфизм рудного агрегата обусловил широкое развитие метакристаллов пирита, хотя встречаются и реликты его колломорфных образований, особенно в рудах халькопирит-пиритового состава. Это концентрически-зональные, почковидные образования пирита с халькопиритом, редко и с магнетитом. Агрегат пирита, имеющий колломорфный рисунок, при травлении обнаруживает гетеробластическую структуру. Относительно крупные метакристаллы пирита развиты в основном вдоль жилок халькопирита, сфалерита и карбонатов, пересекающих почковидные метаморфические образования пирита и разбивающих их на отдельные фрагменты (рис. 2). Редко колломорфные образования пирита с халькопиритом, представленные сферолитами и почковидными выделениями, заключены в магнетите и, видимо, поэтому сохранили первичную структуру.

Срастания пирита с халькопиритом характеризуются широким развитием коррозионной и петельчатой структур, связанных с перекристаллизацией и частичным переотложением преобладающего пирита. Перекристаллизация сопровождалась появлением клиновидных жилок халькопирита в метакристаллах пирита. В сфалерите, слагающем в рудах преимущественно жилообразные скопления, пирит представлен метакристаллами, имеющими изрезанные края. Подобная форма очень напоминает коррозионную структуру, но она возникла также в процессе перекристаллизации.

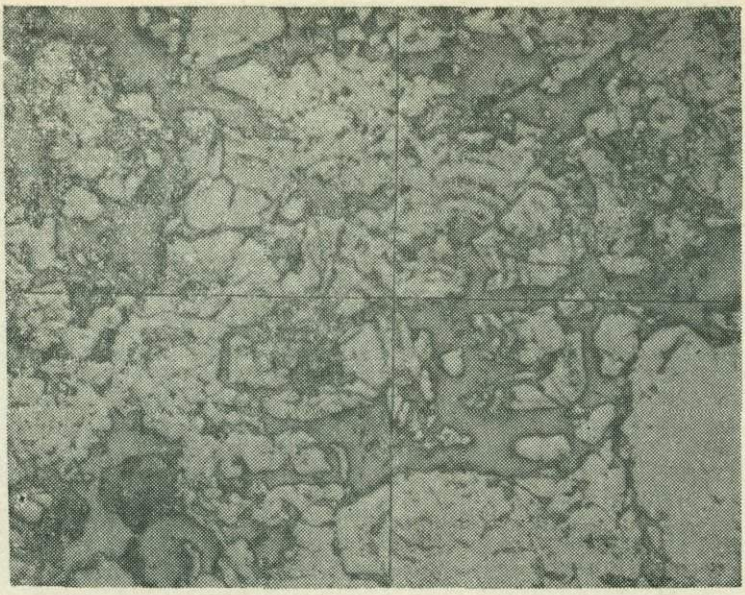

Рис. 2. Реликты колломорфных образований пирита (ру) в рудах халькопирит пиритового состава. Халькопирит (ср) образует метаморфические жилки: секущие колломорфные образования. В халькопиритовом агрегате встречаются кристаллы магнетита (Мг). Полированный шлиф. Скв. 2813, глуб. 76,7 м х 100.

Магнетит и мушкетовит. Оба минерала встречаются совместно и иногда слагают различные участки одного и того же зерна, имея четкие границы. Количественные соотношения магнетита и мушкетовита в рудах сильно варьируют, однако в целом первый преобладает. Травлением выявляется пластинчатая структура. Пластинчатые фигуры, имеющие очертания беспорядочно разбросанных вытянутых прямоугольников, имеют положительный рельеф.

Агрегат магнетита и мушкетовита неравномернозернист. Размеры их зерен варьируют в пределах от тысячных до десятых долей миллиметра. Срастания этих минералов с ассоциирующими с ним кварцем, хлоритом и плагиоклазом характеризуются грано- и гетеробластической структурой. Очень характерной структурой магнетит-мушкетовитового агрегата являются таблитчатые образования, которые разбросаны беспорядочно, имеют различные размеры. Скопления правильной пластинчатой формы с ровными краями (рис. 3) встречаются редко. Пластинчатые выделения чаще имеют неровные очертания и отдаленно напоминают псевдоморфозы. Пластинчатые образования магнетита с мушкетовитом образуют также лучистые срастания, напоминающие лучистые выделения гематита. Реликты гематита в рудах встречаются редко среди беспорядочно разбросанных в пирите тонких пластинок магнетита, сильно вытянутых, с корродированными краями. Пластинки секут зональные линии пирита, хотя отчетливо видно, что пирит корродирует магнетит.

На основании этих данных мы предполагаем, что пластинчатые образования магнетита — результат мушкетовитизации кристаллов гематита.

Зерна магнетита правильной кристаллической огранки в рудах встречаются реже описанных выше структурных форм. Кристаллы октаэдрического облика обнаруживаются в рудах, обогащенных нерудными минералами, в околорудных метасоматических породах и вдоль мета-

Рис. 3. Правильные пластинки магнетита, среди которых видны зерна полигональных очертаний. Темное — кварц, ру — пирит, ср — халькопирит. Полированный шлиф. Скв. 2813, глуб. 64,5 м х 75.

морфических жилок халькопирита, сфалерита, карбонатов и амфибола (рис. 4). В рудах Летнего месторождения широко развиты пойкилобластическая и гранобластическая структуры срастаний пирита и магнетита, свидетельствующие в основном о близком времени их кристаллизации. Пирит и магнетит слагают также почковидные агрегаты колломорфного строения.

Халькопирит в сульфидных рудах распределен равномерно, в магнетитовых рудах — практически отсутствует.

Халькопиритовый агрегат имеет грано- и гетеробластическую структуру, размеры зерен варьируют в пределах от тысячных до десятых долей миллиметра. Большинство кристаллов халькопирита имеет простое и полисинтетическое двойниковое строение. Реже обнаруживаются зерна с веретенообразными ланцетовидными двойниками, образующими решетчатую структуру.

Срастания халькопирита с пиритом, магнетитом и роговой обманкой однообразны. Он всегда слагает промежутки между идиоморфными зернами перечисленных минералов. В рудах реликтовой колломорфной структуры он слагает концентрические зерна и ядра почковидных образований. Метаморфические жилы халькопирита обычно маломощны, не выдержаны по простиранию. Ширина их не превышает 2—3 мм. Эти жилки особенно отчетливо прослеживаются на фоне колломорфного рисунка пиритового агрегата. Метаморфические жилы халькопирита часто содержат метакристаллы амфибола.

Сфалерита в рудах относительно мало. Содержание его в сфалерит-халькопирит-пиритовом типе руд составляет 2—3%. Он обладает относительно светлой окраской (от слабо-коричневой до медово-желтой). Сфалерит практически не содержит продуктов распада. В составе сфалерита FeS-молекула содержится в количестве 5,2—11,7% (среднее по 12 анализам 9,5 мол. %). Низким содержанием FeS (1,85 мол. %) характеризуется сфалерит из магнетитсодержащих руд. Из анализируемых

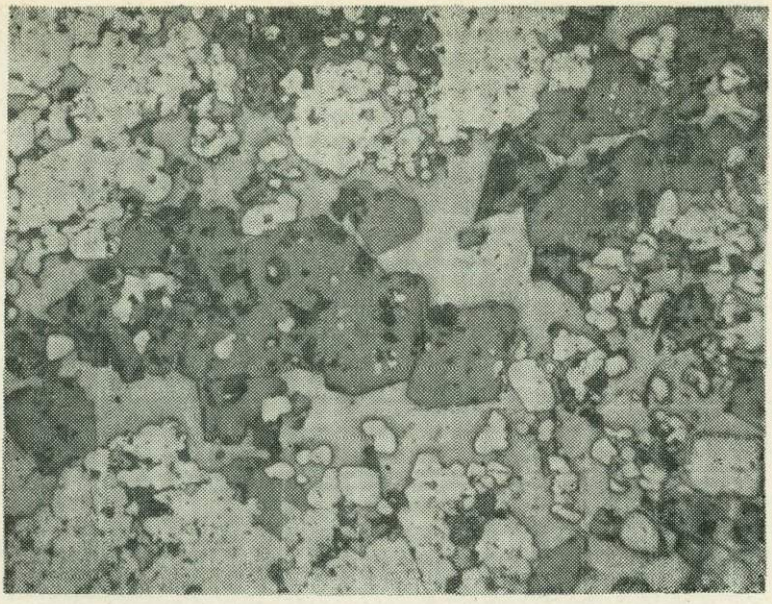

Рис. 4. Метакристаллы магнетита и пирита приурочены к местам скопления халькопирита. Магнетит-халькопирит-пиритовые руды. Полированный шлиф. Скв. 2818, глуб. 72,5×100.

проб сфалерита три обладают дефицитом, в составе остальных — избыток серы. Таким образом, сфалерит, так же как и пирит из сфалеритсодержащих руд, характеризуется в основном избытком серы в составе. Агрегат сфалерита состоит из полигональных зерен размером в тысячные и сотые доли миллиметра. Структура агрегата грано- и гетеробластическая. В руде сфалерит распределен неравномерно и большей частью слагает жилы и жилообразные полоски. Жилы возникли еще до метаморфизма руд, имеют нечеткие границы, содержат в значительном количестве пирит. Перекристаллизация привела к укрупнению зерен сфалерита и появлению в нем скелетных кристаллов пирита.

Пирротин является метаморфическим минералом и развит в виде узкой полосы в ассоциации с халькопиритом и редкими метакристаллами пирита в связи с термальным метаморфизмом руд в зоне контактового воздействия даек диабазов и диабазовых порфиритов. Пирротин в агрегате халькопирита слагает прерывистые с нечеткими границами полоски, ориентированные параллельно контакту руды с дайками. Размеры зерен пирротина составляют 0,02—0,05 мм и менее. С пирротином ассоциирует маккинавит и кубанит. Основная масса пирротина в рудах представлена моноклинной модификацией. Состав пирротина соответствует формуле Fe_5S_6.

Галенит образует мельчайшие включения в сфалерите, халькопирите, пирите и редко — в магнетите. Более крупные выделения (до 0,05 мм) встречаются в местах скопления сфалерита. Кроме того, в рудах встречаются метаморфические жилки галенита вблизи даек основного состава. В них он находится в сростках со сфалеритом, халькопиритом и тонковолокнистым амфиболом. Жилы имеют линзовидную форму протяженностью до 5 см, толщиной до 5 мм.

Сотрудниками института «Гипроникель» встречена богатая селеном разновидность галенита (галенит-клаусталит с содержанием селена 0,52—12,73%).

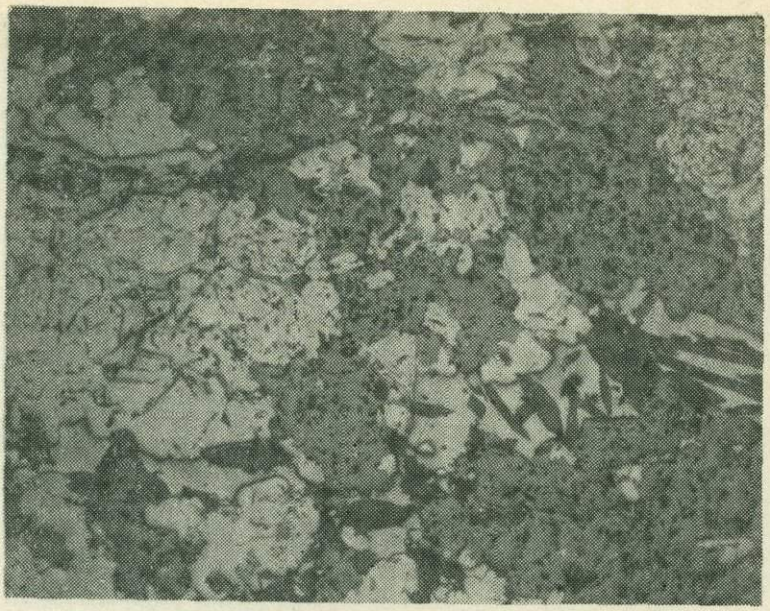

Рис. 5. Метакристаллы амфибола приурочены к метаморфическим жилам халькопирита. Магнетит-халькопирит-пиритовая руда. Полированный шлиф. Скв. 3393, глуб. 87,5 м х 80.

Марказит является минералом регрессивной фазы метаморфизма. Он возник по пирротину и в ассоциации с пиритом и поздним магнетитом образует псевдоморфозы по его ксеноморфным зернам.

Кварц в руде встречается повсеместно, но распределен неравномерно. Наиболее богаты им магнетитовые руды, в которых содержание его достигает 50%. Кварц с рудными минералами слагает агрегат грано- и гетеробластической структуры. Зерна его обладают полигональными очертаниями. В редких случаях вокруг отдельных кристаллов магнетита и пирита встречаются удлиненные зерна, ориентированные перпендикулярно граням кристаллов рудных минералов.

Кварц мелкозернист. Размеры его зерен варьируют в пределах от сотых долей до 0,5 мм.

Хлорит широко распространен в околорудных метасоматических породах, а в рудах его очень мало. Он встречается, в основном, в краевых частях рудных тел, вдоль контакта с вмещающими породами.

Биотита в рудах мало. Различаются бурая и зеленая разновидности этого минерала. Бурая разновидность встречается среди сульфидов, зеленая в агрегате преобладающего хлорита. Биотит зеленого цвета ассоциирует, обычно, с крупнопластинчатым хлоритом и отличается от последнего высоким двупреломлением. Биотит, по-видимому, является продуктом метаморфизма хлорита.

Амфибол в рудах распределен неравномерно. Наиболее богаты им краевые части рудных тел. Минерал слагает в основном метаморфические жилы и рассеянные метакристаллы в агрегате других минералов (рис. 5). В магнетитовых рудах он образует агрегат метельчатой, сноповидной структуры.

Наблюдается тенденция увеличения количества амфибола в зависимости от степени метаморфизма рудного агрегата. В сульфидной массе метакристаллы амфибола более крупные, имеют правильные кристаллографические очертания.

Амфибол макроскопически светло-зеленый. В шлифе зерна в основном бесцветные со слабым зеленоватым оттенком. Плеохроизм выражен слабо. Удлинение минерала положительное. Угол погасания не превышает 15—16°. Минерал двуосный, оптически отрицательный. Показатели преломления составляют: по Ng — 1,662, по Np — 1,642. Рентгенометрическим способом минерал диагностируется как роговая обманка.

Альбит в рудах встречается спорадически среди скоплений нерудного агрегата, в метаморфических жилах амфибола. Он представлен ксеноморфными зернами размером до 2—3 мм, содержащими включения амфибола, пирита, магнетита и биотита.

Гранат слагает тонко- и мелкозернистый агрегат гранобластической структуры, выполняющий промежутки между зернами пирита и магнетита. По показателю преломления 1,87—1,88 минерал условно отнесен к андрадиту.

Описываемый минерал встречен в рудах магнетитового и магнетит-халькопирит-пиритового состава, в которых обычно отсутствуют амфибол и альбит.

Апатит был встречен в магнетит-халькопирит-пиритовых рудах в полосках магнетита и кварца. Он представлен мелкими зернами округлой формы, рассеянными в кварце. Зерна его в кварце распределены неравномерно и встречаются вблизи зерен рудных минералов.

Мусковит в сплошных рудах встречается чрезвычайно редко. Он был обнаружен во вкрапленных рудах в лежачем боку сплошных руд и представлен мелкими чешуйками, неравномерно распределенными в массе преобладающего хлорита.

Кальцит встречается повсеместно. Однако в халькопирит-пиритовых и сфалеритсодержащих рудах его несколько больше. Он, как правило, слагает агрегат ксеноморфных зерен, распределен неравномерно. Кальцит нередко слагает поздние метасоматические жилки. Он, видимо, является минералом регрессивной стадии метаморфизма.

Магнетитовые руды. В составе этих руд кроме магнетита (60—65, местами 80—85%) присутствуют пирит (5%), халькопирит, сфалерит, молибденит и гематит, а из нерудных — кварц, хлорит, гранат, амфибол, плагиоклаз (альбит), сидерит и кальцит. Количество сульфидов (в основном пирита) в магнетитовых рудах возрастает, в направлении от центральных частей магнетитовой залежи к периферии, в направлении к колчеданным рудам. Границы между окисными и сульфидными рудами месторождения нечеткие и переходы довольно плавные. Нерудные минералы распределены неравномерно. Так, периферические части руд обогащены хлоритом и амфиболом, а центральные — кварцем.

Магнетитовые руды характеризуются мелкозернистым строением и монолитным сложением. В них различаются разновидности с полосчатой линзовидно-полосчатой, линзовидно-пятнистой, брекчиевидной и жильной текстурами.

Полосчатое строение обусловлено обособлением кварца, хлорита, пирита в виде субпараллельных полосок в преобладающем магнетите. Полоски нечеткие, имеют неровные, извилистые очертания и не выдержаны по ширине и простиранию. Полосчатые руды в отдельных случаях переходят в плойчатые. Линзовидно-полосчатое строение характеризуется тем, что прерывистые полоски линзовидных скоплений пирита или нерудных агрегатов образуют цепочку в агрегате магнетита. Линзовидные полоски также извилисты, имеют нечеткие границы.

Руды линзовидно-пятнистой текстуры являются разновидностью линзовидно-полосчатых руд и характеризуются выделением пирита в магнетитовом агрегате в форме более изометричных и неправильных линзовидных скоплений с расплывчатыми нечеткими границами. Обыч-

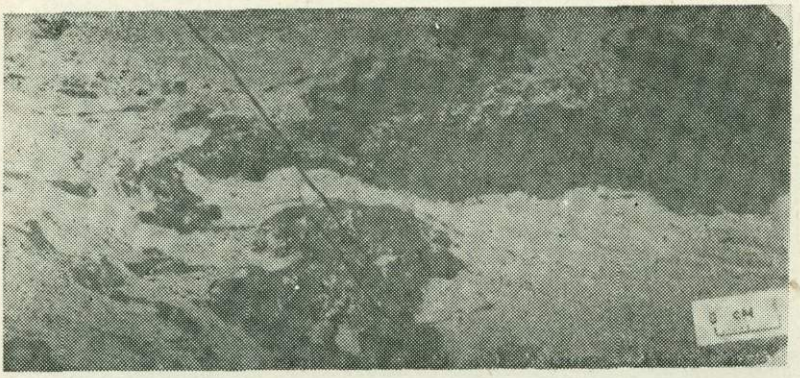

Рис. 6. Магнетитовые руды брекчиевидной текстуры. Обломки, сложенные магнетитом (темное), сплющены, вытянуты и ориентированы параллельно. Пирит, слагающий цемент, встречается и внутри обломков в виде мелких скоплений. Полиров. штуф керна. Скв. 3338, глуб. 80,5 м.

но эти пятнистые скопления имеют общую субпараллельную ориентировку. Нередко эти скопления представляют собой неравномерную вкрапленность зерен пирита в агрегате магнетита. Магнетитовые руды брекчиевидной текстуры были встречены вдоль границы их с сульфидами и в основном по падению рудного тела. В брекчиевидных рудах обломки сложены магнетитом, цементом служат сульфиды. Соотношение магнетита и сульфидов в брекчиевидных рудах довольно сложное. Обломки имеют сложную форму, изрезанные края, нередко плавные очертания (рис. 6). Наблюдается взаимное проникновение апофиз магнетита в цементирующий пирит и наоборот. Все эти морфологические особенности брекчиевидных руд свидетельствуют об их метасоматическом происхождении. Жильная текстура обусловлена пересечением агрегата магнетита жилами следующих минеральных ассоциаций: 1) пиритовой, 2) амфиболовой и 3) кварц-кальцитовой. Магнетитовые руды с метасоматическими жилами отличаются от брекчиевидных значительным преобладанием материала обломков над цементирующей массой.

