

## **ПРОБЛЕМЫ И НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА**

Острые дискуссии между сторонниками метасоматического и гидротермально-осадочного происхождения колчеданных руд, постоянно возникавшие в течение третьей четверти прошлого столетия, закончились в конце этого периода почти всеобщим признанием гидротермально-осадочного генезиса колчеданных месторождений. Этому способствовали детальные наблюдения в карьерах таких типичных медно-цинково-колчеданных месторождений Южного Урала как Учалинское, Сибайское, Гайское, им. XIX партсъезда и других. Хорошая обнаженность геологических объектов при открытых разработках, невысокая степень деформированности и метаморфизма месторождений, фрагментарная, но все же хорошая сохранность в них первоначальных соотношений руд с вмещающими породами, а также зональности сульфидных залежей и ореолов гидротермальных изменений — все это позволило разобраться в конвергентности эпигенетических и сингенетических признаков, созданных процессами метасоматоза и рудного седиментогенеза. Конвергентность этих признаков, запечатленных в строении и составе месторождений, как раз и вызвала неоднозначное понимание происхождения колчеданных руд [Смирнов, 1960]. Однако пониманию природы колчеданных залежей еще в большей степени, чем полевые и лабораторные исследования, способствовало открытие современных аналогов колчеданных месторождений прошлого — «черных курильщиков», гидротермальных полей и сульфидных осадков в срединно-океанических хребтах, задуговых бассейнах и в Красном море [Лисицын, 2000]. Некоторым исследователям даже стало казаться, что все основные вопросы выяснены и проблем в изучении месторождений колчеданного семейства не существует. Действительно, главные вопросы, стоявшие перед исследователями колчеданных месторождений в середине прошлого столетия, такие как: 1) глубинность рудообразования и его связь с вулканическими или интрузивными процессами, 2) согласное или секущее положение рудных тел по отношению к напластованию вмещающих пород, 3) метасоматический эпигенетический или гидротермально-осадочный способ рудоотложения, 4) возрастные соотношения руд с зеленокаменным метаморфизмом, динамометаморфизмом, разрывными и складчатыми деформациями, — были решены в пользу вулканогенного субмаринного гидротермально-осадочного (комбиниру-

ванного) колчеданообразования [Минеральные..., 1994, с.16–20]. Однако на новом уровне знаний встало множество новых вопросов, связанных с происхождением залежей массивных сульфидных руд. Они породили ряд тесно взаимосвязанных проблем, относящихся к областям собственно геологических, минералого-геохимических и физико-химических знаний.

В круг геологических проблем, в частности, входят следующие: 1) создание геологических моделей различных типов колчеданных месторождений прошлого, отличающихся составом руд, палеовулканологической и геодинамической обстановками формирования; 2) сопоставление строения, состава и геологических условий формирования колчеданных месторождений прошлого с современными накоплениями сульфидов на дне внутридуговых и задуговых бассейнов и рифтовых долин срединно-океанических хребтов; 3) выяснение соотношений колчеданных руд с вулканическими и вулканогенно-осадочными фациями, рудовмещающими вулканоструктурами и синвулканическими магма- и рудоконтролирующими разломами.

Дальнейшее изучение минералого-геохимических аспектов колчеданообразования включает: 1) выяснение зональности рудных тел и ореолов околорудных изменений месторождений разных типов — минерального состава и структур отдельных зон и их ансамблей; 2) установление стадийности рудообразования и преобразования руд при деформациях и метаморфизме — степени их регенерации; 3) разработку проблемы источников рудного вещества.

Изучение физико-химических условий колчеданного рудообразования, как нам представляется, связано с двумя проблемами: 1) теоретическим обобщением и анализом параметров рудообразования, известных по данным проведенных экспериментов и полученных в природных условиях, в областях современного субмаринного и субаэрального вулканизма и 2) проведением новых экспериментов, максимально приближенных к условиям рудообразования.

Вероятно, излишне доказывать, что разработка перечисленных проблем в идеале должна осуществляться комплексно и стремиться к созданию общей геолого-физико-химической модели, или серии моделей, адекватных природным объектам и процессам.