Жилки амфибола прямолинейны и дискообразны. В них редко присутствует халькопирит.

Кварц-кальцитовые жилы пересекают пиритовые и амфиболовые. Они прямолинейны, маломощны.

Магнетит-халькопирит-пиритовые руды являются переходными от магнетитовых к колчеданным. Они прослеживаются в основном в виде узкой зоны шириной 2—3 м. В составе этих руд содержится пирит (65%), халькопирит (10—15%), магнетит (5—10%). В них присутствуют также сфалерит, гематит, галенит, пирротин, маккинавит, валлериит и кубанит. Нерудные минералы, составляющие около 10%, представлены гранатом амфиболом, альбитом, хлоритом, кварцем и кальцитом.

В магнетит-халькопирит-пиритовых рудах широко развиты полосчатая и линзовидно-полосчатая текстуры, среди которых встречаются

также разновидности обломочно-пятнистой текстуры. Полосчатая, линзовидно-полосчатая текстура обусловлена перемежанием полосок магнетита и сульфидов или линзовидных обособлений первого в колчеданной массе. Полоски чрезвычайно извилисты, не выдержаны по ширине и протяженности. Встречаются разновидности руд плойчатой текстуры, возникшие в результате пластической деформации полосчатых руд, которая сопровождалась возникновением поперечных трещин. По трещинам произошло смещение разорванных полосок.

Обломочно-пятнистая текстура руд характеризуется обособлением магнетита в массе сульфидов без четких и ровных границ.

Жильное строение магнетит-халькопирит-пиритовых руд обусловлено наличием в них тех же метаморфических жилок амфибола с халькопиритом и кальцита с кварцем, которые развиты и в магнетитовых рудах. Они отличаются несколько большим содержанием в них халькопирита.

Магнетит-халькопирит-пиритовые руды обладают в целом тонко- и мелкозернистым строением. Размеры зерен пирита и магнетита составляют тысячные и сотые доли миллиметра. Структура руд гетеробластическая. В них встречаются реликты колломорфной структуры. Широко развиты метаморфические структуры с образованием метакристаллов пирита и магнетита.

Халькопирит-пиритовые руды состоят из пирита (75%), халькопирита (12—15%), нерудных минералов (10%). В них присутствуют также сфалерит, магнетит, гематит, галенит, валлериит, маккинавит, пирротин и молибденит. Нерудные минералы представлены амфиболом, биотитом, кварцем, кальцитом, плагиоклазом, эпидотом и гранатом. Эти руды характеризуются более или менее равномерным распределением минералов и массивной текстурой. Лишь наличие метаморфических жил халькопирита и амфиболов придают этому типу руд прожилковое строение. Незначительная часть халькопирит-пиритовых руд обладает слабым полосчатым строением. Полосчатая текстура наблюдается вблизи контакта этих руд с боковыми породами. Полосчатость в них выражена неотчетливо. Полоски отличаются друг от друга в основном содержанием нерудных минералов, относительно широкие, границы между ними нечеткие.

Халькопирит-пиритовые руды имеют тонко- и мелкозернистое строение. Размеры зерен пирита варьируют в пределах от тысячных до сотых долей миллиметра. В целом сульфидный агрегат обладает неравномерно-зернистым строением, которое в одних случаях проявлено как порфиробластическая, в других — как гетеробластическая структура. Помимо отмеченной неравномернозернистой, к категории метаморфических структур, видимо, следует отнести коррозионную, петельчатую и пойкилобластическую. Перекристаллизация исходного сульфидного агрегата сопровождалась образованием новых минеральных видов — маккинавита, пирротина, кубанита.

Сфалерит-халькопирит-пиритовые руды наиболее распространенные на месторождении. Они состоят из пирита (75%), халькопирита (10%), сфалерита (3—4%), магнетита (1—3%). В них присутствуют также и галенит, пирротин, маккинавит, молибденит, гематит, марказит. Нерудные минералы представлены амфиболом, хлоритом, биотитом, кварцем, кальцитом, эпидотом и гранатом.

По текстурным признакам среди сфалерит-халькопирит-пиритовых руд различаются разновидности массивной, полосчатой (линзовидно-полосчатой), плойчатой, жильной текстур.

Руды массивной текстуры характеризуются сплошным, относительно равномерным расположением агрегата рудообразующих минералов.

Массивные руды обладают более мелкозернистым строением, чем остальные. Они занимают преимущественно центральные части рудных тел.

Полосчатое, линзовидно-полосчатое строение характерно для руд, слагающих края рудных тел. Полосчатые руды одинаково распространены как в кровле, так и в подошве линзовидных залежей. В направлении от краев линз к их центральным частям полосчатые руды постепенно сменяются рудами нечеткополосчатой, а последние — рудами массивной текстуры. Полосчатое строение обусловлено в основном чередованием богатых и бедных нерудными минералами разновидностей руд в виде перемежающихся полосок. В редких случаях полоски отличаются друг от друга еще размерами зерен пирита. Для этих руд характерны те же морфологические особенности полосчатой текстуры, какие отмечались в рудах магнетит-халькопирит-пиритового состава. Рисунок полосчатой текстуры осложнен еще наличием в рудах «очковых» скоплений нерудных, особенно кварца, которые огибаются сульфидами. Нередко полоски линзовидно обрываются, сближенные полоски сульфидов сливаются, образуя более широкие полоски, которые по простиранию снова, расщепляясь, выклиниваются.

Жильная текстура сфалерит-халькопирит-пиритовых руд обусловлена пересечением агрегата руды прожилками сфалерита и метаморфическими жилами халькопирита, амфибола, редко и сфалерита. Сфалеритовые жилы, в отличие от жил выполнения трещин, обладают нечеткими зальбандами, невыдержанной шириной и наличием множества мелких ответвлений. Эти жилы полиминеральны. В них содержится также пирит, количество которого в призальбандовых частях жил больше, чем в центральных. Но и сфалерит не ограничивается пределами жил, а проникает в окружающую массу руды, образуя гранобластические срастания с другими минералами. Видимо, все эти особенности морфологии и структуры связаны с тем, что жилы сфалерита первоначально возникли метасоматическим путем, а в дальнейшем претерпели и метаморфизм.

Структура сфалерит-халькопирит-пиритовых руд в целом может быть отнесена к гетеробластической. Размеры зерен пирита в пределах небольшой площади изменяются в широких пределах. В меньших масштабах развиты структуры пойкилобластическая, петельчатая и коррозионная.

Условия формирования руд

О генезисе колчеданных залежей месторождения существует несколько точек зрения. Одни предполагают значительную роль в накоплении рудных компонентов гидротермально-осадочных процессов, сочетавшихся с метасоматическими явлениями в лежачем боку рудовмещающей залежи по пути рудоподводящего канала (Бельков и др., 1972). Точку зрения о гидротермально-осадочном происхождении колчеданных месторождений района, сходных по геологическому строению с Летним месторождением, подчеркивают Г. С. Поротов и др. (1973). Другая точка зрения признает гидротермальный способ образования путем локализации рудной массы в пределах синвулканических тектонических нарушений (Потапенко и др., 1973).

Роль разрывных нарушений в локализации рудных залежей месторождения значительна. Широкое развитие разрывных нарушений в пределах выше отмеченной синвулканической депрессии обусловило блоковое строение месторождения. Структурные блоки ограничены крутопадающими разрывами субширотного направления. Наиболее благоприятными для рудоотложения структурными элементами служили пологие разрывы, сопряженные с крутопадающими дизъюнктивными нарушения-

ми. Крутопадающие разрывные нарушения служили в основном путями проникновения рудного вещества. Вдоль них возникли небольшие крутопадающие линзы сплошных сульфидов среди зоны вкрапленности пирита в метасоматических породах. Отложение сульфидов вдоль пологих тектонических нарушений происходило в основном метасоматическим путем при непрерывном поступлении рудообразующих компонентов. Об этом свидетельствует, во-первых, зональное расположение типов руд по пути движения гидротермальных растворов, во-вторых, преимущественно массивное и полосчатое строение руд и отсутствие текстур дробления рудного агрегата. Каждое рудное тело месторождения представляет собой единую колонку метасоматических зон, возникших и развитых в пределах зон рассланцевания в течение единого беспрерывного процесса. В пределах одного рудного тела выделяются зоны, сложенные различными минеральными ассоциациями, расположенные в определенной последовательности. Это свидетельствует о существовании градиента температуры кислотности-щелочности и окислительно-восстановительного потенциала в структуре рудоотложения. Зона выпадения гематита и магнетита, видимо, характеризовалась высоким окислительным потенциалом, подвижностью серы. Зона гематита (мушкетовита) и магнетита прилегает к крутопадающим разрывным нарушениям. При этом в зоне окисных руд процесс рудоотложения начался с выпадения гематита, который к концу процесса превратился в мушкетовит. По направлению движения рудообразующих растворов магнетитовые руды сменяются халькопирит-пиритовыми, последние — сфалеритсодержащими колчеданными рудами. Такое расположение типов руд свидетельствует о возрастании активности серы в головных частях колонки рудных зон. Изменение активности серы по пути продвижения растворов отразилось также на составе пиритов из разных участков рудных тел. Так, пирит из халькопирит-пиритовых руд, непосредственно прилегающих к магнетитовым, характеризуется дефицитом серы в составе, тогда как пирит из сфалеритсодержащих разностей колчедана отличается, наоборот, дефицитом железа. Видимо, в интервале рудоотложения по направлению движения растворов существовал градиент кислотности-щелочности, подвижности и инертности отдельных химических компонентов. Возрастание в растворах химической активности серы можно рассматривать в зависимости от температуры, с падением которой химический потенциал серы при гипогенном рудообразовании обычно возрастает (Бетехтин и др., 1958, с. 353—360; Маракушев, 1965, с. 140—159). Следовательно, помимо отмеченных параметров процесса рудообразования, обусловливавших дифференциацию компонентов, важную роль в распределении минералов по зонам играло существование градиента температуры.

Анализ текстурно-структурных особенностей руд показал, что полосчатые разновидности развиты в основном вдоль границ отдельных минеральных типов. Полосчатая текстура развита и наиболее отчетливо проявлена в магнетит-халькопирит-пиритовых и сфалерит-халькопирит-пиритовых рудах. В последних полосчатое строение хорошо выражено как по кровле, так и по подошве и на выклинках рудного тела и ориентировано параллельно контакту руд с вмещающими породами. В магнетит-халькопирит-пиритовых рудах полосчатость также ориентирована полого и следует параллельно плоскости контакта магнетитовых и колчеданных руд. В целом элементы залегания полосок совпадают с ориентировкой плоскостей рассланцевания пород, вдоль пологих зон дорудных разрывных нарушений. В случае, если граница зон проходит под углом к плоскости дорудного рассланцевания пород, то вдоль нее развиваются руды брекчиевидного, пятнисто-полосчатого и линзовидно-полосчатого строения. Все эти факты предполагают, что пограничная зона характери-

зовалась резкими колебаниями физико-химических условий рудоотложения, что привело к формированию руд брекчиевидных, пятнистых, линзовидно-полосчатых и полосчатых текстур.

Следовательно, границы зон отложения различных типов руд до определенного момента рудообразования являются мобильными и по мере развития рудного процесса по пути движения растворов могут смещаться. Разрастание метасоматических зон и смещение их границ в сторону фильтрации растворов происходило в прогрессивную фазу развития рудного процесса, а в регрессивную фазу, сопровождавшуюся понижением температуры гидротерм, видимо, происходило смещение головных зон в сторону тыловых. Регрессивное разрастание зон сопровождалось развитием минеральных ассоциаций головных зон за счет прилегающих тыловых. Это привело к развитию метасоматических жил пирита по магнетиту, и постепенное увеличение мощности и количества полосок пирита в полосчатых магнетит-халькопирит-пиритовых рудах в направлении от магнетитовых к колчеданным рудам. Это обусловило также развитие брекчиевидных руд метасоматическим способом. В определенной мере и процесс мушкетовитизации, видимо, связан с регрессией границы зоны выпадения магнетита, а в дальнейшем и пирита, в зону кристаллизации гематита. Об этом свидетельствует появление своеобразных срастаний пластинчатого мушкетовита в пиритовом агрегате в рудах магнетит-халькопирит-пиритового состава.

Общая мелкозернистая структура рудного агрегата, наличие реликтов колломорфного строения свидетельствует об относительно низкотемпературных, возможно и приповерхностных, условиях образования руд месторождения. Первоначально руды, должно быть, имели строение, близкое строению руд Приорского месторождения (Поротов и др., 1973). Впоследствии рудный агрегат претерпел метаморфизм. Руды претерпели, по крайней мере, двукратную перекристаллизацию, связанную во-первых, с внедрением послерудных даек основного состава, во-вторых, с термальным метаморфизмом, в связи с воздействием интрузий кислых магматических пород, на существование которых косвенно указывают жильные образования биотитовых сиенито-диоритов, диоритов и керсантитов. Первый вид метаморфизма носит локальный характер. Он выразился в перекристаллизации сульфидного агрегата вдоль контакта руд с дайками диабазовых порфиритов с образованием узкой зоны, сложенной крупными метакристаллами пирита. Околодайковый метаморфизм выразился также в мобилизации халькопирита и обогащении им руд вдоль контакта с дайками. Содержание халькопирита в этих узких зонах (от нескольких до 10—20 см) достигает 60—70%. Нередко в метаморфическом халькопирите содержатся полоски пирротина, ориентированные параллельно контакту даек.

Второй вид метаморфизма проявился в широких масштабах, и его продукты прослеживаются далеко за пределами рудного поля. В результате этого метаморфизма возникла минеральная ассоциация, характерная для фации эпидотовых амфиболитов. С широким развитием роговой обманки, эпидота и альбита во вмещающих породах, в рудах появились также гранаты, биотит, пирротин маккинавит и кубанит. Метаморфические минералы образуют жилки, секущие агрегат всех минеральных типов руд, а также неравномерно рассеянные метакристаллы. Термальному метаморфизму подверглись также и жильные диабазы и диабазовые порфириты. Причем второму виду метаморфизма предшествовала хрупкая и пластическая деформация руд и даек основного состава. Деформация выразилась в интенсивном смятии полосок из полосчатых руд, проявлении многочисленных трещин, по которым произошло смещение полосок. Возникли текстуры, по рисунку близкие к плойчатым.

Вдоль трещин возникли метаморфические жилки халькопирита с амфиболом и редко с биотитом.

Перекристаллизация рудного агрегата, связанная с термальным метаморфизмом, привела к возникновению мелкозернистого агрегата сульфидов грано- и гетеробластической структуры. Метаморфизм вызвал частичную перекристаллизацию и магнетитовой руды. В результате этого среди пластинчатого агрегата магнетита (мушкетовита) возникли жилки октаэдрических метакристаллов магнетита.

Несмотря на заметную перекристаллизацию руд, отдельные свойства рудных минералов сохранились. К таким свойствам, видимо, следует отнести зональное распределение минералов в рудных телах, отличие пиритов из различных типов руд по содержанию в составе серы и железа, по значению твердости и т. д.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. По минеральному составу руд Летнее месторождение относится к колчеданному типу. Отличительной чертой состава руд является относительно высокое содержание халькопирита, наличие магнетита (мушкетовита) и низкие содержания минералов цинка и свинца. Характерные для большинства уральских колчеданных месторождений минералы мышьяка, серебра, золота и бария отсутствуют.

2. Руды имеют мелко- и тонкозернистое строение. В них одновременно присутствуют реликтовые и метаморфогенные структуры и текстуры. К реликтовым относятся колломорфная, полосчатая, линзовидно-полосчатая, брекчиевидная текстура и пластинчатая структура мушкетовита. Наибольшее распространение в рудах имеют полосчатое, линзовидно-полосчатое строение, развитое в основном по границе минеральных типов руд вдоль дорудных зон рассланцевания.

3. По способу образования руд месторождение является гидротермально-метасоматическим, формировавшимся на небольшой глубине, из единого непрерывного потока гидротермальных растворов.

4. Руды испытали метаморфические превращения. В результате возникли метаморфогенные текстуры — плойчатая, жильная — и структуры: грано- и гетеробластическая, пойкилобластическая. Термальный метаморфизм обусловил появление новых минералов — пирротина, маккинавита, кубанита, граната, амфибола, биотита, количество которых в рудах незначительно. Несмотря на метаморфизм, в рудах месторождения сохранились первичные признаки состава строения, позволяющие судить об условиях их формирования.

ЛИТЕРАТУРА

Бельков Ю. П., Нечеухин В. М., Пономарева Р. П. О геологическом строении, составе геохимических ореолов и генезис колчеданных месторождений Домбаровского рудного района. (Ю. Урал). — «Ежегодник Инст. геологии и геохимии УНЦ АН СССР», 1972.

Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. Л., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965.

Поротов Г. С., Пертель А. И., Веселов Е. В. Геологические особенности Приорского колчеданного месторождения. — «Геология рудных месторождений», № 1, 1973.

Потапенко Б. П., Требухин В. С., Агеева С .Т. Домбаровский рудный район. — Труды ЦНИГРИ, вып. 105, 1973.

Петровская Н. В. Ассоциации рудообразующих минералов, элементы строения рудных тел и некоторые черты генезиса Сибайского медноколчеданного месторождения (Ю. Урал). — Труды ЦНИГРИ, вып. 40, 1961.

М. Ю. АРЖАВИТИНА

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ЗИЛАИРСКОЙ СВИТЫ МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

В Магнитогорском мегасинклинории зилаирская свита впервые была выделена Л. С. Либровичем (1932, 1936) на основании сходства пород с аналогичными образованиями Зилаирского мегасинклинория. Возраст свиты им определен как фаменский ярус верхнего девона и нижнетурнейский подъярус нижнего карбона. Более поздние палеонтологические определения подтверждают этот возраст описываемых отложений. К сожалению палеонтологические находки в них редки, чаще отложения зилаирской свиты в пределах Магнитогорского мегасинклинория выделяются по внешнему облику пород. Сложена свита на востоке осадочными и вулканогенными породами, а на западе — исключительно осадочными образованиями флишоидного типа. Мощность ее колеблется от 500 до 1300 м. Однотипность строения свиты и редкость палеонтологических находок затрудняет ее расчленение на отдельные горизонты и толщи. Часто бывает трудно сопоставить даже соседние разрезы. Поэтому нами предпринято минералогическое изучение зилаирских отложений с целью выяснения минералогических коррелятивов. Для этого впервые было проведено комплексное изучение терригенных пород зилаирской свиты в пределах всего мегасинклинория по 25 разрезам.

В составе обломков терригенных пород зилаирской свиты отмечаются интрузивные, вулканогенные, метаморфические и осадочные породы, а также обломки минералов. Обломки интрузивных пород встречаются в незначительном количестве и представлены диабазами, габбро, габбро-диабазами, плагиогранитами, гранитами, серпентинитами, диоритами. Они чаще отмечаются на восточном борту мегасинклинория и вблизи Уралтауского антиклинория, где распространены эродированные интрузивные массивы. Обломки вулканогенных пород представлены непрерывным по кислотности рядом пород — от основных до кислых. Кроме того, встречаются щелочные породы с трахитовой структурой, а также обломки вулканитов с сульфидной минерализацией (реки Узельга, Зирень-Агач, Б. и М. Уртазымка). Вулканогенные породы, весьма сходные с вышеописанными обломками, широко распространены в пределах Магнитогорского мегасинклинория и Восточно-Уральского поднятия. Обломки метаморфических пород представлены слюдистыми кварцитами, кварцитами и графито-кварцевыми сланцами. Эти обломки обычно имеют продолговатую форму. Для них характерны микрогранобластовая и микролепидогранобластовая структуры. Обломки метаморфических пород в незначительном количестве встречаются в пределах всего мегасин-

клинория, но несколько больше их отмечается в Кизило-Уртазымской и Вознесенско-Присакмарской зонах. Подобные породы характерны для древних свит Восточно-Уральского поднятия и Уралтауского антиклинория. Обломки метасоматических пород встречаются очень редко. Они представлены кварц-эпидотовыми, эпидотовыми и кварц-хлоритовыми породами, характерными для околорудных метасоматитов и прожилковидных обособлений. Обломки осадочных пород составляют незначительную часть от общего объема терригенного материала. Чаще других встречаются обломки кремнистых пород — спонголитов, радиоляритов, яшм, сложенных микрозернистым кварцем и халцедоном. Изредка встречаются обломки алевролитов, песчаников, аргиллитов с чешуйками слюды и известняков. Обломки минералов представлены кварцем, плагиоклазом, пироксеном, слюдами, хлоритом, кальцитом и эпидотом. Кварц в основном встречается в граувакках, где присутствуют обломки вулканитов кислого состава. Форма зерен его, а также ассоциация с вулканогенными породами кислого состава свидетельствуют о том, что он в основном образовался за счет разрушения вулканитов кислого состава. Большинство плагиоклазов относятся к кислым разностям (№ 0—10), что объясняется, видимо, унаследованным характером разрушаемых пород. Часть их серицитизирована, эпидотизирована, хлоритизирована, т. е. изменения в них аналогичны таковым в подстилающих вулканогенных породах. Наибольшее количество пироксена отмечается на восточном борту и в северной части мегасинклинория. Он обычно встречается в граувакках, где много обломков пород, так что основная часть его видимо образовалась за счет вулканитов основного состава. Слюды — мусковит и биотит — наибольшим распространением пользуются в Вознесенско-Присакмарской зоне и на юге мегасинклинория, иногда они подвергаются гидрослюдизации и хлоритизации. Со слюдами ассоциируют обломки хлорита, часто осветленные.

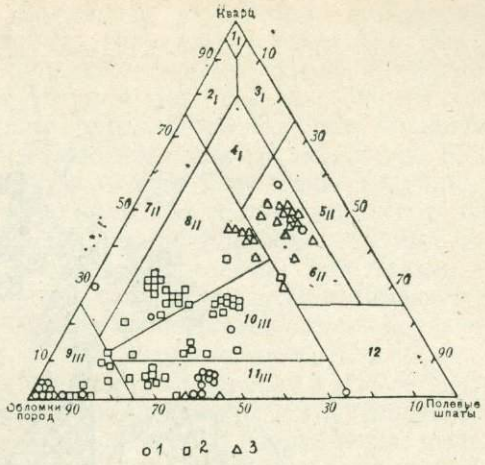

Рис. 1. Диаграмма соотношения основных породообразующих компонентов терригенных пород зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклинория. *1* — породы восточного борта мегасинклинория, *2* — породы Кизило-Уртазымской и Магнитогорской структурно-формационных зон, *3* — породы Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоны. Классификационные поля диаграммы по В. Д. Шутову (1972). Песчаники. Кварцевая группа: 1_I — мономиктовые кварцевые, 2_I — кремнекластитокварцевые, 3_I — полевошпат-кварцевые, 4_I — мезомиктовые кварцевые. Аркозовая группа: 5_{II} — собственно аркозы, 6_{II} — граувакковые аркозы. Граувакковая группа (граувакки): 7_{III} — кварцевые, 8_{III} — полевошпат-кварцевые, 9_{III} — собственно граувакки, 10_{III} — кварц-полевошпатовые, 11_{III} — полевошпатовые; 12 — поле песчаников не чисто терригенного происхождения (кристаллотуфовые накопления).

По содержанию основных породообразующих компонентов среди терригенных пород описываемой флишевой формации выделяются две группы — аркозовая и граувакковая (рис. 1). В аркозовой группе выделяются только граувакковые аркозы, в которых минералы преобладают над обломками пород. К этой группе относится большинство пород Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоны (реки Зи-

рень-Агач, Б. Казмаш, Кирдяс). В граувакковой группе выделены все разновидности: кварцевые, полевошпат - кварцевые, кварц - полевошпатовые, полевошпатовые и собственно граувакки. К кварцевым граувакам относятся породы, где наряду с обломками пород значительный процент принадлежит кварцу, при подчиненном содержании полевых шпатов. Эта группа представлена единичными образцами р. Куркак. К полевошпат - кварцевым граувакам относятся в основном породы южной части мегасинклинория (реки Таналык, Б. и М. Уртазымка и др.). В породах этого типа преобладают обломки пород при подчиненном содержании кварца и плагиоклаза. Значительную группу составляют и кварц-полевошпатовые граувакки, которые развиты в основном в северной части мегасин-

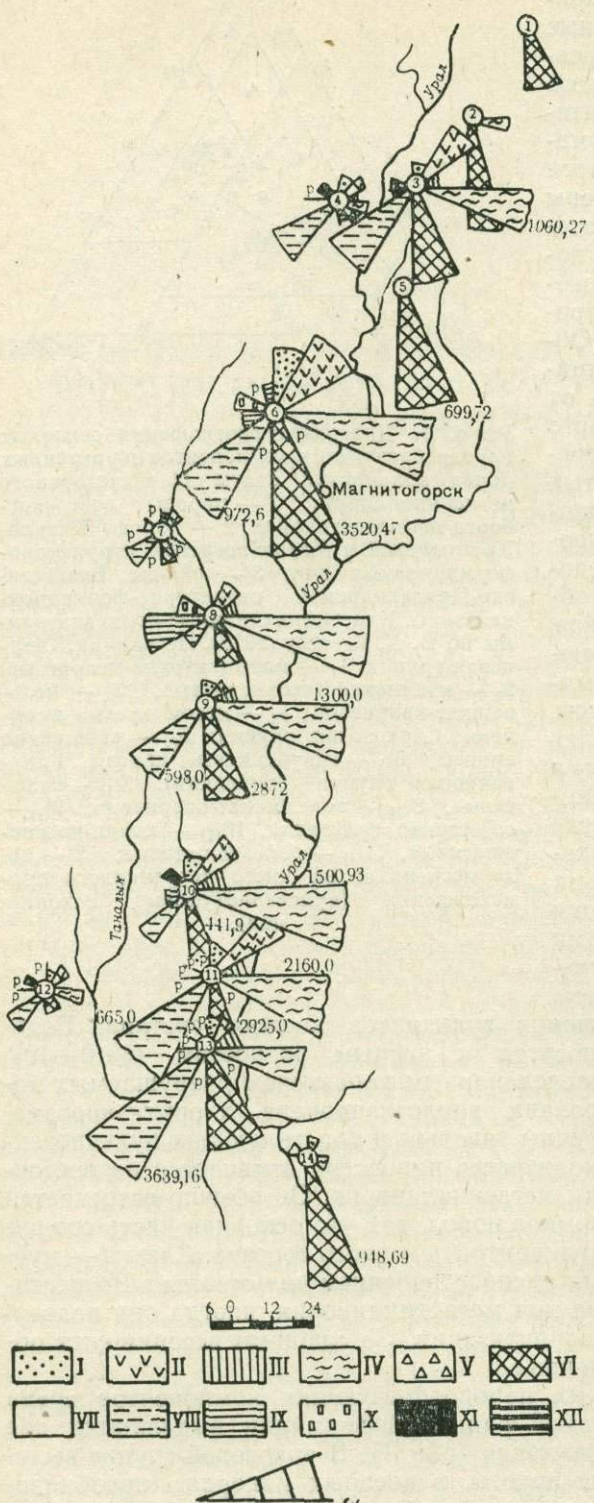

Рис. 2. Схематическая карта изменения средних абсолютных содержаний терригенных минералов тяжелой фракции пород зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклинория. I — циркон, II — гранат, III — сфен, IV — эпидот, V — турмалин, VI — черные рудные минералы, VII — рутил, VIII — хромшпинелиды, IX — пироксены, амфиболы; X — титансодержащие минералы, XI — пирит, XII — бурые окислы железа. Р — содержание минерала меньше 10 г/т. Разрезы: *1* — р. Асилга, *2* — р. Куруды, *3* — с. Имангулово, *4* — р. Куркак, *5* — р. Узельга, *6* — оз. М. и Б. Улянды, *7* — р. Б. Казмаш,, Кирдяс, *8* — р. Икстимер, *9* — р. Худолаз, *10* — р. Б. Уртазымка, *12* — р. Зирень-Агач, *13* — руч. Таштугай, р. Таналык, *14* — р. Солончатка.

клинория (оз. Б. Бугодак, С. и М. Улянды, р. Тайсора, д. Волково, р. Икстимер и др.). К полевошпатовым граувакам относится большинство пород р. Узельги, пос. Поповского и др. От вышеописанных разностей они отличаются присутствием значительного количества обломков полевого шпата. Собственно граувакки составляют большую часть пород восточного борта. К ним относится и часть пород рек Б. и М. Уртазымка, пос. Поповского, с. Яйкарово и др. Собственно граувакки состоят почти полностью из обломков пород. По составу обломков это в основном диабазовые граувакки, состоящие из обломков основных пород, пироксена и плагиоклаза. По химическому составу они близки к основным породам. Терригенные породы зилаирской свиты характеризуются средней и плохой сортировкой обломочного материала. Коэффициент отсортированности по Траску (1932) колеблется от 1,1 до 6.

Содержание тяжелой фракции в терригенных породах колеблется от сотых долей процента до 0,5% и очень редко достигает 1%. Среди минералов тяжелой фракции по степени устойчивости к разрушению выделяются: весьма устойчивые минералы — циркон, рутил, турмалин, хромшпинелиды, корунд; устойчивые — ильменит, магнетит, сфен, гранат, лейкоксен, хлоритоид, группа эпидота; неустойчивые — моноклинные амфиболы и пироксены, гематит и апатит. Кроме этих минералов, Г. А. Смирновым и Т. А. Смирновой (1961) указаны барит и монацит. Из аутигенных минералов отмечены анатаз, брукит, пирит и гидроокислы железа.

По качественному и количественному распределению минералов в пределах мегасинклинория выделяются две терригенно-минералогические провинции: западная и восточная.

В восточной провинции основную часть тяжелой фракции составляют черные рудные минералы. Из прозрачных минералов в незначительном количестве отмечаются циркон, гранат, хромшпинелиды, анатаз, эпидот. По преобладающему содержанию тех или иных рудных минералов в восточной терригенно-минералогической провинции можно выделить две зоны: северную и южную. Северная зона (реки Асилга, Куруды, Узельга) характеризуется значительным развитием магнетита, а в южной преобладает гематит.

В западной терригенно-минералогической провинции большая часть тяжелой фракции представлена прозрачными минералами, из которых постоянными и характерными минералами являются эпидот, хромшпинелиды, циркон, гранат, сфен. В отличии от восточной терригенно-минералогической провинции здесь сокращается роль черных рудных минералов, но зато большее развитие приобретают минералы группы эпидота. По распределению минералов здесь выделяются две зоны. Первая охватывает почти всю осевую часть Магнитогорского мегасинклинория. Она характеризуется повышенным абсолютным содержанием минералов тяжелой фракции, особенно хромшпинелидов, эпидота и др. (рис. 2). В этой зоне можно выделить подзону в районе Поповского, Кирсы и Тайсоры, где в тяжелой фракции в значительном количестве присутствуют аутигенные минералы, в том числе брукит. Во второй зоне, развитой в крайне западной части мегасинклинория, сокращается абсолютное содержание тяжелой фракции до 500 г/т, но отмечается более равномерное распределение минералов. К тому же в этой зоне отмечается загрязненный гранат с многочисленными включениями хлорита, биотита, эпидота и пузырьков газа, характерный для сланцевых толщ Центрально-Уральского поднятия. Кроме того, сфен в этой зоне имеет более крупные размеры. Все это может говорить о том, что Центрально-Уральское поднятие в верхнедевонское время испытывало вертикальные движения и частично размывалось.

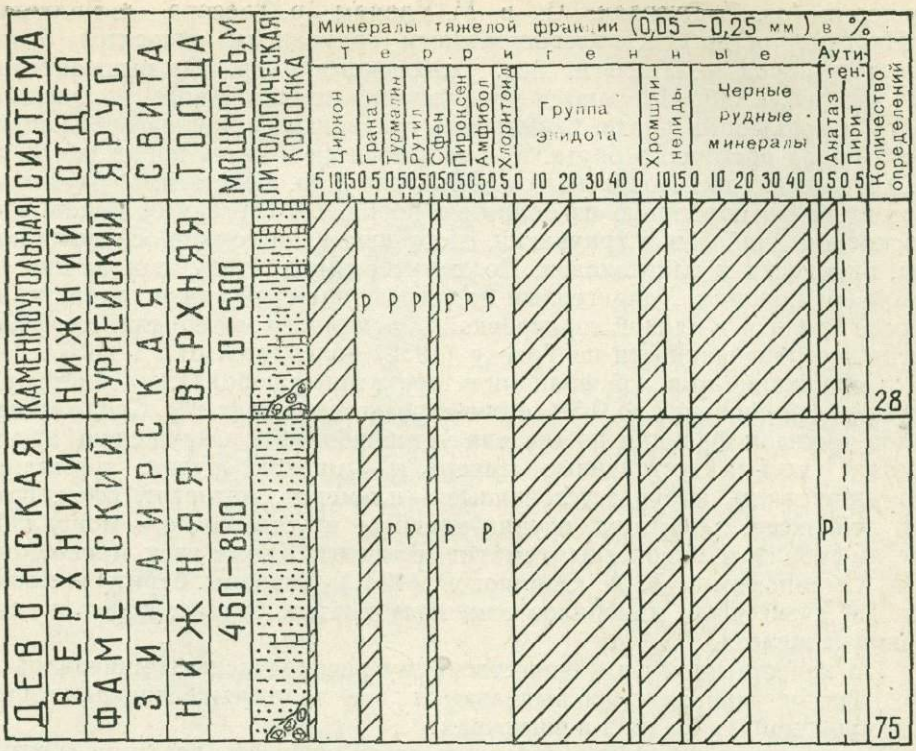

Рис. 3. Средние содержания минералов тяжелой фракции в терригенных породах зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклинория. Р — редкие и единичные зерна; — — — средние содержания минерала меньше 1%.

В западной терригенно-минералогической провинции в ряде разрезов зилаирские отложения удалось расчленить на две толщи: нижнюю и верхнюю. Нижняя толща представлена в основном ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов и гравелитов с известковистыми и слюдистыми аргиллитами. В этой толще в большинстве обнажений (р. Зирень-Агач, Ириклинское водохранилище, Туркменево, Махмутово и др.) песчаники имеют шаровую или эллипсоидную отдельность. Комплекс тяжелых минералов нижней толщи имеет качественные и количественные отличия от таковых верхней толщи. В тяжелой фракции нижней толщи отмечаются следующие минералы: эпидот, черные рудные (в основном ильменит), хромшпинелиды (пикотит и хромит), циркон, гранат, сфен, реже авгит, турмалин, рутил, глаукофан, хлоритоид. Для этой толщи характерно преобладание граната над цирконом и пикотита над хромитом, широкое развитие эпидота.

Верхняя толща в одних разрезах представлена карбонатными и терригенными породами (Поповский, Узельга), в других — только терригенными (Б. и М. Уртазымка и др.). В первом случае карбонатные породы содержат фауну фаменского яруса и слоев этрень, а в вышележащих терригенных породах иногда встречаются растительные остатки, позво-

ляющие относить их к низам карбона. В тех разрезах, где верхняя толща представлена только терригенными осадками (реки Б. Уртазымка, М. Уртазымка), отмечается некоторое сокращение песчаных пород, увеличение глинистых, кремнистых и карбонатных прослоев с сохранением ритмичного строения свиты, но мощность отдельных ритмов здесь несколько больше и достигает 10—15 м. Граница в таких разрезах между толщами проводится условно или же толщи вообще не выделяются. Минералогические исследования терригенных пород, залегающих выше известняков слоев этрень, и верхней части терригенного типа разреза показали, что они характеризуются идентичным комплексом тяжелых минералов, среди которых присутствуют циркон, ильменит, гематит, магнетит, хромшпинелиды (пикотит и хромит), сфен. Спорадически и в небольшом количестве встречаются рутил, турмалин, авгит, анатаз. По сравнению с нижней, верхняя толща характеризуется (рис. 3) повышенным содержанием циркона и черных рудных минералов, отсутствием граната, слабым развитием или полным отсутствием магнетита и эпидота, широким развитием хромита в виде правильных октаэдров.

Таким образом, по минералам тяжелой фракции четко отбивается граница между двумя толщами. Эта граница одновременно является и границей между двумя системами — девонской и каменноугольной, т. е. нижняя толща по возрасту соответствует фаменскому ярусу верхнего девона, а верхняя — нижнетурнейскому подъярусу нижнего карбона. Так, по нашим данным, по р. Зирень-Агач, руч. Таштугай, у оз. Б. Бугодак, М. Улянды, в пределах Ириклинского водохранилища распространена только нижняя толща, т. е. отложения фаменского яруса верхнего девона. По р. Зирень-Агач Е. В. Чибриковой (устное сообщение) в терригенных породах зилаирской свиты определены споры фаменского яруса, что является подтверждением правильности выделения здесь по минеральным компонентам только нижней части свиты. По рекам Б. и М. Уртазымка, где расчленение на толщи затруднено ввиду однообразного строения зилаирской свиты, по минералогическим данным четко отбивается граница между двумя толщами, т. е. здесь развиты фаменские и нижнетурнейские отложения. Таким образом, минералогическое изучение терригенных пород зилаирской свиты позволяет уточнить распространение зилаирских отложений и сопоставлять отдельные разрезы.

В целом состав тяжелой фракции терригенных пород зилаирской свиты характеризуется бедным комплексом минералов и слабым развитием устойчивых компонентов. Одной из особенностей их является свежесть и слабая степень окатанности, свидетельствующие о недалекой транспортировке обломочного материала, быстром захоронении и слабой степени выветривания материнских пород. О недалеком пути переноса свидетельствует также присутствие в одних и тех же образцах минералов с разной миграционной способностью. Так, наряду с минералами, обладающими высокой миграционной способностью (хромшпинелиды, корунд, циркон и др.), встречаются минералы, менее устойчивые к выветриванию (эпидот, гранат, гематит, авгит). Очевидно, обломочный материал прошел один цикл седиментации, о чем может свидетельствовать присутствие легко разрушаемых свежих плагиоклазов, слюд, роговой обманки и пироксена.

Изучение состава и типоморфных особенностей акцессорных минералов показало, что на восточном борту мегасинклинория терригенные породы характеризуются весьма бедным составом тяжелой фракции. Основную массу ее составляют черные рудные минералы, при этом с северной части (р. Узельга, Куруды, Асилга) среди них выделяются магнетит (43—80%), гематит и ильменит, а в южной (р. Солончатка) преобладает гематит, а магнетит и ильменит встречаются в незначительном

количестве. Как известно, россыпи рудных минералов, и в частности магнетита, образуются в прибрежной, а точнее пляжевой зоне моря или в верхней части дельт и в ряде случаев могут быть связаны с разрушением прибоем вулканогенных пород (Страхов 1962). По-видимому, такое объяснение применимо и в нашем случае.