Автором в течение почти четырех десятилетий, совместно с коллегами по лаборатории палеовулка-

нологии и металлогении, разрабатывались, главным образом, геологические аспекты проблем колчеданообразования [Колчеданные..., 1973; Структурный..., 1975; Среднепалеозойский..., 1983; Серавкин, 1986; Вулканизм..., 1992; Вулканогенная..., 1994; Минеральные..., 1994]. Здесь хотелось бы коснуться тех из них, по которым в последнее время получены новые данные или дана их новая интерпретация. Ниже рассмотрены: 1) геологические модели разных типов колчеданных месторождений Южного Урала; 2) проблема кольцевых структур палеовулканических поясов; 3) вопросы соотношений колчеданных месторождений с разрывными нарушениями.

**Геологические модели** в данной статье рассматриваются применительно к трем известным типам промышленных колчеданных месторождений Урала: Уральскому, Домбаровскому и Баймакскому [Медноколчеданные..., 1985, 1988].

**Уральский тип** в ряду мировых типов колчеданных месторождений занимает центральное место, между Кипрским и Куроко [Колчеданные..., 1979; Франклин и др., 1984]. Месторождения этого типа характеризуются медно-цинковоколчеданным составом руд, их массивным сложением, залеганием среди вулканогенных пород риолит-базальтовой формации, преобладающей линзовидной формой рудных тел, согласных с напластованием вмещающих пород. Рудные тела колчеданных месторождений Уральского типа, преимущественно представленные сплошными (массивными) агрегатами сульфидов (англоязычное название колчеданных месторождений — massive sulphide ore deposits), на 80–95% сложены пиритом, а также халькопиритом, сфалеритом, реже встречающимися пирротинном, марказитом, магнетитом, галенитом, борнитом, блеклыми рудами и другими более редкими рудными, а также нерудными минералами: кварцем, баритом, карбонатами, серицитом, хлоритом. По соотношению в рудах главных полезных компонентов — меди и цинка месторождения Уральского типа подразделяются на два подтипа: I — медноколчеданные ( $Cu > Zn$ ) и медноцинковоколчеданные ( $Cu < Zn$ ), последние иногда обладают повышенными содержаниями свинца. Медноколчеданные месторождения Уральского типа известны в Бурибай-Маканском рудном районе (Юбилейное, Бурибайское). Они залегают на базальтовом основании внутри контрастного базальт-риолитового комплекса баймак-бурибаевской свиты эмса ( $D_1$ ). По геологической позиции — положению ниже кислых вулканитов и составу руд — преобладанию в них меди над цинком эти месторождения являются промежуточным звеном между объектами Уральского и Домбаровского типов. Наиболее характерные для Уральского типа медноцинковоколчеданные месторождения ( $Zn : Cu = 1,0-4,0$ ), такие как Учалинское, Сибайское и другие, располагаются на среднедевонском уровне, среди вулканогенных

пород карамалыташской свиты эйфельского возраста ( $D_2$ ) и в основании улутауской свиты живета ( $D_2$ ). Это месторождения Учалинского, Верхнеуральского, Александринского и Сибайского рудных районов. Среднедевонские месторождения медно-цинковоколчеданного состава тяготеют к контрастным комплексам карамалыташской свиты, залегая внутри них над кислыми породами или среди кислых вулканитов (Учалинское, Сибайское), а месторождения близкого состава, но содержащие в повышенных количествах свинец, борнит, барит и обогащенные блеклыми рудами, золотом и серебром, ассоциируются с более молодыми андезибазальт-риодацитовыми толщами карамалыташской свиты или с непрерывными андезибазальт-андезит-риодацитовыми комплексами вулканитов улутауской свиты, также залегая над кислыми породами или среди кислых вулканитов (месторождения Верхнеуральского рудного района).