На западном борту мегасинклинория значительная часть тяжелой фракции принадлежит прозрачным минералам, которые по степени устойчивости к выветриванию относятся к весьма устойчивой, устойчивой и неустойчивой группам. Постоянными и характерными минералами здесь являются: эпидот, гранат, циркон, сфен, хромшпинелиды, спорадически встречаются пироксены, амфиболы, титансодержащие и рудные минералы. Комплекс тяжелых минералов, а также состав породообразующих компонентов западного борта свидетельствует о том, что материнскими породами их были в основном также вулканогенные породы преимущественно основного и среднего состава. Однако если на восточном борту преобладают породы, сложенные в основном обломками пород, то на западном борту комплекс породообразующих компонентов и акцессорных минералов более разнообразный.

Анализ имеющегося фактического материала и данные предыдущих исследователей (Смирнов, Смирнова, 1961; Плюснина, 1975) показывают, что в фаменско-нижнетурнейское время на востоке располагалась гористая область денудации, возможно островного характера, откуда происходил снос обломочного материала, т. е. основной источник сноса располагался в пределах Восточно-Уральского поднятия. Учитывая состав породообразующего обломочного материала и акцессорных минералов, можно предположить, что в области денудации преобладали вулканогенные породы основного, среднего и в меньшем количестве кислого состава. Полимиктовый и вулканомиктовый состав пород, а также отмечаемое наибольшее количество микроэлементов в обломочных породах свидетельствует о том, что в области питания преобладало физическое выветривание над химическим. Западнее вдоль берегов гористой суши располагался обширный морской бассейн с довольно крутыми берегами, имевший тенденцию к опусканию, где обломочный материал не успевал окатываться и отсортировываться. Наибольшую тенденцию к опусканию, очевидно, имела осевая зона Магнитогорского мегасинклинория, где отмечаются максимальные содержания тяжелой фракции. Быстрому накоплению обломочного материала способствовала тектонически подвижная обстановка всей изучаемой территории — землетрясения, моретрясения, извержения вулканов центрального типа, волнения, порождающие турбидные и суспензионные потоки. Присутствие в обломках вулканитов, сходных с породами поляковской и ирендыкской свит, пород с трахитовой и трахитоидной структурами, а также наличие в тяжелой фракции Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоны загрязненного граната, крупных зерен сфена и хромшпинелидов, редких зерен глаукофана и хлоритоида свидетельствуют о дополнительных источниках сноса. Таковыми могли быть более древние породы Магнитогорского мегасинклинория и сланцы Центрально-Уральского поднятия. Более широкое развитие в нижней толще эпидота, граната, слюдистых кварцитов и слюд говорят о том, что Центрально-Уральское поднятие начало воздыматься в начале фаменского времени. Повышенные абсолютные содержания хромшпинелидов свидетельствуют о том, что в это же время происходил наибольший размыв и ультраосновных массивов. Однако к концу фаменского и началу турнейского времени значительная часть горных массивов была разрушена, на что указывает уменьшение обломочного материала и увеличение в верхней части свиты кремнистых и глинистых образований, а уменьшение в тяжелой фракции граната и

эпидота свидетельствует о сокращении сноса обломочного материала и с Центрально-Уральского поднятия.

Таким образом, проведенное минералогическое изучение пород зилаирской свиты показало, что в образовании их участвовал весьма разнообразный комплекс пород — изверженные, осадочные, метаморфические и метасоматические, но основная роль принадлежит вулканогенным породам, преимущественно среднего и основного состава. В формировании пород наряду с основным источником сноса, располагавшемся в пределах Восточно-Уральского поднятия, принимали участие дополнительные источники сноса — более древние породы Магнитогорского мегасинклинория, включая силурийские образования, и протерозойские породы Центрально-Уральского поднятия. Слабая степень окатанности обломочного материала, плохая его отсортированность и присутствие в одних и тех же образцах минералов с разной миграционной способностью говорит о том, что перенос обломочного материала происходил в основном временными потоками. Наличие в обломках пород с сульфидной минерализацией свидетельствует о том, что колчеданные месторождения Южного Урала сформировались в доверхнедевонское время, а в фаменский век уже частично размывались.

ЛИТЕРАТУРА

Либрович Л. С. К геологии южной части Башкирского Урала. — Труды Вс. геологоразв. объединения ВСНХ СССР, вып. 144. М. — Л., 1932.

Либрович Л. С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. — Труды ЦНИГРИ, вып. 81, 1936.

Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Материалы к палеографии Урала. Очерк III. Фаменский век. — Труды Горно-геол. Ин-та УФАН СССР, вып. 60. Свердловск, 1961.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Плюснина А. А. Стратиграфия верхнедевонских отложений северной части Магнитогорского синклинория». — «Сов. геол.», 1974, № 5.

Trask P. D. Origin and environment of source sediments of petroleum, 1932.

А. А. АЛЕКСЕЕВ

О РАСПРОСТРАНЕНИИ ВАНАДИЯ В ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ЗОНЫ УРАЛТАУ

В сложении зоны Уралтау Южного Урала исключительно большое значение имеют метаморфические производные осадочных пород, представленных первоначально почти одними терригенными песчано-глинистыми отложениями. Верхний — суванякский — метаморфический комплекс сложен почти исключительно парапородами. В сложении нижнего — максютовского — комплекса доля субстрата осадочного происхождения несколько ниже и в среднем составляет от 75 до 90% мощности всего разреза в 3000—3500 м. В составе парапород этого комплекса примерно в равных соотношениях представлены слюдистые кварциты и разнообразные слюдисто-кварцевые сланцы без графита и с графитом (здесь и далее под графитом условно понимаются минеральные выделения свободного углерода — углистый материал, скрыто- и явнокристаллический графит). Графитсодержащие породы в разрезе комплекса ассоциируются с ортосланцами основного состава, образуя мощные толщи парагенетически связанных осадочно-вулканогенных образований (урганская, кайраклинская и карамалинская свиты); последние разделены кварцитосланцевыми толщами без углистого вещества (боевохуторская, галеевская и юмагузинская свиты). Геохимические особенности метаморфических пород зоны изучены очень слабо (Алексеев, 1972).

В процессе исследования базальтоидного магматизма и эндогенной металлогении зоны Уралтау было попутно проведено геохимическое опробование парасланцев. Оно заключалось в отборе проб типичных коренных пород и общем полуколичественном и отчасти количественном (на бор и редкие щелочи) спектральном анализе. Всего проанализировано более 700 проб. Результаты упрощенной статистической обработки содержаний ванадия представлены в табл. 1, откуда видно, что повышенное содержание ванадия почти во всех петрографических типах парапород и особенно в графитистых породах является выдержанной и характерной геохимической особенностью максютовского метаморфического комплекса. Средние содержания ванадия в указанных породах в 2—3 раза превышают его кларк для осадочных отложений. Довольно большое число проб из выборок дают содержания ванадия в 400, 500, 600 г/т, а некоторые — 1000, 3000 и 5000 г/т. Повышенная концентрация ванадия в графитистых породах подтверждается и данными химического анализа на V_2O_5 (табл. 2).

По полученным данным, значительные концентрации ванадия связаны с пачками, слоями и прослоями графито-кварцевых сланцев и графитистых кварцитов, имеющих повышенные содержания органического

Таблица 1

Содержание ванадия в парапородах зоны Уралтау Южного Урала по данным полуколичественного спектрального анализа (в г/т)

Типы пород и стратиграфическая привязка	Содержание ванадия, г/т*			
	минимальное содержание	максимальное содержание	мода	среднее арифметическое
Максютовский комплекс				
1. Слюдистые кварциты юмагузинской, галеевской и боевохуторской свит (25)	3	300	25	36
2. Слюдистые кварциты кайраклинской и карамалинской свит (38)	3	200	30	47
3. Слюдисто-кварцевые сланцы боевохуторской, галеевской и юмагузинской свит (117)	3	400	75	91
4. Слюдисто-кварцевые сланцы кайраклинской свиты (56)	5	300	60	83
5. Слюдисто-кварцевые сланцы карамалинской свиты (117)	10	600	100	120
6. Графитистые кварциты (27)	10	800	80	122
7. Графито-кварцевые сланцы кайраклинской свиты (51)	10	1000	200	190
8. Графито-кварцевые сланцы карамалинской свиты (137)	50	5000	250	330
9. Графито-кварцевые сланцы объединенные (188)	10	5000	250	290
Суванякский комплекс				
10. Углисто-кварцевые сланцы и углистые кварциты (22)	30	500	200	223
11. Кварциты и кварцито-песчаники (71)	3	300	10	18
12. Филлитовидные и альбитсодержащие сланцы (50)	2	200	50	55
Кларки осадочных пород				
Глины и сланцы, по А. П. Виноградову (1962)				130
Глины и сланцы, по К. Турекьяну и К. Ведеполю (Turekian, Wedepohl, 1961)				130
Песчаники, по ним же				20

Примечание. * Частота встречаемости во всех выборках 100%. В скобках—количество анализов.

вещества. В обычных и наиболее распространенных типах темных и темно-серых графитсодержащих пород максютовского комплекса количество углистого вещества составляет 1,5—3%; но есть разности почти черных графито-кварцевых и слюдисто-графитовых сланцев с содержаниями углерода до 10% и, вероятно, более. Как правило, устанавливается прямая зависимость содержания ванадия в графитистых породах от содержания органического вещества. Следует отметить, что графитсодержащие породы комплекса часто обнаруживают также повышенные содержания молибдена, марганца, фосфора, серебра, золота и ряда других элементов. Ванадий и другие малые элементы в породе находятся, видимо, в основном в рассеянном состоянии и связаны, главным образом, с органическим веществом. Вполне вероятна связь ванадия в слюдистых графитистых породах со слюдой и гранатом. По аналогии с ванадиеносными углистыми сланцами других районов (Анкинович, Анкинович, 1959), можно предположить наличие в углистых породах комплекса и минералов ванадия (роскоэлита, патронита, сульванита).

Таблица 2

Результаты спектрального (1) и химического (2) анализов проб графитистых пород максютовского комплекса на V_2O_5

№ пробы	Название породы и привязка	1	2
6198	Слюдисто-графито-кварцевый сланец, Сев. Юлук	0,07	0,15
6227	Графито-кварцевый сланец, там же	0,07	0,08
6278	Графито-кварцевый сланец, Южный Юлук	0,11	0,14
6408	Углисто-кварцевый сланец, там же	0,11	0,14
6417	Графито-кварцевый сланец, там же	0,11	0,15
6447	Графито-кварцевый сланец, Сев. Юлук	0,07	0,11
6474	Углисто-хлорито-альбитовый сланец, там же	0,07	0,08
6549	Углисто-кварцевый сланец, Южный Юлук	0,11	0,09
7344	Графитистый кварцит, р. Сакмара у д. Сабирово	0,14	0,11
7592	Графито-кварцевый сланец, руч. Кашля-Уар	0,09	0,09
8417	Слюдисто-графито-кварцевый сланец, р. Губерля	0,09	0,07
160	Графито-кварцевый сланец, руч. Карамала	0,90	0,19
192	Графито-кварцевый сланец, р. Сакмара	0,54	0,16
5574	Графито-кварцевый сланец, р. Баракал	0,18	0,13
6544	Слюдисто-графито-кварцевый сланец, Южный Юлук	0,18	0,12
147	Графито-кварцевый сланец, д. М. Юлдыбаево	0,90	0,35

Примечание. Пробы 1—8, 10, 15, 16 — карамалинская свита, 9, 11 — 14 — кайраклинская свита. Химические анализы выполнены в химлаборатории Института геологии БФАН СССР З. В. Евдокимовой, спектральные — в спектральной лаборатории К. Т. Вильдановой.

Графитсодержащие породы максютовского комплекса по условиям образования, геохимическим особенностям и составу ранее автором отнесены к ванадиеносной углисто-кремнисто-сланцевой (графито-кварцито-сланцевой) формации (Алексеев, 1970). Наиболее широко и типично отложения этой формации развиты в районе хр. Каратау в Казахстане и во всех зонах Тянь-Шаня в составе кембрийских отложений; в этих районах в ряде случаев с ними связано ванадиевое и молибден-ванадиевое оруденение, местами с промышленной концентрацией. По мнению большинства исследователей, концентрации ванадия и других малых элементов в породах углисто-кремнисто-сланцевой формации являются первичноосадочными (Анкинович, Анкинович, 1959; Шабалин, 1968; Калмурзаев, 1968, и др.), в основном обязанными сорбции указанных элементов органическим веществом и, возможно, гидроокислами железа и фосфатами.

Установленный повышенный геохимический фон ванадия и некоторых других элементов в парапородах, наличие разностей графитистых пород с высокими концентрациями ванадия, выявленными при случайном и несистематическом опробовании, широкое площадное и стратиграфическое развитие в составе максютовского метаморфического комплекса графитсодержащих пород — метаморфизованных аналогов пород углисто-кремнисто-сланцевой формации, при слабой их геохимической изученности, позволяют рассматривать графитистые толщи комплекса как перспективные на выявление ванадиевого оруденения. Перспектив-

ность графитистых пород комплекса на ванадиевое оруденение косвенно подтверждается и их древним (рифейским, по взглядам большинства исследователей) возрастом, так как все месторождения в углистых сланцах с высокой концентрацией ванадия (порядка 0,3—1,5%) связаны с кембрийскими или допалеозойскими отложениями (Холодов, 1968). Графитистые породы комплекса имеют повышенные содержания также ряда других элементов — молибдена, фосфора, марганца, меди и др.

Для уточнения ванадиеносности графитистые породы максютовского комплекса заслуживают углубленного геохимического изучения.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев А. А. О перспективах рудоносности метаморфических пород хребта Урал-Тау в связи с особенностями их состава и генезиса. — «Пол. ископ. Башкирии, их размещение и условия формир.» (Матер, научной сессии), ч. 1. Уфа, 1970.

Алексеев А. А. К геохимии осадочно-метаморфических пород шагарской серии суванякского комплекса хр. Урал-Тау. — «Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала и вмещающих их вулканогенных комплексов». Уфа, Изд. БФАН СССР, 1972.

Анкинович Е. А., Анкинович С. Г. Вещественный состав ванадиеносного горизонта в Каратау. — «Научн. труды Каз. горно-металлург. ин-та», № 18, 1959.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — «Геохимия», 1962, № 7.

Калмурзаев К. Е. Ванадиеносные кембрийские отложения Южного Тянь-Шаня. — «Металлогения Тянь-Шаня». Фрунзе, «Илим», 1968.

Холодов В. Н. Ванадий (Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах). М., «Наука», 1968.

Шабалин В. В. О роли эффузивной деятельности в накоплении ванадия и других редких элементов, а также фосфора и кремнезема в кембрийских углисто-кремнистых отложениях хребта Джетым-Тоо (Тянь-Шань). — «Металлогения Тянь-Шаня». Фрунзе, «Илим», 1968.

Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the Earths crust. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1961, vol. 72, № 2.

М. Л. ГОЛУБ

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ МОЛИБДЕНА В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА МЕДНОКОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА И ИХ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Зона гипергенеза медноколчеданных месторождений является ареной многообразных геохимических процессов, ведущих к рассеиванию одних и накоплению других элементов. Для пород зоны гипергенеза характерно дисперсное состояние вещества, что определяет их высокую сорбционную способность (Ферсман, 1955).

Молибден в медноколчеданных рудах собственных минералов не образует, находясь в виде изоморфной примеси в пирите, халькопирите, галените и сфалерите (Муталов, 1960). Молибден входит в состав поискового типоморфного комплекса элементов в эндогенных ореолах (Засухин, Логинова, 1963). Оказывается, что и в почвах очень часто фиксируются аномальные содержания молибдена, которые интерпретируются как экзогенные ореолы. Отсюда следует необходимость выяснения форм нахождения молибдена в зоне гипергенеза медноколчеданных месторождений.

Миграция и распределение молибдена в породах зоны гипергенеза определяется количеством и соотношением химических элементов с высокими кларками (кальций, натрий, железо, сера и др.), которые высвобождаются из руд и вмещающих пород и существуют в химически активной форме (Михайлов, 1964). Известно, что двухвалентное железо восстанавливает шестивалентный молибден и не осаждает молибден-ион из раствора (Михайлов, 1964). В пределах значений pH = 4—7 в растворенном состоянии может находиться только двухвалентное железо; трехвалентная его форма, необходимая для образования ферримолибдита, выпадает в осадок в более кислой среде — при pH 3—4. Совместное выпадение коллоидов гидроокиси Fe^{3+} и гидроокиси Mo^{5+} в виде чрезвычайно тонкой механической смеси дает начало формированию молибденсодержащих гидроокислов железа: $Na_2MoO_4 + FeSO_4 + 3H_2O \rightarrow$ $\rightarrow MoO(OH)_3 + Fe(OH)_3 + Na_2SO_4$.

По данным Михайлова (1964), сильнокислая среда способствует переходу молибдена в раствор в форме сложных катионов MoO_2^{2+}, $MoO(OH)_2^{2+}$ и молибденовых комплексов. Участки зоны окисления, характеризующиеся значениями pH 5,5—7,0 и повышенными содержаниями в водах свинца, являются «ловушками» для анионных форм молибдена, вносимого сюда циркулирующими водами.

Для определения форм нахождения молибдена в экзогенных ореолах месторождений им. XIX партсъезда, Маканского и Гайского был проведен фазовый анализ (центральная лаборатория БТГУ, аналитик

Н. С. Иванова) продуктов гипергенеза: вторичных сульфидных минералов, каолинит-галлуазита и монтмориллонит-гидрослюдистых образований кор выветривания палеозойских пород, а также различных глинистых разностей юрских, палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений (табл. 1). Фазовый анализ заключался в последовательном селективном извлечении из пород молибдена, находящегося в различных формах. Установлено 7 форм нахождения молибдена: 1) наиболее слабо закрепленные водорастворимые ионы и молекулы сульфатов и карбонатов (определялись в фильтрате водной вытяжки при т : ж = 1 : 10); 2) молибден, входящий в поглощающий комплекс глинистых образований (выщелачивался при обработке проб уксуснокислым натрием); 3) элементоорганические соединения молибдена (определялись после разложения органического вещества 30% перекисью водорода); 4) молибден, сорбированный при осаждении аморфных гидроокислов и несиликатных соединений железа (извлекался с помощью 0,5 М раствора лимоннокислого натрия); 5) молибден, связанный с труднорастворимыми гидроокислами марганца типа пиролюзита, а также коллоидными смесями марганца с полуторными окислами, кремнеземом и основаниями (извлекался из пород 2% раствором соды); 6) молибден, осажденный совместно с гидроокисными минералами железа — гетитом, лимонитом (определялся после обработки 10% раствором соляной кислоты); 7) молибден, находящийся в сульфидах и алюмосиликатах (освобождался разложением последних «царской водкой»).

Высокая чувствительность определения различных форм молибдена ($n \cdot 10^{-4}$ — 10^{-5}%) обеспечивалась применением экстракционно-фотометрических методов анализа и использованием большой навески (20 г).

Проверка селективности извлечения молибдена вытяжками фазового анализа из продуктов гипергенеза была проведена нами на примере ковеллина и гипергенного пирита (коллекция автора и М. И. Исмагилова). По данным рентгеноструктурного анализа, проведенного в ИГ БФАН СССР, оказалось, что в ковеллине присутствует примесь пирита (определение К. М. Ямалеева). Вторичные сульфиды, как и предполагалось по методике анализа, разлагаются «царской водкой», и молибден, связанный с ними, переходит в фильтрат данной вытяжки. 7,5% молибдена в ковеллине и 0,8% молибдена в пирите, определенные в фильтрате лимонно-кислой вытяжки, связаны с осаждением молибдена коллоидными гидроокисями трехвалентного железа, которые находятся в виде пленки на поверхности гипергенных новообразований.

Как следует из данных анализа, приведенных в табл. 1, содержания молибдена в породах зоны гипергенеза колеблются на порядок — от 1 до 43 г/т.

Основными формами нахождения молибдена в породах коры выветривания являются коллоидные гидроокислы железа (20—60%) и глинистые алюмосиликаты (14—40%).

Для юрских отложений, наряду с сорбцией молибдена алюмосиликатами (до 46%), а также коллоидными и кристаллическими гидроокислами железа (20—60%), установлена значительная роль в этом отношении гидроокислов марганца (более 30% в гравийно-галечных отложениях) и современных, динамических форм нахождения молибдена: вхождение его в элементоорганические соединения, сорбция молибдена обменными основаниями и водорастворимыми сульфатами и карбонатами.

Еще большая роль гидроокисных соединений марганца в осаждении молибдена отмечается для олигоценовых отложений (месторождения им. XIX партсъезда и Гайское).

Таблица I

Возраст отложений	Краткая характеристика пород и минералов	Колич. проб			Средние содержания Mo, г/т			Водорастворимые соединения			Обменные основания			Элементоорганич. соединения			Коллоидные гидроокислы железа			Коллоидные гидроокислы марганца			Кристаллические гидроокислы железа			Сульфиды+ +глинистые алюмосиликаты			Колич. соединений Mo, перешедших в вытяжки		
								в % от среднего содержания																							
		г	м	п	г	м	п	г	м	п	г	м	п	г	м	п	г	м	п	г	м	п	г	м	п	г	м	п	г	м	п
Четвертичные	Почвы	1	1		1,2	2,4		0	0		0	0		0	4,2		16,7	10,4		12,5	14,6		0	54,1		33,3	16,7		62,5	100	
	Глины, суглинки	1		1	2,0		1,6	5		0	0		0	0		0	60		50	0		18,7	0		0	20		12,5	85		81,2
Плиоценовые	Глины красно-бурые	2	1	1	5,6	3,2	3,1	2,2	0	0	11,4	4,6	3,0	0	9,3	0	22,3	3,8	19,3	7,8	0	32,7	18	31,3	45,0	33,4	31,3	0	95,1	80,3	100
	Конкреции			1			1,20			1,7			1,7			0			10			21,7			10			41,7			86,8
Миоценовые	Глины пестроцветные с гипсом	3			7			0,6			2,4			0			18,3			8,6			30,8			28			88,7		
	Глины бурые с железо-марганцевыми конкрециями	2		1	3		3,2	0		4,7	0		0	3,4		0	29,3		46,9	7,9		21,9	15		7,8	25,9		12,5	81,5		93,8
Олигоценовые	Глины темно-серые с органическими остатками			2			9,6			2,5			0			0			31,1			29,2			24,8			12,3			99,9

1	2	3			4			5			6			7			8			9			10			11			12		
		г	м	п	г	м	п	г	м	п	г	м	п	г	м	п	г	м	п	г	м	п	г	м	п	г	м	п	г	м	п
Юрские	Ожелезненная грубообломочная толща	2		2	2,6		43	0		0,8	0		0,1	0		0	41,6		7,7	14,7		60	20,2		16,8	0,7		8,2	77,2		93,6
	Глины галлуазитовые			1			5,7			4,4			1,8			6,1			1,8			12,3			21,0			52,6			100
	Глины ожелезненные		2			10			0,8			2,5			1,9			10,3			15,2			8,6			46,2		85,4	
	Глины темно-серые с органическими ост.		2			12			0			16,6			1,3			41,7			2			14,4			8,4		84,4	
	Песчано-гравийные отложения	2	3		10	35		0	1,9		0	0,6		0	2,5		37	6		0	34,2		0	14		27	30		64	89,2	
Юра—триас	Каолинитовая кора выветривания		1	1		1	0,8		0	0		10	0		0	0		0	0		0	0		40	0		50	75		100	75
	Гидрослюдистая кора выветр. кислых пород	1	1	1	1	1	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	60	30	0	0	44	0	0	0	40	30	14	60	90	88
	Гидрослюдистая кора выветривания метасоматитов	1			5,6			0			0			0,7			44,7			8,9			8,9			32,1			95,3		

Продолжение табл. 1

1	2	3			4			5			6			7			8			9			10			11			12		
		г	м	п	г	м	п	г	м	п	г	м	п	г	м	п	г	м	п	г	м	п	г	м	п	г	м	п	г	м	п
	Гидрослюдистая кора выветривания основных пород		1			1,2			3,3			0			20,8			0			0			0			50			74,1	
	Ковеллин с примесью пирита			1			80			0			0			0			7,5			0			0			87,5			95,0
Минералы	Гипергенный пирит		1			120			0			0			0			0,8			0			0			75			75,8	

Месторождения: г—Гайское, м—Маканское, п—им. XIX партсъезда; 0—молибден не обнаружен (пустые клетки—нет данных).

Для неогеновых и четвертичных осадочных пород характерно преобладание солевых форм нахождения рудных элементов как следствие аккумулятивного направления процессов эпигенеза в миоценовую и плиоценовую эпохи.

В пестроцветных и ожелезненных миоценовых глинах 60—70% молибдена связано с гидроокислами железа, 10—16% — с гидроокислами марганца.

Плиоценовые глины на месторождении им. XIX партсъезда отличаются от нижележащих миоценовых отложений наличием карбонатных конкреций. Содержание молибдена в желтовато-красных плиоценовых глинах составляет 0,00031%, в конкрециях — 0,0012%. Весь молибден, определенный в глине, сорбирован гидроокислами железа — почти 65% и марганца — 19,3%. Конкреции карбонатов не растворяются полностью даже «царской водкой» — с неразложенным остатком связано 13% от общего содержания молибдена. Содержание молибдена в плиоценовых глинах Гайского месторождения на порядок ниже по сравнению с таковыми месторождения им. XIX партсъезда, а соотношение форм нахождения молибдена почти аналогично, что может свидетельствовать о сходстве палеогеохимической обстановки в плиоцене.

В четвертичных отложениях, особенно в почвах, молибден более активно сорбировался гидроокислами марганца (с юга на север): на Гайском месторождении — 12,5%, на Маканском — почти 15% и на месторождении им. XIX партсъезда — почти 19% (от общего количества в породе). 88% молибдена в почвах Маканского месторождения связано с элементоорганическими соединениями и гидроокислами железа и марганца.

Итак, максимальная сорбция молибдена имела место в горизонтах песчаников и галечников, причем в юрское время накопление молибдена происходило в сульфатных и гидроокисных соединениях железа, а в четвертичных — также и марганца. Кроме того, вверх по разрезу отмечается некоторое увеличение содержаний элементоорганических соединений молибдена.

Участки интенсивного накопления молибдена совпадают в плане с контурами скоплений бурых железняков и ожелезненных мезозой-кайнозойских пород. Участки зон сульфидной минерализации в палеозойских породах (эндогенный ореол) наиболее четко прослеживаются в перекрывающих мезозой-кайнозойских породах не по валовым содержаниям молибдена (экзогенный ореол), а по распространению ферри-форм молибдена (суммарное количество молибдена, осажденного и сорбированного коллоидными и кристаллическими гидроокислами железа).

Таким образом, основными формами нахождения молибдена в толще мезозой-кайнозойских пород являются гидроокислы железа и марганца, а также глинистые алюмосиликаты; это имеет прямое поисковое значение.

Применение фазового анализа наиболее эффективно при геохимических поисках на площадях, закрытых мощными толщами мезозой-кайнозойских отложений, особенно при неясном генезисе геохимических аномалий. В частности, применение лимоннокислой и 10% солянокислой вытяжек в несколько раз повышают полезный геохимический сигнал, так как извлечение наложенной ореольной составляющей резко повышает контрастность выявленных аномалий и с большей достоверностью позволяет решать вопрос о наличии рудных источников на глубине. Применение метода фазового анализа молибдена при изучении гипергенных ореолов позволит более эффективно и экономично проводить поисковые работы на колчеданные руды.

1/8 5 Заказ 624

ЛИТЕРАТУРА

Голуб М. Л. Геохимическая характеристика пород зоны гипергенеза медноколчеданных месторождений Ю. Урала и формы нахождения в них меди, цинка, свинца и молибдена. Автореф. канд. дисс. М., 1973.

Засухин Г. Н., Логинова Л. Я. Опыт применения геохимических поисков колчеданных месторождений на Южном Урале. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Михайлов А. С. Геохимия молибдена в окислительной зоне. — «Геохимия», 1964. № 11.

Муталов М. Г. Редкие и рассеянные элементы в рудах медноколчеданного месторождения им. XIX партсъезда на Южном Урале. Автореф. канд. дисс. М., 1960.

Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. М. — Л., Изд-во АН СССР. 1955.

Ферсман А. Е. Геохимия гипергенных процессов. — Изб. тр., т. III. М., Изд-во АН СССР. 1955.

вых нагревания почти постоянно отмечается эндотермический эффект при температурах 600—620° (рис. 1, 2). Кроме того, присутствие каолинита и других минералов определено рентгенометрическим методом для фракции пород ∠0,001 мм в лаборатории геохимии ИГ БФАН СССР под руководством К. М. Ямалеева. На присутствие каолинита указывают следующие диагностические линии дебаеграмм: 7,16; 2,53; 2,34 и др. Для монтмориллонита характерно тонкоагрегатное строение. Показатели преломления его Ng′ = 1,510—1,520, Np′ = 1,490—1,500. Присутствие монтмориллонита на термограммах определяется наличием нескольких эндотермических эффектов: 140—180°, 570—600° и 700—750°. На рентгенограммах для него характерны следующие диагностические линии: 15,35; 4,45; 3,18; 1,84; 1,49 и др. Практически во всех аргиллитах и цементе обломочных пород наблюдается замещение первичного каолинит-монтмориллонитового вещества гидрослюдой и хлоритом. Гидрослюда представлена тонкочешуйчатой разностью с относительно высоким двупреломлением (гидромусковит?). Показатели преломления ее Ng′ = = 1,590—1,575, Np′ = 1,570—1,554, Ng′ — Np′ = 0,020—0,030. На термограммах наличие гидрослюды отчетливо определяется сдвоенным эндотермическим эффектом при температурах 100—120° и 140—200°, а также эндотермическим пиком с максимальными температурами при 570—600°. Рентгенометрическим методом наличие гидрослюд определяется следующими диагностическими линиями 3,50; 3,36; 1,49 и др. Зеленоватые чешуйки хлорита легко узнаются в шлифах и иммерсии (Nm = 1,610—1,630, реже 1,570—1,580). От количественного их содержания в большинстве случаев зависит интенсивность окраски пород. На термограммах присутствие хлорита определяется наличием экзотермического эффекта при температуре 320—360° и эндотермического эффекта 760—780°, а рентгенометрические диагностические линии 6,96; 3,85; 3,50; 2,53; 1,39 и др. подтверждают его присутствие в породах. Иногда встречаются новообразования анатаза, брукита и гетита. Итак, в обломочных породах можно отметить следующие парагенезисы аутигенных минералов:

1) вторичный кварц, гидрослюда, хлорит, эпидот;
2) вторичный кварц, гидрослюда, хлорит;
3) вторичный кварц, гидрослюда, хлорит, кальцит, анатаз (брукит);
4) вторичный кварц, гидрослюда, хлорит, гетит.

В карбонатных породах, которые пользуются незначительным распространением, вторичные изменения выражены главным образом в перекристаллизации первичного пелитоморфного кальцита в разнозернистый кристаллический агрегат, в образовании стилолитовых швов, в развитии вторичного кварца, халцедона и реже альбита. Перекристаллизация известняков проявлена не повсеместно и развита неравномерно. Обычно перекристаллизованные участки известняков имеют неправильную форму и представлены разностями от мелко- до крупнокристаллических с реликтами пелитоморфного кальцита. Стилолитовые швы наиболее проявлены в известняках по р. Узельге. Они располагаются горизонтально, обычно столбчатые, реже отмечаются сочетания столбчатых с зубчатыми. Вертикальный размер стилолитов колеблется от нескольких миллиметров до 2—3 см. Для них характерно присутствие глинистых пленок. Вторичные кварц и халцедон обычно пятнисто замещают отдельные небольшие участки породы или раковины. Следовательно, в карбонатных породах выделяются следующие парагенезисы аутигенных минералов:

1) кальцит I, кальцит II;
2) кальцит I, кальцит II, вторичный кварц, халцедон;
3) кальцит I, кальцит II, вторичный кварц, альбит.

Наименее выражены вторичные изменения в кремнистых и кремнис-

то-глинистых породах. Здесь в разностях с остатками радиолярий и спикул губок отмечается перекристаллизация последних и выполнение их вторичным кварцем и халцедоном. Перекристаллизации иногда подвергается и основная масса породы, а также отмечается развитие в ней гидрослюдистых минералов. Парагенезисы аутигенных минералов в кремнистых и кремнисто-глинистых породах следующие:

1) кварц I, вторичный кварц;
2) кварц I, вторичный кварц, халцедон;
3) кварц I, вторичный кварц, гидрослюда.

Таким образом, вторичные изменения в осадочных породах выражены в уплотнении пород, уменьшении их пористости, в перекристаллизации известняков и образовании в них стилолитов, в сильной гидрослюдизации и хлоритизации слюд, цемента обломочных пород и аргиллитов. Такие изменения в осадочных породах геосинклиналей характерны по Н. В. Логвиненко (1968) для зоны глубинного катагенеза (зона измененного глинистого вещества), характеризующейся низкими температурами (100—200°С) и давлением (до 2000 атмосфер). Следовательно, фаменско-нижнетурнейские осадочные породы претерпели низкотемпературные вторичные изменения хлорит-гидрослюдистой фации зоны глубинного катагенеза.

Аналогичный характер и степень вторичного изменения в осадочных породах верхнего девона Бурибайского рудного района отмечались А. А. Захаровой (1974). Некоторые исследователи указывают на неодинаковый характер проявления вторичных изменений в осадочных породах верхнего девона в разных структурно-формационных зонах. Так, по данным Ш. Н. Каца и Л. А. Гениной, в центральной части Магнитогорского мегасинклинория осадочные породы изменены в условиях диагенеза — раннего эпигенеза, а в Вознесенско-Присакмарской зоне — в условиях глубинного эпигенеза, что обусловлено, по их мнению, повышением теплового потока и давления в Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоне в связи с воздыманием хребта Уралтау. Результаты наших исследований не подтверждают эти данные и показывают, что во всех структурно-формационных зонах Магнитогорского мегасинклинория фаменско-нижнетурнейские осадочные породы претерпели низкотемпературные вторичные изменения, характерные для хлорит-гидрослюдистой фации позднего катагенеза. Можно лишь говорить о разной степени проявления позднего катагенеза в разных участках одних и тех же зон, которая зависит в основном от состава пород, что довольно четко прослеживается в тех разрезах, которые сложены разнотипными породами, и особенно в тех из них, в которых отмечаются осадочные и вулканогенные разности.

Вулканогенные породы фаменско-нижнетурнейской вулканогенно-осадочной формации по сравнению с более древними силуро-девонскими вулканитами выглядят более свежими. Однако и в них отмечаются такие же вторичные изменения, что и в более древних вулканитах, но степень развития их несколько меньше. Так, в порфиритах трахибазальтового состава плагиоклаз вкрапленников и основной массы частично альбитизирован, слабо серицитизирован, хлоритизирован, пумпеллиитизирован и пренитизирован; очень редко отмечается эпидот. Плагиоклаз представлен разностями от альбита до андезина. Неполевошпатовые безнатриевые вторичные минералы составляют 10—50—60% от первоначального объема замещаемой плагиоклазовой фазы. Пироксен вкрапленников и основной массы, представленный авгитом, обычно слабо (на 10—15%) замещен хлоритом, пумпеллиитом, кварцем. В основной массе развиты хлорит в ассоциации с пумпеллиитом, карбонатом и кварцем. Зерна титаномагнетита обычно разложены и окислены до магнетита и

гематита или магнетита и лейкоксена. В трахитовых разностях, кроме того, отмечается опацитизация роговой обманки, обесцвечивание и хлоритизация биотита. Таким образом, в вулканитах отмечаются следующие ассоциации вторичных минералов:

1) пумпеллиит, хлорит, пренит, альбит, кварц, серицит;
2) пумпеллиит, хлорит, пренит, кальцит, альбит, серицит;
3) пумпеллиит, хлорит, пренит, альбит (эпидот), кварц.

Как видно из вышеописанного, вулканогенные породы формации имеют набор вторичных минералов, характерный для низкотемпературного зеленокаменного метаморфизма пренит-пумпеллиитовой фации. В последние годы некоторыми исследователями (Иванов, Нечеухин, 1969) считалось, что региональный зеленокаменный метаморфизм проявился только в доверхнедевонских породах и что более молодые образования не затронуты региональным метаморфизмом, а подвергнуты автометаморфизму или околотрещинному метасоматозу. Однако наличие вышеприведенной ассоциации вторичных минералов и широкое площадное их развитие вполне определенно указывают на проявление регионального зеленокаменного метаморфизма и в более молодых образованиях, что отмечалось некоторыми исследователями (Зотов, Логинов, Пшеничный, 1969). В настоящее время появляется все больше данных в пользу того, что процессы зеленокаменного преобразования пород, по-видимому, обусловлены составом первичных магм и деятельностью постмагматических растворов и, следовательно, по времени проявления близки к формированию вулканических комплексов. По мнению ряда исследователей (Коржинский, 1953; Захарова, 1974) зеленокаменный метаморфизм представляет собой «гидротермальный постмагматический метасоматоз», что подтверждается и вышеприведенными данными изучения вторичных изменений фаменско-нижнетурнейских вулканогенно-осадочных пород.

Кроме регионального метаморфизма, фаменско-нижнетурнейские отложения подвергнуты и контактовому изменению в участках развития более молодых интрузивных образований. Последние чаще всего отмечаются на восточном борту и в осевой зоне мегасинклинория и в меньшей степени в пределах западного борта мегасинклинория. По составу среди интрузивных пород отмечаются все разности от ультраосновных (перидотиты, пироксениты) до кислых (диориты, плагиограниты, граниты), но наибольшим развитием пользуются габброидные разности (габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты). Интрузивные породы слагают как пластовые залежи, согласно залегающие с вмещающими их отложениями, так и секущие дайковые тела. Мощность интрузивных образований колеблется от десятых долей метра до нескольких сотен метров при протяженности до нескольких километров. Около интрузивных тел фаменско-нижнетурнейские отложения несут следы экзоконтактовых изменений. Зона этих изменений колеблется от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров. В осадочных породах экзоконтактовые изменения выражены в интенсивной хлоритизации, окварцевании, реже отмечаются незначительные количества измененного биотита и пренита. В вулканогенных породах экзоконтактовые изменения менее выражены. В экзоконтакте обычно сохраняется первичная структура вулканогенных пород, но отмечается сильная их хлоритизация.

Итак, изучение пород фаменско-нижнетурнейской формации показало, что осадочные и вулканогенные образования претерпели региональный и контактовый метаморфизм.

Региональные изменения в осадочных породах характерны для зоны катагенеза, т. е. осадочные породы претерпели низкотемпературные изменения хлорит-гидрослюдистой фации. В вулканогенных породах на-

бор вторичных минералов полностью отвечает зеленокаменной ассоциации низкотемпературной пренит-пумпеллиитовой фации. Контактовые изменения выражены слабо и более проявлены в осадочных породах, чем в вулканогенных образованиях.