**Домбаровский тип** колчеданных месторождений, эталонами которого служат Летнее, Осеннее и Левобережное месторождения Домбаровского рудного района, отличается низким содержанием цинка в массивных колчеданных рудах ( $Zn : Cu = 0,1-0,4$  до 0,8), повышенными количествами в них кобальта ( $> 0,4\%$ ), присутствием вкрапленных и массивных магнетитовых залежей в основании сульфидных тел, их пластовыми или уплощенными линзовидными формами, залеганием среди базальтовых толщ недифференцированных или слабо дифференцированных вулканогенных комплексов. Домбаровские месторождения расположены на эмском стратиграфическом уровне, в верхах киембаевской свиты ( $D_1 em$ ). Состав руд Домбаровских месторождений и залегание среди базальтов роднит их с месторождениями Кипра [Constantinou, Govett, 1972].

**Баймакский тип** месторождений колчеданного семейства характеризуется более широким развитием, наряду с массивными, прожилково-вкрапленных руд, повышенными содержаниями в них Au, Ag, Pb, Ba, присутствием светлого сфалерита (клеюфана), бариевого цеолита и другими особенностями. Эти месторождения, широко развитые в Баймакском рудном районе [Колчеданные..., 1973], залегают среди вулканитов дифференцированного комплекса верхнетаналыкской свиты ( $D_1 em$ ), содержащего большие объемы кислых пород эффузивной, экструзивной и субвулканической фаций. Характерной особенностью металлогении Баймакского рудного района является распространение разнообразных минералого-геохимических типов руд — от серноколчеданного, медноколчеданного и медноцинковоколчеданного, до золото-колчеданно-полиметаллического и золото-баритового — которые, в одних случаях, образуют самостоятельные комплексные по минеральному составу рудные тела, а в других — совмещены в пределах рудных полей или месторождений, образуя зональные ряды. Например, ряды минеральных типов

представляют месторождения Куль-юрт-тау–Троицкой и Тубинской групп [Колчеданные..., 1973; Серавкин, 1986]. В первой из этих групп все месторождения локализованы среди субвулканических кислых пород. Куль-юрт-тауское месторождение имеет золотосодержащий пиритовый состав, а Ново-Троицкое, Графское и Троицкое, расположенные восточнее — пирит-полиметаллический, сменяющийся по простиранию к северу золото-баритовым. По особенностям состава и строения месторождения Баймацкого типа близки к колчеданным месторождениям Армении (Малокавказский тип) и имеют черты сходства с месторождениями Куроко [Geology..., 1974].

Необходимо подчеркнуть, что выделенные типы Уральских колчеданных месторождений, несомненно, относятся к одному семейству, имея, наряду с заметными отличиями, ряд принципиальных общих черт, таких как общность состава руд (пиритовая основа рудных залежей), времени и условий образования, определяемых приуроченностью к предострововужным и задуговым риолит-базальтовым субмаринным комплексам и сингенетичным с ними формированием. Родство выделенных типов месторождений подчеркивается их закономерным зональным расположением в палеовулканических поясах, наиболее ярким примером которых служит Джусинско-Домбаровский пояс [Вулканогенная..., 1994]. В нем с юга на север, по мере изменения состава эмских вулканических комплексов от базальтового к контрастному риолит-базальтовому и далее к непрерывному базальт-андезит-риолитовому, последовательно сменяются все три типа месторождений: Домбаровский (Летнее, Осеннее месторождения), Уральский (Акжарское рудопроявление), промежуточный между Уральским и Баймакским (месторождение Барсучий лог) и Баймакский (Джусинское месторождение).

**Модели колчеданного месторождения Уральского типа** были рассмотрены автором [Серавкин, 1986; Минеральные..., 1994], В. А. Прокиным [Медноколчеданные..., 1992, с. 239–253], В. В. Масленниковым и В. В. Зайковым [Масленников, Зайков, 1998; Масленников, 1999].

Автором первоначально были охарактеризованы типовые модели колчеданосных рудно-магматических систем, в которых основное внимание уделялось геологическим обстановкам рудообразования, протекавшего стадийно в две и более стадий [Серавкин, 1986, с. 225–240]. Рудообразование, связанное с обстановкой завершения базальтового вулканизма (модель А), начиналось, по этим данным, с пропилизации вмещающих пород и формирования гидротермально-осадочных пиритовых залежей, а на более поздней стадии, в условиях начала захоронения рудных залежей под вулканитами и осадками, продолжалось метасоматическим способом, в форме отложения минералов меди, цинка и других

элементов на пиритовой основе. Рудообразование в более зрелых рудно-магматических системах, включающих большие объемы кислых расплавов, было связано с формированием контрастных (модель Б–1) и непрерывных (модель Б–2) комплексов. Оно, по ранним представлениям автора, протекало в течение одного этапа, включающего несколько рудно-магматических стадий (модель Б–1) или в течение двух этапов (модель Б–2), в поздний из которых формировалось барит-полиметаллическое оруденение, часто уже не на морском дне, а на некоторой глубине, на субвулканическом уровне.