ЛИТЕРАТУРА

Захарова А. А. Природа зеленокаменного метаморфизма и связь с ним сульфидного оруденения в западном крыле Магнитогорского мегасинклинория на Южном Урале. — «Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала», т. 3. Свердловск, 1974.

Зотов А. В., Логинов В. П., Пшеничный Г. Н. Отношение пренит-пумпеллиитовой фации регионального метаморфизма к колчеданному оруденению на Южном Урале. — ДАН СССР, т. 187, № 1, 1969.

Иванов С. Н., Нечеухин В. М. О соотношении колчеданного оруденения с региональным зеленокаменным метаморфизмом рудовмещающих вулканогенных толщ.— «Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала», т. 3. Свердловск, 1969.

Кац Ш. Н., Генина Л. А. Региональный эпигенез осадочных отложений зилаирской серии на Южном Урале. — «Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала», т. 1. Свердловск, 1974.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953.

Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., «Наука», 1968.

А. А. ЗАХАРОВА

О ХИМИЗМЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ СИЛУРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ВОЗНЕСЕНСКО-ПРИСАКМАРСКОЙ ЗОНЫ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Процессы метаморфических изменений вулканогенных пород колчеданоносных зон Урала, из которых наиболее распространенным и характерным является зеленокаменный метаморфизм, большинством исследователей априорно рассматриваются как изохимические, или же «как диафторические перерождения автометасоматического характера, генетически связанные со спецификой материнских расплавов» (Кривцов, 1975). Соответственно эти изменения не принимаются во внимание при формационном анализе, а химизм исходных магм вулканогенных комплексов определяется и сравнивается фактически по конечным продуктам различных постмагматических преобразований.

Проблема влияния различных типов метаморфических изменений на химический состав магматогенных пород в настоящее время приобрела особое значение в связи с расширением на Южном Урале петрологических и формационно-металлогенических исследований (Штейнберг, 1974).

Для выяснения характера постмагматических метаморфических изменений и их геохимической направленности автором на примере силурийских вулканогенных образований Вознесенско-Присакмарской синклинальной зоны выполнены следующие виды исследований: 1) изучен химический состав и распределение элементов-примесей в однотипных литологических разностях вулканитов лландовери-венлокского, лудловского комплексов из различных зон метаморфизма; 2) определена миграция петрогенных элементов в породах, подвергшихся различным типам метаморфических преобразований с использованием атомно-объемного метода (Казицын, Рудник, 1968); 3) сравнены функции распределения элементов-примесей в различно метаморфизованных породах методами математической статистики.

Выборки химических и спектральных анализов для расчетов составлялись с учетом петрографических описаний шлифов.

*Ниже приводится общая последовательность расчетов по атомно-*объемному методу, необходимая для понимания полученных выводов.

1. Вычисление средних химических составов и объемных весов однотипных литологических разностей пород, отобранных из различных, предварительно выделенных зон метаморфизма и из участков вулканитов, не затронутых метаморфизмом. В расчетах использованы 62 полных химических анализа.

2. Определение величины N_i^v-количества атомов химических элементов в 10 000 Å геометрического объема породы каждой зоны.

3. Определение весового содержания каждого элемента в 1000 см³ геометрического объема породы из каждой зоны (Pi в г/1000 см³).

4. Определение привноса — выноса путем попарного сравнения весовых количеств каждого элемента в 1000 см³ геометрического объема неметаморфизованной исходной (Pi_0) и метаморфизованной породы ($Pi_к$) каждой зоны.

Для сравнения интенсивности изменения состава исходных пород в каждой метаморфической зоне вычислены коэффициенты привноса $K_{(+)}$, выноса $K_{(-)}$ и сохранения вещества, предложенные Ф. В. Чухровым и Л. Б. Шлайном (1963).

Силурийские вулканогенные образования на Южном Урале наиболее полный и мощный разрез имеют в Бурибайском рудном районе, где в последние годы по фаунистическим данным он расчленен до яруса (Захаров, Захарова, 1972). Среди этих отложений выделены: 1) лландовери-венлокский вулканогенно-осадочный комплекс; 2) венлок-раннелудловская терригенно-осадочная толща; 3) лудловский вулканогенно-осадочный комплекс.

Лландовери-венлокский вулканогенный комплекс представлен в нижней части разреза диабазами, диабазовыми порфиритами, спилитами; в верхней части — диабазами, андезитовыми порфиритами, туфами кислого и смешанного состава. Эти образования на всей площади их распространения в той или иной степени подверглись поствулканическим и зеленокаменным изменениям. Неметаморфизованные породы наблюдаются редко, отдельными небольшими участками. Диабазы, диабазовые порфириты имеют диабазовую, пойкилоофитовую структуру. Содержание моноклинного пироксена — авгита, диопсида, колеблется в пределах 40—60%. Плагиоклазы представлены лабрадором (Ан — 50—70%). В интерстициях по первичному стеклу развит бледно-зеленый магнезиальный хлорит, находятся единичные зерна титаномагнетита, сфена. В спилитах, вариолитах пироксен образует дендритовидные, елочкоподобные выделения, между которыми развиты радиальнолучистые выделения плагиоклаза, вкрапленники лабрадора, битовнита (АН — 70—78%), хлорит, пироксен, редко — оливин.

Основные породы нижней части разреза, прорванные комагматичными интрузиями габбро и пироксенитов, подверглись зеленокаменному метаморфизму в условиях хлорит-актинолитовой ступени зеленокаменной фации с формированием парагенетической минеральной ассоциации: актинолит + хлорит + деанортитизированный плагиоклаз. Пироксен частично или полностью заместился актинолитом; плагиоклазы деанортитизировались до кислого андезина (Ан — 37%), но сохранились и лабрадоры (Ан — 68%). В приконтактовых зонах основных эффузивов с дайками пироксенитов и меланократовых габбро первые часто полностью превращены в актинолитовые, кварцево-актинолитовые, хлорит-актинолитовые, кварцево-хлорит-актинолитовые породы.

Расчет баланса вещества при метаморфизме диабазов в условиях хлорит-актинолитовой ступени по атомно-объемному методу показал, что последний осуществился под воздействием постмагматических гидротермальных растворов, обогащенных следующими петрогенными элементами: Si, Na, K, Al. Привнос Si и Na вызвал деанортитизацию основных плагиоклазов, которая сопровождалась выносом Ca и Al. Замещение пироксенов актинолитом сопровождалось выносом Ca, Mg, Fe^{+2}, Ti, содержание которых в актинолите значительно ниже, чем в пироксенах (Дир, Хауи, Зусман, 1965). Вынос из пироксенов избытка Mg, Fe^{+2} и Al из плагиоклазов обусловили образование магнезиальных и магнезиаль-

но-железистых хлоритов. Замещение титаномагнетита гематитом, лейкоксеном способствовало освобождению части Fe^3, Ti. В целом из зоны метаморфизма диабазов в условиях хлорит-актинолитовой ступени выносились Ca, Fe, Ti, P, C. Коэффициенты сохранения вещества диабазов $K_c = 94{,}8\%$.

Изменения содержаний в метаморфизованной породе главных петрогенных элементов относительно содержаний их в исходной породе колеблются от (+) 8% (Si, Al) до (—) 39—44% (Ca, Fe, Ti), (+) 98—122% (K, Na).

На площадях распространения верхней части разреза лландоверивенлокского вулканогенного комплекса, там, где габброидные интрузии отсутствуют, породы претерпели поствулканические изменения, сопровождающиеся формированием кварцево-хлоритовой минеральной фации с характерной парагенетической минеральной ассоциацией: кварц + + хлорит + деанортитизированный плагиоклаз (до Ан — 20%). Плагиоклазы и пироксены исходной породы в большей или меньшей мере заместились магнезиальным хлоритом; кварц и хлорит часто выполняют заливообразные пустотки выщелачивания. Пироксен сохранился в реликтах, не превышающих 10—15%.

Сравнение химических составов неизмененных и метаморфизованных основных пород по атомно-объемному методу показало, что поствулканические изменения с формированием кварцево-хлоритовой минеральной фации осуществлялось под воздействием гидротерм, обогащенных Na, Si, Mg. Привнос Na, Si обусловил деанортитизацию плагиоклазов до олигоклаза. Избыток Al вместе с частью Fe^{+2} из пироксенов и Mg связывались в магнезиальных хлоритах, избыток кремнезема реализовался в кварце. В целом метаморфические изменения сопровождались выносом из зоны метаморфизма Ca, Fe, Mn, Ti, K, C, P, S. Коэффициент сохранения вещества диабазов $K_c = 95{,}8\%$, изменение содержаний отдельных элементов относительно содержаний их в исходных породах варьирует от (±) 6—28% (K, Si, Mg, Fe) до (±) 56—132% (Na, Ca, Ti, C).

В сходных геологических условиях на участках, граничащих с площадями развития кварцево-хлоритовой минеральной фации, вулканиты верхней части разреза комплекса метаморфизованы с формированием кальцит-хлоритовой минеральной фации, характеризующейся парагенетической ассоциацией: кальцит + хлорит + гематит. Пироксены исходных пород заместились зеленым волокнистым хлоритом, кальцитом и наблюдаются в виде реликтов (≈ 5—10%). Кальцит и хлорит развиты по первичному стеклу, плагиоклазам, в пустотах выщелачивания, по прожилкам. Гематит образует пылевидные выделения и псевдоморфозы по титаномагнетиту и, в свою очередь, частично замещен гидроокислами железа. Плагиоклазы соответствуют лабрадору (Ан — 50—55%), но встречаются частично деанортитизированные разности — до андезина № 34. В редких случаях на участках вулканитов, где кальцит отсутствует, наблюдаются единичные выделения радиальнолучистых розоватых цеолитов, развитых по плагиоклазам, в пустотках выщелачивания.

Описанные метаморфические изменения нижнесилурийских вулканитов осуществлялись под воздействием гидротерм, обогащенных кальцием, углекислотой, натрием, и сопровождались выносом Fe, Mg, Ti, K, P, S. Коэффициент сохранения вещества для диабазов $K_c = 96{,}5\%$. Изменения содержаний отдельных элементов относительно содержания их в неметаморфизованной породе следующие: от (±) 12—20% (Ca, Mg, Fe) до (±) 47—98% (K, Na, Ti); (+) 740% (C).

В районе д. Байгускарово, г. Турат, вулканиты верхней части разреза локально, на небольших площадях, подверглись поствулканическим

изменениям с формированием минеральной ассоциации: кварц + гидрослюда глауконитовой серии + (биотит) + альбит + (калиевый полевой шпат). При этом удлиненно-призматические зерна плагиоклаза частично или полностью заместились крупночешуйчатой гидрослюдой табачно-зеленого цвета, сходной с гидрослюдами глауконитовой серии; сферолитоподобными, метельчатыми, радиальнолучистыми новообразованиями альбита, часто в виде гранофировых срастаний с кварцем, реже — криптозернистыми выделениями калиевого полевого шпата. В промежутках между этими своеобразными новообразованиями наблюдается гидрослюда, кварц, реже — радиальнолучистые выделения биотитоподобной слюды. Моноклинный пироксен псевдоморфно заместился гидрослюдой, волокнистой биотитоподобной слюдкой. Многочисленные заливообразные пустоты выщелачивания выполнены кварцем + глауконитовой гидрослюдой; кварцем + радиальнолучистыми, розетковидными выделениями биотитоподобной слюды. В секущих прожилках наблюдается кварц и тонкопризматический альбит.

Расчет баланса вещества при метасоматическом преобразовании пироксенсодержащих диабазов с формированием ассоциации: кварц + альбит + гидрослюда + (биотит) + (калишпат) — показал, что оно было вызвано потоком гидротерм, обогащенных K, Si, Na, O, H и сопровождалось выносом Ca, Mg, Ti. $K_c = 94{,}9\%$.

Изменение содержаний главных петрогенных элементов колеблется от (±) 11—22% (Si, Na, Mg) до (±) 43—420% (K, Ca, Ti).

Следует отметить, что все описанные выше поствулканические изменения пород осуществлялись, возможно, синхронно. В этом случае, вероятно, имело место некоторое перераспределение петрогенных элементов между зонами метаморфизма: кальций, вынесенный из зоны развития кварцево-хлоритовой фации, переотлагался в зоне развития кальцит-хлоритовой, а вынесенный из последней магний переотлагался в первой.

Попарное сравнение по атомно-объемному методу химических составов основных пород лландовери-венлокского комплекса, подверженных рассмотренным типам метаморфических изменений, показало, что они характеризуются значительными количественными колебаниями содержаний главных петрогенных элементов, свидетельствующими об активном их участии в метаморфическом процессе. Ряд подвижности элементов следующий: C, S, Na, K, Ca, Mg, Fe, Mn, Si, Ti, Al.

Методами математической статистики установлено, что вариации средних содержаний элементов-примесей и геохимическая специализация нижнесилурийских базальтов находятся в зависимости от характера их постмагматических метаморфических изменений. Вулканиты, зеленокаменно метаморфизованные в условиях хлорит-актинолитовой ступени, характеризуются статистически сравнимыми более высокими содержаниями Ni, Cr при сравнительно низких (ниже кларковых) содержаниях остальных элементов-примесей. В этом случае можно говорить о геохимической специализации постмагматических гидротермальных процессов, вызывающих актинолитизацию, на Ni,Cr — элементы-индикаторы габброидной и гипербазитовой магмы, что подтверждает установленную ранее связь проявлений зеленокаменного метаморфизма хлорит-актинолитовой субфации с гидротермально-метасоматической деятельностью, сопровождающей габброидный магматизм в Вознесенско-Присакмарской синклинальной зоне (Захарова, 1974).

Для базальтов, измененных с развитием минеральной ассоциации: кварц + хлорит + деанортитизированный плагиоклаз — характерны статистически равные с актинолитизированными базальтами содержания Cu, Pb, Zn, CO, V. Среднее содержание Mo, хотя и не достигает кларко-

вого, в этой группе базальтов выше, чем в других группах. Базальты, *метаморфизованные с формированием минеральной ассоциации:* кальцит + хлорит + гематит — характеризуются статистически более низкими содержаниями Cu, Pb, Zn, CO, V. Среднее содержание Mo, хотя и не достигает кларкового, в этой группе базальтов выше, чем в других группах. Базальты, метаморфизованные с формированием минеральной ассоциации: кальцит + хлорит + гематит — характеризуются статистически более низкими содержаниями Cu, Zn, Mo, которые, вероятно, выносились из породы при замещении кальцитом первичных породообразующих и рудных минералов.

Своеобразной геохимической особенностью отличаются базальты, подверженные поствулканическим изменениям с формированием ассоциации: кварц + альбит + гидрослюда (близкая к гидрослюдам глауконитовой серии) + (биотит) + (калишпат). В них наблюдается статистически сравнимое увеличение элементов Zn, Mo, Pb. Концентрации свинца в гидрослюдизированных базальтах превышают кларковые при отсутствии его в других группах базальтов, что объясняется геохимическим сродством свинца с калием (Мейсон, 1971).

Лудловский вулканогенный комплекс представлен диабазами, спилитами, пироксен-плагиоклазовыми порфиритами андезито-базальтового, андезитового состава. На всей площади распространения лудловских вулканитов последние с различной степенью интенсивности подверглись метаморфическим преобразованиям. Наиболее низкотемпературные, поствулканические изменения сопровождались формированием следующих минеральных ассоциаций: хлорит (буровато-зеленый) + гематит; *хлорит + гематит + кварц + (цеолиты)*; *хлорит + цеолиты + кварц + селадонит + (монтмориллонит) + (разбухающий хлорит 14Å)*; *хлорит* + кальцит + (гематит) + (кварц); кварц + альбит + гидрослюда + (калиевый полевой шпат) + (биотит) + хлорит.

Поствулканические изменения, сопровождающиеся формированием кварцево-хлоритовой минеральной фации, характеризуются развитием по плагиоклазам, пироксенам, вулканическому стеклу и в миндалинах магнезиально-железистых хлоритов буровато-зеленого, бутылочно-зеленого цвета в виде крипточешуйчатых, метаколлоидных, концентрически-зональных выделений. Нередко совместно с хлоритом, кварцем, халцедоном находятся цеолиты. Цеолиты выполняют округлые правильной формы миндалины в базальтах и порфиритах в виде бесцветных радиальнолучистых или призматически зернистых выделений. Реже в ассоциации с хлоритом и цеолитами наблюдается голубовато-зеленый селадонит; крупночешуйчатый, радиальнолучистый селадонит выполняет многочисленные миндалины иногда совместно с монтмориллонитом и разбухающим хлоритом в виде смешанно-слойных образований. В туфах и туфобрекчиях пироксен-плагиоклазовых порфиритов цеолиты, скопления скрыточешуйчатого голубовато-зеленоватого селадонита, хлорит, гидроокислы железа развиты в цементе.

Плагиоклаз в диабазах и пироксен-плагиоклазовых порфиритах неравномерно деанортитизирован и по составу варьирует в широких пределах, от альбита (Ан — 10%) до андезина (Ан — 42—48%). Определенной закономерности в изменении степени деанортитизации не наблюдается.

Площади проявления кальцит-хлоритовой минеральной фации граничат с площадями проявления вышеописанной фации. Кальцит и зеленый магнезиально-железистый хлорит равномерно замещают основную массу исходной породы, выполняют крупные миндалины, пустоты выщелачивания. Редко наблюдаются реликты буроватого разложившегося стекла, включающего пылевидный, тонкоигольчатый

гематит, сфен, титаномагнетит. Плагиоклаз почти не деанортитизирован, в базальтах наблюдается лабрадор (Ан — 56%), основной андезин (Ан — 40—48%). Обильные выделения игольчатого, тонкопластинчатого гематита, титаномагнетит частично замещены гидроокислами железа.

Кварцево-альбит-гидрослюдистая минеральная фация, характеризующаяся парагенетической ассоциацией: гидрослюда + альбит + кварц + + (калиевый полевой шпат) + (цеолиты) + (хлорит) — развита на небольших площадях в базальтах, пироксен + плагиоклазовых порфиритах на Казанском, Байгускаровском, Федоровском, Дергамышском участках.

Гидрослюда (20—40%) голубовато-табачно-зеленого цвета в виде крипточешуйчатых, червеобразных, радиальнолучистых выделений полностью заместила стекло в основной массе. Совместно с кварцем или халцедоном она выполняет заливообразные пустотки выщелачивания, трещинки, в той или иной мере развита по призматическим плагиоклазам и пироксенам.

Дифрактометрические и рентгенометрические исследования показали, что гидрослюда сходна с гидрослюдами низкотемпературного политипа 1M глауконитовой серии. Призматические зерна плагиоклаза в диабазах, спилитах, пироксен-плагиоклазовых порфиритах почти полностью заместились радиальнолучистым, метельчатым, сферолитоподобным альбитом, альбитом и кварцем, при этом образовались микрографические срастания кварца с метельчатыми, радиальнолучистыми выделениями альбита. В нем часто находятся криптозернистые выделения или пелитизированные микрозерна калиевого полевого шпата (до 1—3%). В некоторых случаях ассоциация: гидрослюда + альбит + калишпат — псевдоморфно развилась по призматическим зернам плагиоклаза исходной породы.

Зеленокаменный метаморфизм в условиях пренит-пумпеллиитовой фации наложился на постдиагенетические и поствулканические изменения, о чем свидетельствуют реликты селадонита, цеолитов, монтмориллонита, разбухающего хлорита 14 Å в миндалинах порфиритов, в цементе их туфобрекчий. Зеленокаменные изменения характеризуются повсеместным, но неравномерным развитием ассоциации: пумпеллиит + хлорит + кварц+ (пренит). В зонах тектонических нарушений, в узких локальных зонах дробления и повышенной трещиноватости, в межшаровых пространствах спилитов развиты маломощные образования кварцево-пумпеллиитовых, кварцево-пренитовых пород. Характерно, что плагиоклаз в диабазах и порфиритах слабо или почти не деанортитизирован, он соответствует андезину, лабрадору (Ан — 40—55%). Крипточешуйчатый пумпеллиит, пренит в большей или меньшей степени заместили плагиоклазы и моноклинные пироксены.

Из всех описанных выше метаморфических преобразований наименьшими изменениями первичного минерального состава исходных пород характеризуются поствулканические изменения, сопровождающиеся формированием кварцево-хлоритовой минеральной фации. Поэтому при выяснении геохимической направленности метасоматических процессов за основу для сравнения содержания петрогенных элементов в основных породах, подверженных различным типам изменений, принят средний химический состав пород, измененных в условиях этой фации. Однако учитывалось также, что эти изменения осуществлялись в базальтах в результате привноса с гидротермами Na, Si, Mg.

Поствулканические изменения диабазов и порфиритов в условиях кварцево-альбит-гидрослюдистой фации осуществилось под воздействием гидротерм, обогащенных K, Mg, Si, что способствовало, прежде всего, развитию гидрослюды глауконитовой серии, калиевого полевого шпа-

та, кварца, альбита. Метасоматический процесс сопровождался выносом из метаморфизуемой породы Ca, Na, Fe, Ti, C. Изменение содержаний главных петрогенных элементов варьирует от (+) 5 до (±) 52% (Si, Fe, Mg, Ti, Ca, Na), +1071,4% (K). Коэффициент сохранения вещества $K_c = 95{,}8\%$.

Формирование кальцит-хлоритовой минеральной фации обусловлено большим привносом с гидротермами C, Ca, S, Mg, K, что вызвало интенсивное развитие кальцита, магнезиальных хлоритов. Большой привнос Ca при избытке освобождающего Al способствовал сохранению основности первичных плагиоклазов. В целом метасоматические изменения сопровождались выносом Si, Na, Fe. $K_c = 92{,}4\%$, он свидетельствует о значительном изменении исходного химического состава метаморфизуемой породы. Относительное содержание главных петрогенных элементов изменилось в пределах (—) 11—18% (Si, Fa, Na); 49—143% (K, Mg, Ca); 1900—4890% (C, S).

Зеленокаменный метаморфизм лудловких вулканитов в условиях пренит-пумпеллиитовой фации осуществился под воздействием гидротерм, обогащенных Si, Ca, Fe^{+2}, C, K, S. Избыток Ca способствовал сохранению основности плагиоклазов, замещение их пренитом и пумпеллиитом вызвало вынос Na из метаморфизуемой породы и развитие более поздних секущих жилок альбита, олигоклаза. Коэффициент сохранения вещества в этих условиях $K_c = 96{,}6\%$. Относительное содержание отдельных элементов изменилось в пределах (±) 19—45% (Fe, Ca, Na, K); +105,8% (C).

Таким образом, постмагматические изменения лудловских вулканитов, так же как и нижнесилурийских, происходило не только в различных режимах температур (о чем свидетельствуют характерные минеральные ассоциации), но и под воздействием различных по химизму гидротерм. В метасоматическом процессе принимали участие почти все петрогенные элементы, ряд подвижности которых можно представить в следующем виде: C, S, K, Ca, Na, Mg, Fe, Si, Mn, Ti, Al. Он аналогичен приведенному выше ряду подвижности элементов при метаморфизме нижнесилурийских образований, что дает основание рассматривать эти процессы как однотипные.

Статистическое сравнение средних содержаний элементов-примесей в породах лудловского вулканогенного комплекса, подверженных различным типам метаморфических изменений, показывает, что формирование ассоциации: кальцит + хлорит + (гематит) — сопровождалось выносом Cu, Zn, Mo. Аналогичная геохимическая особенность этих изменений отличалась выше для лландоверийских базальтов. Вулканиты, метаморфизованные с развитием ассоциации: кварц + хлорит + деанортитизированный плагиоклаз + (гематит) — характеризуются наиболее низкими содержаниями Ni, Cr, высокими — Ag ($K_к = 2$), As ($K_к = 37$). Базальты, порфириты андезито-базальтового состава, метаморфизованные в условиях пренит-пумпеллиитовой фации, характеризуются статистически более высокими содержаниями Cu, V, Ag, As.

Изложенные выше фактические данные свидетельствуют об аллохимическом характере метаморфизма вулканогенных пород и подтверждают, что по своей природе он является постмагматическим метасоматозом (Коржинский, 1953; Захарова, 1971, 1974). Интенсивность постмагматических метасоматических процессов достаточно высока, коэффициент сохранения вещества колеблется в пределах от 92 до 97% (таблица). Она сопоставима с интенсивностью преобразования вмещающих пород во внутренних зонах частичных околорудных изменений на колчеданных и сульфидных медно-кобальтовых месторождениях. Так, по данным

Таблица

Метаморфические изменения силурийских вулканогенных образований Вознесенско-Присакмарской синклинальной зоны

Тип метаморфизма	Минеральные фации	Парагенетические минеральные ассоциации	Миграция элементов		K_c, %
			привнос	вынос	
Лландовери — венлокский комплекс					
Поствулканические метасоматические изменения	кварцево-хлоритовая	хлорит, кварц, деанортитизированный плагиоклаз	Si, Na, Mg, Mo	Ca, K, Ti, P C, Cr, S	95,9
	кальцит-хлоритовая	кальцит, хлорит, гематит	Ca, C, Na, Ba	Si, Fe, Mg, K, Ti, S, Cu, Zn	96,5
	кварцево-альбит-гидрослюдистая	альбит, кварц, гидрослюда глауконитовой серии, биотит, калишпат	K, Si, Pb, Zn, Mo, Ba	Ca, Mg, Ti, Ni, Cr	97,9
Зеленокаменный метаморфизм	хлорит-актинолитовая субфация	актинолит, хлорит, частично деанортит, плагиоклаз	Si, K, Na, Al, Ni, Cr	Ca, Fe, Ti, P, C, S	94,8
Лудловский комплекс					
Поствулканические метасоматические изменения	кварцево-хлоритовая	кварц, хлорит, халцедон, деанортит, плагиоклазы, цеолиты	Na, Si, Fe, Ag, As, Ba	Ca, K, Mg, Ni, Cr, Ti, S, C	
	кальцит-хлоритовая	кальцит, хлорит, гематит	Ca, C, Mg, S, Co	Si, Fe, Cu, Zn, Mo, P	92,4
	кварцево-альбит-гидрослюдистая	гидрослюда, альбит, кварц, калишпат, (биотит)	K, Si, Mg	Ca, Fe, Na, Ti, C, P	95,8
Зеленокаменный метаморфизм	пренит-пумпеллиитовая	пумпеллиит, кварц, хлорит, пренит, халцедон	Si, Ca, Fe, S, Cu, V, Ba Ag, As	Na, Ti	96,6

Г. Н. Пшеничного и М. А. Кулагиной, K_c вмещающих пород в зоне серицитизации Октябрьского месторождения равен 94,6%, в зоне хлорито-серицито-кварцевых пород $K_c = 87,4\%$; по данным А. К. Тимергазиной, на месторождении Молодежное в зоне серицитизации $K_c = 94,8—96,7\%$, в зоне хлорито-серицито-кварцевых пород $K_c = 92,1\%$; по данным М. И. Исмагилова, на Майском золото-колчеданном месторождении в зоне серицитизации $K_c = 94\%$, в зоне хлорито-серицито-кварцевых пород $K_c = 93\%$; на Ивановском медно-кобальтовом месторождении, по материалам А. А. Захаровой, А. А. Захарова, в зонах частичного околорудного метасоматоза $K_c = 94—96\%$, в зонах околорудных метасоматитов $K_c = 91—92\%$.

В настоящее время затруднительно восстановить химический тип метаморфизующих гидротермальных растворов, как это возможно для областей активного вулканизма. Однако из данных таблицы видно, что метаморфизующие гидротермальные растворы в силурийское время неизменно были обогащены следующими элементами: Na, Si, K, Mg, а

в отдельных случаях — особо обогащены С, Са. По этим химическим особенностям древние гидротермальные растворы обнаруживают сходство с перегретыми глубинными хлоридно-натриевыми гидротермами областей активного вулканизма, в частности с их хлоридно-натриевыми и хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми химическими дифференциатами (Набоко, 1971, 1974; Пилипенко, 1974). Состав минеральных фаций постмагматических изменений силурийских образований, проявившихся синхронно и в определенной пространственной близости, обуславливался, по-видимому, как и в областях современного вулканизма (Главатских, 1974), особенностями проявления химизма гидротерм в каждом отдельном случае. При зеленокаменном метаморфизме в условиях хлорит-актинолитовой ступени, проявившемся в пределах полей развития габброидов, одним из главных метаморфизующих факторов явился, вероятно, общий прогрев вмещающих пород за счет тепла остывающих габброидных интрузий и обусловленная этим более высокая активность гидротерм. Недостаточно ясна причинно-следственная обусловленность проявления зеленокаменного метаморфизма в условиях пренит-пумпеллиитовой фации. Вероятно, он осуществлялся под воздействием перегретых более поздних глубинных гидротерм в период тектонической активизации района вслед за низкотемпературными поствулканическими изменениями.

Таким образом, становится очевидным, что изучение химизма магматических комплексов при формационном анализе нельзя выполнять по укоренившейся в настоящее время методике петрохимических исследований, без глубокого анализа постмагматического преобразования пород. Петрохимические параметры и средние содержания петрогенных компонентов, вычисляемые по случайным выборкам, отражают лишь химизм совокупности в различной степени метаморфизованных пород в их случайном сочетании, а не химизм исходных магм. При решении петрохимических проблем необходимо учитывать и сопоставлять химические составы не метаморфизованных пород или же подверженных однотипным метаморфическим изменениям.

ЛИТЕРАТУРА

Главатских С. Ф. Распространение фаций гидротермально-измененных пород. — «Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование». М., «Недра», 1974.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М., «Мир», 1965.

Захарова А. А. Петрографический состав и метаморфизм горных пород из силурийских и девонских конгломератов западного крыла Магнитогорского мегасинклинория. Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1971.

Захаров А. А., Захарова А. А. Стратиграфическое расчленение и петрохимическая характеристика силурийских вулканогенных образований Присакмарской синклинальной зоны на восточном склоне Южного Урала. — «Стратиграфия и палеонтология докембрия и палеозоя Южного Урала и Приуралья». Уфа, Изд. БФАН СССР, 1972.

Захарова А. А. Природа зеленокаменного метаморфизма и связь с ним сульфидного оруденения в западном крыле Магнитогорского мегасинклинория на Южном Урале. — «Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала». Свердловск, Изд-во УНЦ, 1974.

Казицын Ю. В., Рудник В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. Л., «Недра», 1968.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953.

Кривцов А. И. 1975. Палеовулканизм и колчеданные месторождения Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали. Автореф. докт. дисс. М., 1975.

Мейсон Б. Основы геохимии. М., «Недра», 1971.

Набоко С. И. Роль вулканизма в метасоматизме пород и рудообразования. — «Вулканизм и глубины Земли». М., «Наука», 1971.

Набоко С. И. Особенности гидротермальных процессов в областях активного вулканизма. — «Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование». М., «Недра», 1974.

Пилипенко Г. Ф. Гидрохимическая характеристика Узонской термоаномалии.— «Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование». М., «Недра», 1974.

Чухров Ф. В., Шлайн Л. Б. 1963. О количественной характеристике зонального изменения грейзенов на примере восточного Коунрада. — Труды конференции «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 1. Прага, 1963.

Штейнберг Д. С. Основные задачи исследований вулканизма на Южном Урале. — «Вулканизм Южного Урала». Свердловск, Изд-во УНЦ АН СССР, 1974.

П. В. АРЖАВИТИН, Л. С. КОНДРУЧИНА

ПЕТРОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗМЕНЕННЫХ НАТРОВО-КРЕМНИСТЫМ МЕТАСОМАТОЗОМ ОСНОВНЫХ ПОРОД КАРАМАЛЫТАШСКОЙ СТРУКТУРЫ

Карамалыташская антиклиналь расположена в пределах Кизило-Уртазымской структурно-формационной зоны западного крыла Магнитогорского мегасинклинория. В геологическом строении ее участвуют среднедевонские породы — вулканиты липарито-базальтовой контрастной формации (Аржавитин, Аржавитина, 1972), яшмы и кремнистые сланцы бугулыгырского горизонта и вулканогенно-осадочные породы улутауской свиты. Ядро структуры сложено основными и в меньшей степени кислыми вулканитами. Среди основных пород встречаются в различной степени измененные натрово-кремнистым метасоматозом разности. Обычно они развиты по массивным непорфировым породам и часто ассоциируют с кислыми вулканитами. Макроскопически это зеленоватые, плотные, часто пятнистые, миндалекаменные породы, слагающие различные по мощности и протяженности зоны. Контакты их с зеленокаменными вмещающими породами большей частью постепенные.

Зеленокаменные основные породы за пределами зон гидротермально измененных разностей сложены лейстами альбитизированного плагиоклаза, в промежутках между которыми находятся пироксен, хлорит, реже пумпеллиит, пренит. Рудные минералы представлены редкими мелкими (0,002—0,01 мм) зернами частично лейкоксенизированного титаномагнетита и магнетита, пластинчатыми образованиями гематита и редкими изометричными (0,001—0,002 мм) выделениями гидрогематита. По кривым терморазмагничивания остаточной намагниченности насыщения этих пород отмечается присутствие двух ферромагнитных минералов: один с точкой Кюри около 200°, другой — 625—675°С и характерным перегибом в интервале 400°С. Первый, судя по кривой вторичного нагрева, является титаномагнетитом, второй может быть только гематитом. Но первичная кривая в области 300—500°С не исключает присутствие магнетита, хотя утверждать это определенно на основании этой кривой нельзя (рис. 1а).

В слабо измененных основных породах, расположенных обычно в эндоконтактовых частях зон, наряду с вышеописанными минералами зеленокаменных пород, увеличивается содержание вторичного кварца. Плагиоклаз становится более чистым, замещаясь в большей степени альбитом. Совместно с вторичным кварцем наблюдается магнетит. По химическому составу такие разности отвечают андезито-базальтам с характерным для базальтовых пород содержанием окиси титана и железа (таблица, ан. 1, 2).

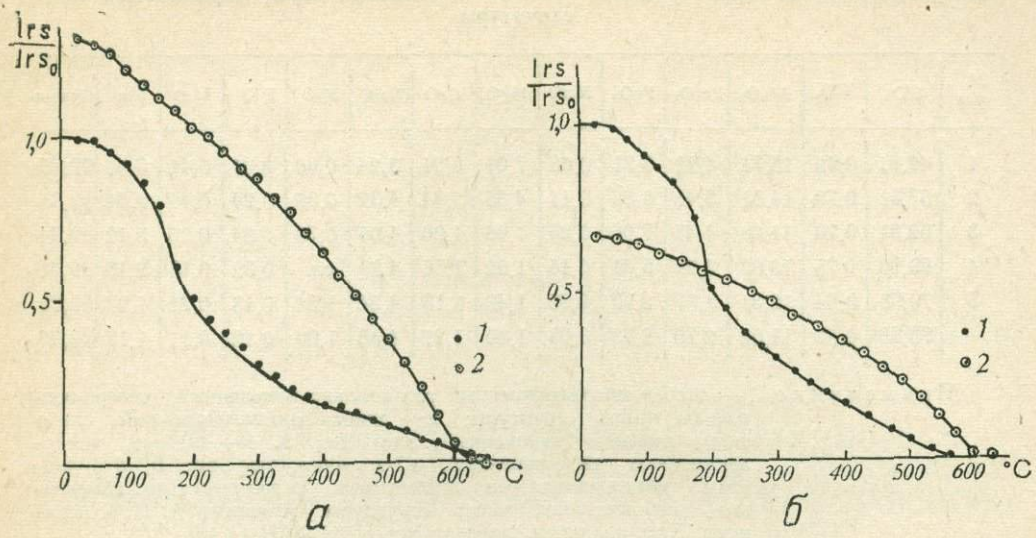

Рис. 1. Кривые изменения остаточной намагниченности насыщения зеленокаменных (а) и гидротермально измененных (б) пород.

1 — кривые первого нагрева, 2 — кривые второго нагрева.

При более значительной степени изменения в породе увеличивается содержание кварца, альбита и рудных минералов, сокращается количество хлорита, пумпеллиита и полностью исчезает пироксен. В результате значительного количества и неравномерного распределения кварцевых обособлений породы приобретают шлирово-такситовую текстуру. Количество рудного минерала увеличивается за счет вторичного магнетита, образованного в результате замещения темноцветных минералов. Форма зерен магнетита неправильная или кубическая. Отмечается частичное замещение магнетита гематитом и наблюдаются выделения гидрогематита. По химизму такие разности отвечают породам среднего состава, но сохраняют повышенные содержания окиси титана и условной закиси железа (см. таблицу, ан. 3). Присутствие описанных выше рудных минералов подтверждается кривыми первого и второго нагревов остаточной намагниченности насыщения (рис. 1б). Перегиб термокривых первого нагрева в интервале 150—200° связан с переходом маггемита или гидрогематита в гематит. Однако закономерное увеличение магнитной восприимчивости и уменьшение ее, можно интерпретировать как переход гидрогематита в гематит в интервале 150—200°С и маггемита в гематит, начиная примерно с 175—250°С и до 600°С.

При очень интенсивной степени изменения в породе значительно увеличивается количество кварца. При этом он замещает не только темноцветные минералы, но и лейсты плагиоклаза или же включает их, образуя микропойкилитовые структуры. В переменных, но незначительных количествах присутствуют хлорит, пумпеллиит, магнетит. Последний содержится в бо́льших количествах, чем в типичных кислых породах. Реликты структур первичных пород улавливаются с трудом. По химизму такие породы, в зависимости от количества кварца и альбита, по содержанию всех основных петрогенных компонентов, за исключением повышенной окиси титана и железа, аналогичны кислым породам от дацитовых до липаритовых порфиров (см. таблицу, ан. 4—6). Итак, при натрово-кремнистом метасоматозе основных пород по мере увеличения степени их изменения закономерно увеличивается количество кварца и альбита

Химический состав гидротермально измененных основных пород Карамалыташской структуры

№ п.п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO_2	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	ппп	Сумма
1	49,81	0,82	15,71	4,22	7,71	0,08	7,01	6,91	3,24	0,60	0,31	0,41	3,43	99,85
2	57,51	0,79	14,31	5,41	6,86	0,11	4,35	3,84	4,39	0,36	0,24	0,46	1,54	99,61
3	62,81	0,76	11,38	4,45	7,96	0,23	1,96	1,90	4,05	0,38	0,34	0,26	3,12	99,34
4	69,90	0,75	10,87	3,22	5,01	0,16	1,22	1,56	4,29	сл.	0,32	0,15	2,18	99,48
5	70,98	0,64	12,31	3,07	2,77	0,05	1,49	1,13	4,34	1,54	0,13	0,21	1,27	99,72
	73,98	0,59	11,02	2,70	2,73	0,03	1,00	1,27	4,33	1,00	0,12	0,11	1,19	99,96

Примечание. 1 — диабаз миндалекаменный регионально измененный, северо-восточная часть структуры; 2 — диабаз миндалекаменный слабо гидротермально измененный, там же; 3, 4 — диабазы миндалекаменные гидротермально измененные, там же; 5, 6 — диабазы миндалекаменные интенсивно гидротермально измененные, юго-восточная часть структуры. Аналитик А. И. Плеханова. Хим.-аналитич. лаборатория ИГ БФАН СССР.