Важная роль в рудообразовании, по данным выполненных палеовулканических реконструкций, отводилась кислым экструзивным куполам и, особенно, субмаринным кальдерам. Значение последних представлялось особенно существенным для всех типов рудно-магматических систем, так как формирование кальдер должно способствовать активной циркуляции морских вод по радиальным и кольцевым трещинам, проникновению их в зоны магматических очагов и образованию рудогенерирующих конвективных гидротермальных ячеек. Такой механизм рудообразования (рециклинг) обсуждался рядом исследователей [Large, 1977; Ohmoto, 1978; Кривцов, 1982; Франклин и др., 1984], а автором принимался в связи с тем, что субмаринные кальдеры или вулканогенные кольцевые структуры были им с коллегами установлены на большинстве детально изученных колчеданных месторождений и рудных полей Южного Урала: Юбилейном, Маканско-Октябрьском, Подольском, Узельгинском и других.

«Рудно-геохимическая», по выражению ее автора, модель В. А. Прокина базируется на обширном материале трехтомной коллективной монографии [Медноколчеданные..., 1985, 1988, 1992], в которой рассмотрены практически все известные месторождения Урала — их геологическое строение, условия размещения и формирования. В этой модели основное внимание сосредоточено на образовании отдельных колчеданных залежей, среди которых выделяются 2 типа: незональный (Блявинское и др. месторождения) и зональный, с характерной для большинства колчеданных месторождений Урала сменой от лежащего к висячему боку пиритовых руд халькопирит-пиритовыми и халькопирит-сфалерит-пиритовыми. Образование залежей массивных сульфидов, их зональности, а также строения столба метасоматитов в подрудной части объясняется двухстадийной моделью: «В первую стадию имело место гидротермально-осадочное рудоотложение в депрессиях подводного вулканического рельефа, а во вторую стадию, то есть после перекрытия руд вмещающими породами, — гидротермально-метасоматическое» [Медноколчеданные..., 1992, с. 246]. В. А. Прокиным также рассмотрена вероятная частичная регенерация рудного вещества и изменение формы залежей в процессе

деформаций. Приведены доводы за и против схемы рециклинга и отдается предпочтение магматическому происхождению рудообразующих растворов, хотя и не отрицается участие в них морской воды.

Позднее автором был предложен новый вариант геологической модели колчеданного месторождения Уральского типа, возникший в результате анализа данных по южноуральским месторождениям и детального комплексного изучения месторождений, являющихся рудной базой Учалинского горно-обогатительного комбината (Учалинского, Новоучалинского, им. XIX партсъезда, Узельгинского, Молодежного и др.) [Минеральные..., 1994]. Этой модели автор придерживается и в настоящее время (рис. 1). Она представляет собой палеовулканическую постройку кальдерного типа с центральным палеовулканом и магматическим очагом под ним. Последний служил энергетическим источником, приводившим в движение гидротермальную конвективную систему: на флангах постройке вдоль кальдерных разломов морская вода поступала в область магматического очага, нагревалась и поднималась к морскому дну, на уровне которого происходило рудоотложение. На путях циркуляции растворов, как нисходящих, где морская вода имела низкие температуры, так и восходящих, где температура раствора поднималась до 400°C и, возможно, выше, гидротермы «выщелачивали» из вмещающих пород петрогенные (K, Ca, Mg), рудообразующие (Fe, S, Cu, Zn и др.) и сопутствующие компоненты, которые отлагались в области геохимических барьеров. Основным из них было морское дно и накопившиеся в его депрессиях рыхлые осадки.