при уменьшении темноцветных минералов и некотором увеличении вторичных рудных минералов. Это и обусловливает осветление пород.

Характер изменения величины и направления естественной остаточной намагниченности в переменном магнитном поле и в процессе нагрева позволяет выделить нестабильные гидротермально измененные и стабильные зеленокаменные породы. Использование методов Телье (Е. Телье, О. Телье, 1959) и сравнение характеристик стабильности (Безуглая, Мартынова, Петрова, 1962) свидетельствуют о термонамагниченности зеленокаменных пород и изотермической намагниченности гидротермально измененных. Кроме того, в последних магнитная восприимчивость в десятки и сотни раз выше, чем в зеленокаменных разностях, что обусловлено, как отмечалось выше, различным составом и условиями образования ферромагнитных минералов.

Таким образом, при натрово-кремнистом метасоматозе основные зеленокаменные породы подвергаются интенсивному избирательному замещению с широким развитием салических петрогенных минералов и образованием вторичных ферромагнитных минералов за счет замещения темноцветных, что находит свое отражение в приведенных выше различных магнитных свойствах основных зеленокаменных пород и их гидротермально измененных разностей.

ЛИТЕРАТУРА

Аржавитин П. В., Аржавитина М. Ю. Вулканогенные формации Магнитогорского мегасинклинория. — «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала», вып. 5. Уфа, Башкнигоиздат, 1972.

Безуглая Л. С., Мартынова Т. А., Петрова Г. Н. Выяснение происхождения намагниченности пород методом сравнения характеристик стабильности на примере железистых кварцитов КМА. — «Изв. АН СССР, серия геоф.», 1962, № 4.

Телье Е., Телье О. Об интенсивности магнитного поля Земли в историческом и геологическом прошлом. — «Изв. АН СССР, серия геоф.», 1959, № 9.

Н. А. ЗУФАРОВА

НАПРАВЛЕННОСТЬ ИЗМЕНЕНИЯ РАССЕЯННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И НЕФТЕЙ В ПАЛЕОЗОЙСКИХ И ДОПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНОЙ БАШКИРИИ

Выявление общей закономерности изменения состава рассеянного органического вещества, нефтей и газов с возрастом вмещающих пород и длительностью процессов их преобразования в результате воздействия температуры, давления, катализаторов важно для установления геохимической истории и основных этапов нефтегазообразования. Это необходимо для решения генетических вопросов, выявления критериев оценки перспектив нефтегазоносности. Для каждого из приводимых геохимических показателей рассчитывались медианные значения.

Рассеянное органическое вещество

В результате обобщения большого фондового и фактического материала, полученного автором, выявляется, что содержание органического углерода ($C_{орг}$) для всех комплексов палеозойских пород колеблется в довольно широких пределах, что отчетливо видно из табл. 1.

По большинству образцов количество $C_{орг}$ уменьшается от пород пермского возраста (0,4—0,9%) и карбона (1,6%) к породам девона 0,2—0,3% и далее к породам верхнебавлинской (0,13%) и нижнебавлинской серий (0,10%). Хотя накопление органического вещества контролируется, главным образом, литологическим составом пород, все же отчетливо выявляется общая направленность уменьшения $C_{орг}$ от пород молодого пермского возраста к древним додевонским породам. На фоне этой общей тенденции обнаруживается ряд аномалий. Так, в углистых сланцах угленосной свиты нижнего карбона содержание органического углерода достигает 22%, а в породах доманикового горизонта 8—10%.

Характерно изменение содержания хлороформенного экстракта свободного битума А (ХБА). Так, в нижнепермских отложениях содержание битума (в % на органическое вещество) колеблется от 4,9 до 99,3%. Высокое содержание битума характерно для пористых известняков, где он по многим показателям явно вторичный. В известняках и мергелях, мало измененных вторичными процессами, содержание битума колеблется от 4 до 14% и в большинстве случаев не превышает 7—8%.

В нижележащих породах среднего и нижнего карбона содержание ХБ колеблется от 0,2 до 25%, а в большинстве образцов составляет около 3%. Повышенным содержанием битумов характеризуются породы угленосного горизонта, особенно песчаники и известняки.

Таблица 1

Содержание органического углерода ($C_{орг}$) в палеозойских отложениях Башкирии

Отдел, система, комплекс	Серия, ярус, горизонт	Содержание $C_{орг}$, %	
		колебания	в большинстве образцов
Пермская	артинский	0,5—2,3	0,4—0,9
	сакмарский	0,15—0,53	
Средний карбон		от 0,1 до 0,8	0,4
Нижний карбон		от 0,20 до 3,95	1,6
Девонская, терригенная толща	кыновский	0,14—0,32	
	пашийский	0,34—0,62	
	муллинский	0,23—0,93	0,2—0,3
	старооскольский и воробьевский	0,11—0,17	
Бавлинский	верхнебавлинская	0,04—0,51	0,13
	нижнебавлинская	0,04—0,38	0,09—0,10

Содержание битумов, по отношению к органическому веществу, в породах всех стратиграфических горизонтов девона колеблется от 0,37 до 86,4%, а в высокобитуминозных породах доманикового горизонта составляет 0,37—89,7%. Несмотря на большой диапазон колебаний в содержании битумов, наблюдается тенденция увеличения битуминозности пород с глубиной и возрастом от пород кыновского горизонта к породам старооскольского горизонта (от 8—12 до 10—18%).

В додевонских отложениях содержание ХБ колеблется в породах верхнебавлинского комплекса от 6,3 до 46%, а в породах нижнебавлинского комплекса — от 3,1 до 42%.

В целом сверху вниз по разрезу содержание ХБ по большинству образцов увеличивается от пород пермского возраста и карбона к породам девона и додевона. Внутри отдельных комплексов пород (терригенная толща девона) также отмечается увеличение концентрации битумов от верхних горизонтов к нижним. Содержание битумов в процентах на органическое вещество в древних додевонских отложениях довольно близко к их содержанию в вышележащих породах терригенной толщи девона.

По данным элементного состава ХБ особенно показательны изменения содержаний водорода и гетероатомов. Содержание водорода в битумах пород пермского возраста колеблется от 6,07 до 11,52% и в среднем составляет 8—9%. В битумах пород карбона содержание водорода в большинстве случаев колеблется от 7 до 12% и в среднем составляет 10%. В битумах пород бавлинского возраста содержание водорода колеблется от 10 до 12% и в среднем составляет 10—11%. Здесь также проявляется увеличение содержаний водорода в битумах от молодых пород пермского возраста и карбона к породам девона и додевона.

Содержание гетероатомов в битумах в среднем и по нижним пределам колебаний возрастает от пород перми и карбона к породам девона и додевона.

Содержание масел в битумах по данным компонентного анализа (по большинству образцов) увеличивается от пород пермского возраста и карбона (20—30%) к породам девона (30—50%) и додевона (от 40 до 60%). Содержание асфальтенов, напротив, по большинству образцов уменьшается от перми (8—45%) к породам карбона (3—20%), девона (4—14%) и додевона (3—9%).

Проследить изменение ряда других геохимических показателей трудно в связи с недостаточностью и разрозненностью имеющегося материала. Но тем не менее направленность изменения сверху вниз наблюдается во многих случаях: например, облегчается углеводородный состав и т. д.

Обратная зависимость в изменении $C_{орг}$ и ХБ дает право считать, что увеличение ХБ происходит за счет $C_{орг}$, количество которого естественно при этом уменьшается. Параллельно с уменьшением содержаний $C_{орг}$ уменьшается частота встречаемости и количество гуминовых кислот (от 0,05—0,005 до 0,00012%), хотя и в целом гуминовые кислоты в палеозойских отложениях Башкирии встречаются относительно редко.

Таким образом, с увеличением длительности преобразования органического вещества (ОВ) от пород пермского возраста к древним додевонским породам происходит уменьшение количества $C_{орг}$, гуминовых кислот, а с другой стороны, возрастает содержание битумов и увеличивается степень их восстановленности. Это проявляется в метанизации углеводородов и в некотором обогащении битумов смолами. Соответственно уменьшается содержание асфальтенов, кислых компонентов. Некоторое увеличение количества гетероатомов с возрастом пород объясняется, видимо, относительным увеличением содержания в битумах процента азота и серы. Так, в битумах наиболее древних додевонских пород содержание серы нередко достигает 5—7%.

Изменение свойств нефтей и газов

Характер изменения нефтей палеозойских отложений Западной Башкирии по разрезу, так же как и ОВ, рассматривается нами по крупным комплексам пород, ибо именно в этом случае общая направленность изменения нефтей проявляется более четко, а гипергенные изменения при этом как бы нивелируются.

Анализ фактического материала показывает, что тяжелые нефти в большинстве случаев закономерно сменяются вниз по разрезу более легкими. Так, **удельный вес нефтей** палеозойских отложений колеблется от 0,815 до 0,914. Среднее значение удельного веса нефтей в породах пермского возраста составляет 0,883%, карбона — 0,869%, а в девоне — 0,848%. Подобное явление наблюдается и в пределах каждого крупного комплекса пород. Особенно четко это выражается для пластов от $Д_0$ до $Д_{IV}$ месторождений Татарского свода и его краевой части, где удельный вес нефтей уменьшается от пласта $Д_0$ (0,870) к пластам $Д_{III}$ и $Д_{IV}$ (0,815).

Изменение удельного веса нефтей всей Волго-Уральской области имеет ту же направленность. По данным А. К. Котиной и Б. М. Чихачевой (1958), он уменьшается от молодых к древним породам.

Содержание **серы в нефтях** в целом колеблется от 0,65 до 5,6%. В нефтях девонских отложений ее содержание изменяется от 0,8 до 2,0%, в большинстве случаев составляет 0,8—1,5%. В нефтях карбона пределы колебаний содержания серы изменяются от 0,64 до 4,12%, чаще всего

составляет 1,5—1,8%. Наиболее сернистыми являются нефти нижнепермских отложений, где содержание серы в большинстве случаев составляет 2—2,8%. Таким образом, содержание серы в нефтях обычно уменьшается от молодых к древним породам. Подобные явления наблюдаются и в нефтях отдельных горизонтов различных месторождений.

Содержание серы в бензиновой и керосиновой фракциях и в остатке нефти в пересчете на нефть также уменьшается от нефтей перми к нефтям девона, что видно из табл. 2.

Таблица 2

Содержание серы в продуктах перегонки нефтей

Возраст вмещающих пород	Бензиновая фракция	Керосиновая фракция	Остаток от перегонки нефти
Пермь	0,56—0,78	2,02—2,62	3,4—3,9 (до 4,86)
Карбон	0,23—0,42	1,50—1,97	до 3,59
Девон	0,07—0,08 (до 0,146)	0,621—0,67	2,3—2,7

Выход легких фракций нефтей (бензиновой и керосиновой, кипящих до 350°) обычно возрастает от нефтей пермских отложений (32%) к нефтям девонских отложений (43%). Аналогичная картина наблюдается и в пределах отдельных горизонтов.

Содержание смолисто-асфальтеновых компонентов в нефтях Башкирии колеблется от 2—3 до 20—25%, достигая 35%, и в большинстве случаев составляет 10—20% на нефть. При этом намечается уменьшение их от пермских нефтей к девонским.

Содержание **парафина** в масляных фракциях нефтей увеличивается от молодых к древним отложениям. Изменяется и качественный состав парафинов. Так, парафины пермских нефтей представлены смесью нормальных и изопарафинов, а парафины девонских нефтей состоят главным образом из парафинов нормального строения.

Особенностью нефтей Башкирии и Волго-Уральской области является высокое содержание в них ванадия и никеля. Концентрация ванадия в нефтях Башкирии возрастает от 0,5—0,2 до 0,2—1,15 мг на 1 г нефти. Нефти с высоким содержанием ванадия обычно характеризуются повышенным содержанием никеля (0,1—0,2), серы, асфальтенов и относятся к группе тяжелых нефтей, тогда как нефти с малым содержанием ванадия (0,05—0,2 мг на 1 г нефти) характеризуются низким содержанием никеля, серы, асфальтенов и относятся к группе легких.

Содержание ванадия в нефтях, например, Туймазинского месторождения возрастает от девонских пластов Д I и Д II (0,31 мг на 1 г нефти) к турнейскому и угленосному горизонтам нижнего карбона (0,50—0,56 мг на 1 г нефти). Количество никеля для указанных нефтей возрастает от 1,90—1,97 до 3,03—3,22 мг на 1 г нефти.

Изменение состава газа

Закономерно изменяется также состав попутных газов Башкирии в зависимости от возраста вмещающих их пород. Так, по исследованиям Е. И. Суханкина, Н. Д. Грицева, Г. Г. Хуснутдиновой (устное сообщение) установлено, что удельный вес газов возрастает от молодых пород, вмещающих нефть и газ, к древним породам; относительно возрастает количество тяжелых углеводородов от десятых долей процента до одного

и более. При этом содержание изомеров имеет тенденцию к уменьшению с возрастом вмещающих пород по сравнению с углеводородами нормального строения, количество которых увеличивается в этом же направлении (например, содержание метана). Имеется тенденция к увеличению азота; количество гелия в попутных газах четко увеличивается от пород пермского возраста к породам карбона, девона и додевона (от 0,03 до 0,5%).

Как видно, рассеянное органическое вещество и нефти характеризуются направленностью изменения с возрастом в сторону облегчения и упрощения их состава. Газы несколько утяжеляются.

Изучение радиоактивности нефтей и газов Башкирии (Гусева, Зуфарова, 1963; Зуфарова, 1968) показало, что состав битумов с увеличением радиоактивности приобретает большую цикличность, в них больше кислорода, серы. Битумы с пониженной радиоактивностью характеризуются значительным содержанием гетероатомов при высоком содержании водорода. Все это, очевидно, связано с относительно более глубоким распадом органического вещества при большей длительности воздействия радиоактивного излучения, наряду с другими факторами, при котором, с одной стороны, образуются наиболее восстановленные и, с другой — наиболее окисленные соединения. В связи с рассматриваемым вопросом представляет интерес следующая деталь. Нерастворимое органическое вещество доманика (по данным К. Р. Родионовой) характеризуется меньшим содержанием гуминовых веществ и высоким содержанием растворимых компонентов по сравнению с нерастворимым органическим веществом пашийского горизонта. Если учесть, что отложения доманика образовались в резко восстановительных условиях, благоприятных для накопления урана, а отложения пашийского горизонта — в слабо восстановительных условиях, менее благоприятных, то вполне возможно предположение, что преобразованию гумусовых веществ и битума способствует влияние энергии распада радиоактивных элементов.

К. Ф. Родионова отмечает ритмичность и периодичность в изменении состава нерастворимого органического вещества, битумов под влиянием ритмичного опускания и поднятия в результате колебательно-тектонических движений. При этом слабо восстановительная обстановка сменяется на восстановительную и т. д. С этим же связано и изменение в накоплении радиоактивных элементов (Зуфарова, 1968), которые, вероятно, и определяют характер изменения и преобразования органического вещества, степень его метаморфизма. Направленное изменение с возрастом органического вещества нефтей, их радиоактивности и увеличение количества гелия в газах и радия в водах, сопутствующих нефти в более древних породах девона, додевона, по-видимому, далеко не случайно. Это есть проявление общей закономерности. Все в целом может свидетельствовать о генетическом единстве органического вещества нефтей и газов в отложениях Башкирии. Радиоактивность при этом может считаться одним из ведущих факторов преобразования органического вещества: распада, разукрупнения его с образованием углеводородов, которые, в свою очередь, под влиянием радиоактивности преобразуются в углеводороды нефтей. Сама нефть при дальнейшей геохимической истории изменяется за счет длительного радиоактивного воздействия в сторону облегчения состава. Все это необходимо учитывать при решении ряда генетических вопросов и вопросов миграции формирования нефтяных и газовых месторождений, а также выделения критериев оценки перспектив нефтегазоносности и циклов нефтегазообразования.

По полученным и описанным нами результатам исследований в осадочных породах Башкирии могут быть выделены четыре цикла нефтегазообразования: пермский, каменноугольный, девонский и додевонский.

ЛИТЕРАТУРА

Гусева А. Н., Зуфарова Н. А. Радиоактивность нефтей и битумов палеозойских отложений Башкирии. — «Нефтегазовая геология и геофизика». М., 1963, № 2.

Зуфарова Н. А. О связи некоторых свойств и состава палеозойских нефтей Башкирии с радиоактивностью. — «Вопросы геологии вост. окраины Русской платф. и Ю. Урала», вып. 11. Уфа, Изд. БФАН СССР, 1968.

Котина А. И., Чихачева Е. М. Некоторые особенности нефтей Волго-Уральской области. — Труды ВНИГРИ, вып. 117. Л., 1958.

Родионова К. Ф. Геохимия рассеянного органического вещества и нефтематеринские породы девонских отложений Волго-Уральской нефтегазоносной области. — Труды ВНИГНИ, вып. LIII. М., «Недра», 1967.

СОДЕРЖАНИЕ

М. А. Гаррис, Г. Н. Пшеничный. Сопоставление геологических и радиологических данных о возрасте палеозойского колчеданного оруденения на Урале. 3

Г. Н. Засухин, Г. Н. Пшеничный, Л. А. Логинова, Б. П. Алексеев, С. М. Плотников. К геохимии ртути на месторождениях колчеданной формации Южного Урала. 16

М. И. Исмагилов. Минералогия и условия образования руд месторождения Летнее. 34

М. Ю. Аржавитина. Особенности минерального состава терригенных пород Зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклинория. 48

А. А. Алексеев. О распространении ванадия в осадочно-метаморфических породах зоны Уралтау. 56

М. Л. Голуб. Формы нахождения молибдена в зоне гипергенеза медно-колчеданных месторождений Южного Урала и их поисковое значение. . . . 60

М. Ю. Аржавитина, П. В. Аржавитин. Вторичные изменения пород фаменско-нижнетурнейской вулканогенно-осадочной формации Магнитогорского мегасинклинория. 67

А. А. Захарова. О химизме метаморфических изменений силурийских образований Вознесенско-Присакмарской зоны на Южном Урале. 72

П. В. Аржавитин, Л. С. Кондручина. Петромагнитная характеристика измененных натрово-кремнистым метасоматозом основных пород Карамалыташской структуры 82

Н. А. Зуфарова. Направленность изменения рассеянного органического вещества и нефтей в палеозойских и допалеозойских отложениях Западной Башкирии 85

Академия наук СССР

Башкирский филиал

Институт геологии

Башкирское отделение
Всесоюзного минералогического общества

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ВУЛКАНОГЕННЫХ И ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

Редактор Булгакова Л. А.
Корректор Габдуллина Р. М.

Сдано в набор 5/IX 1977 г. Подписано в печать 29/VI 1978 г. Формат 70×108 1/16. П03418. Физ. печ. л. 5,75 Усл. печ. л. 8,0. Уч.-изд. л. 7,0. Тираж 500 экз. Заказ 624. Цена 1р. 05к.

Уфимский полиграфкомбинат Управления по делам издательств, полиграфии и книжной торговли Совета Министров БАССР, г. Уфа, 1, проспект Октября, 2.

Цена 1р. 05 коп.

3077