Принципиальная модель колчеданной залежи включает 2 главных элемента: рудоподводящий канал и область рудоотложения. Рудоподводящими каналами на уральских месторождениях обычно служат зоны дробления крутопадающих разрывных нарушений сбросового типа. Их верхние части содержат вкрапленное оруденение и иногда вмещают жиллообразные апофизы и линзы колчеданных руд. Основная область рудоотложения — дно моря и относительно тонкий слой илистых осадков, а также подстилающие вулканиты — туфы, эффузивы, экструзивные брекчии, гиалокластиты, раздробленные при соприкосновении лавы с морской водой и впоследствии разрушенные гальмиролизом и процессами гидротермального метаморфизма. В целом, область рудоотложения в типичном виде представляет собой уплощенную линзу с характерным углублением в подошве («ванной»), образовавшимся в области выходов на морское дно рудоподводящих каналов. Такие формы рудных залежей многократно наблюдались автором в карьерах южноуральских месторождений. Они характерны как для мелких линз (рис. 2), так и для основных промышленных залежей. По представлениям автора, рудообразование осуществлялось следующим

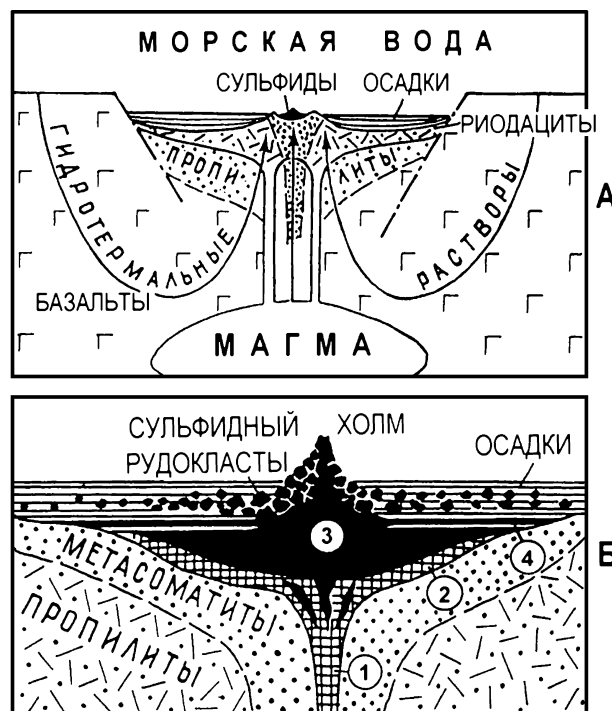


Рис. 1. Принципиальная модель рудогенерирующей вулканической постройке (А) и медно-цинковоколчеданной залежи (Б) Уральского типа

Цифры в кружках: 1—зона рудоподводящего канала; 2—4—область рудоотложения: 2—зона дезинтегрированных вулканитов, замещаемых сульфидами; 3—локальная депрессия морского дна, заполненная сульфидными и терригенными илами; 4—зона отложения слоистых вулканогенно-осадочных руд

образом, регулируясь температурами гидротермальных растворов, режимом S, O, pH и Eh. В верхней части рудоподводящего канала и в зоне раздробленных вулканитов отложение сульфидов происходило метасоматическим путем, реже — в открытых полостях трещин и межслоевых зон. В «ваннах», заполнявшихся сульфидными илами и терригенными осадками, процессы седиментогенного и метасоматического отложения сульфидов тесно переплетались между собой. Чередующиеся слойки глинистого, алевро-песчанистого и сульфидного материала под воздействием новых порций растворов подвергались метасоматозу и в итоге полностью (или почти полностью) замещались сульфидами, о чем свидетельствуют реликты слоистых структур и текстур в основаниях рудных залежей [Минеральные..., 1994, табл. 3, 5–8]. В верхней зоне рудоотложения преобладали процессы хемогенного осаждения сульфидов, выпадавших из гидротермальных растворов при их смешении с морской водой. Параллельно с этими процессами над рудоподводящими каналами происходило формирование сульфидных холмов и последующее их разрушение с образованием горизонтов рудокластов (см. рис. 1б), подобное тому, которое наблюдалось в областях современного сульфидообра-

зования в океанах [Franchteau et al., 1979; Лисицын, 2000]. Образование характерной для уральских колчеданных месторождений зональности рудных тел, вектор которой, как показало ее изучение [Минеральные..., 1994], направлен не только снизу вверх, от подошвы к кровле, но и по латерали, от рудоподводящих каналов к флангам, объясняется, по данным автора, как последовательным накоплением сульфидов железа, меди и цинка по мере роста сульфидного тела снизу вверх и в стороны от рудоподводящего канала, так и пере-

распределением меди и цинка вследствие растворения цветных металлов в нижних частях залежей и перетолжения их на более высоких уровнях сульфидных тел, как считал В. А. Прокин. Процессы отложения и перетолжения сульфидов меди и цинка регулировались, главным образом, температурным фактором: температуры насыщения раствора относительно Cu близки к 350°C, а относительно Zn — к 200°C, что совпадает с прямыми замерами температур гидротермальных растворов на дне Тихого океана [Solomon, Walshe, 1979].

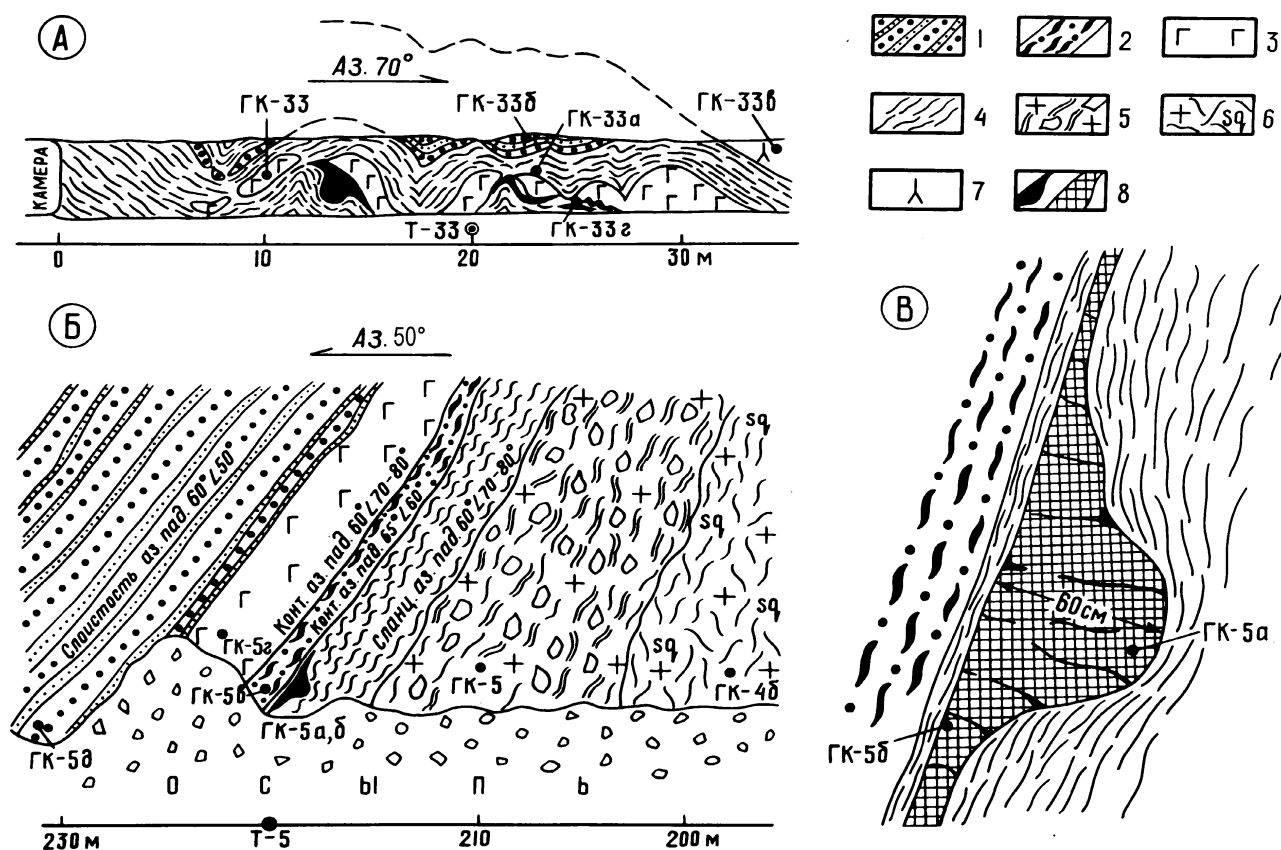


Рис. 2. Характерные формы линзовидных колчеданных залежей Гайского месторождения. Зарисовки бортов карьера № 1 (выполнены автором): А – северо-западный борт, горизонт 240 м; Б – южный борт, горизонт 250 м; В – фрагмент зарисовки Б

Условные обозначения: 1 – ритмично-слоистые породы: туфы, туфопесчаники, кремнистые алевролиты и пелитолиты; 2 – игнимбритовидные туфы кислого состава; 3 – базальты; 4 – серицитовые сланцы по туфам базокварцевых и кварцевых риодацитов; 5 – серицит-кварцевые брекчиевидные метасоматиты по лавобрекциям базокварцевых риодацитов; 6 – серицит-кварцевые метасоматиты по базокварцевым риодацитам с тонкой вкрапленностью пирита; 7 – габбро-диабазы; 8 – медноколчеданные руды (черное – на зарисовках А, Б)

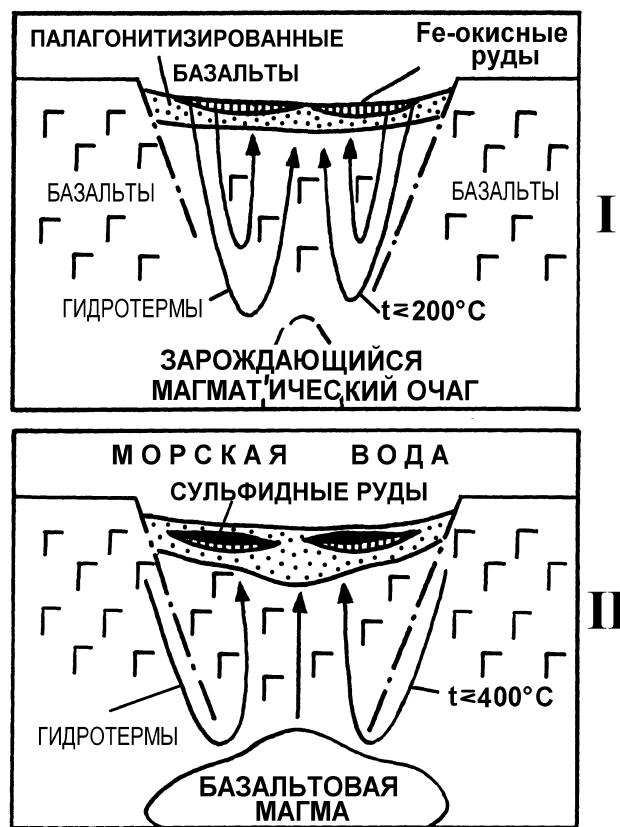
Разнообразные аспекты колчеданообразования, связанные с рассмотренной геологической моделью, изучались рядом исследователей. В последнее время автором совместно с А. М. Косаревым разработаны геолого-геохимическая и метаморфогенно-метасоматическая модели образования уральских колчеданных месторождений в палеокальдерах [Серавкин, Косарев, в печати]. Эти модели требуют специального обсуж-

дения и здесь не приводятся. Модель рудной и около-рудной седиментации обоснована В. В. Масленниковым и В. В. Зайковым. Изучение состава и строения руд и палеогидротермальных полей ряда южноуральских месторождений (Яман-Касинского, Талганского, Молодежного, Октябрьского и других) и сравнение их с сульфидными накоплениями в современных зонах спрединга, в частности, сравнение строения сульфидных

труб, обнаруженных В. В. Масленниковым, с таковыми из «черных курильщиков», позволили миасским исследователям представить новую модель формирования колчеданоносных палеогидротермальных полей, которая согласуется с нашей геологической моделью [Минеральные..., 1994], но гораздо более детально раскрывает механизм роста, разрушения, подводного окисления и захоронения сульфидных залежей [Масленников, Зайков, 1998; Масленников, 1999]. Выделяется 4 основные стадии (этапа) этого процесса: 1) гидротермального рудоотложения и эдафогенного разрушения, 2) полного окисления (в подводных условиях — гальмиролиза), 3) эруптивного разрушения и 4) захоронения сульфидных построек. По данным В. В. Масленникова, современный облик уральских колчеданных залежей в значительной мере обязан процессам кластогенной седиментации, протекавшим в течение указанных стадий.

**Модель колчеданного месторождения Домбаровского типа** раньше специально не рассматривалась. Она принципиально не отличается от предыдущей, имея, вместе с тем, ряд особенностей, связанных с геологическим положением домбаровских месторождений. Сходство с геологической моделью Уральского типа определяется формированием домбаровских месторождений в субмаринных кальдерах (рис. 3). Характерное для некоторых из этих структур развитие многочисленных пластообразных рудных залежей, расположенных на нескольких сближенных уровнях внутрикальдерного комплекса, как это имеет место на Летнем месторождении [Медноколчеданные..., 1988], типично также и для медно-цинковоколчеданных месторождений, например, Узельгинского или Маканско-Октябрьского рудных полей [Серавкин, 1986]. Основные черты отличия — медноколчеданный состав руд, повышенные в них содержания кобальта и присутствие магнетитовых залежей — по всей видимости, связаны с положением домбаровских месторождений среди базальтов. Как и в существенно медных месторождениях Уральского типа, залегающих над базальтами, но ниже кислых пород, обогащение руд медью объясняется извлечением этого металла из подстилающих основных пород. Источником кобальта могли быть глинистые сланцы и базальты предположительно ордовикского возраста, относительно обогащенные этим элементом. Породы такого состава вскрыты скважинами на глубоких горизонтах под базальтами киембаевской (D<sub>1</sub> em) свиты [Рыкус, 1992]. Возможно, в ордовикской (?) кремнисто-базальтовой формации присутствуют и ультрамафиты, так как эта ассоциация по петрохимическим особенностям близка к офиолитовой [Вулканизм..., 1992].

По поводу происхождения магнетитовых залежей, подстилающих сульфидные рудные тела и отчасти находящихся внутри них на домбаровских месторождениях, существуют различные точки зрения. Автору импонируют по этому вопросу представления А. Г. Злот-



**Рис. 3. Модель формирования медноколчеданного месторождения Домбаровского типа**

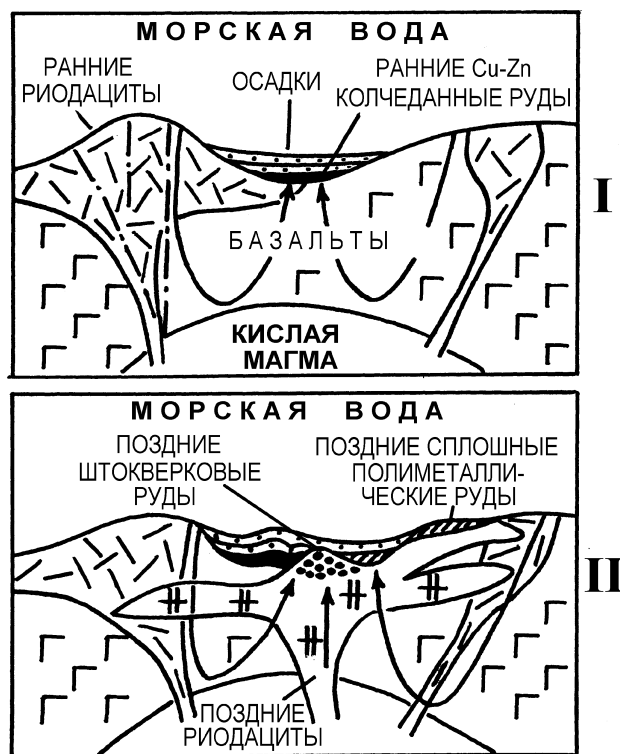
I – ранняя (железоокисная), II – поздняя (основная сульфидная) стадии

ника-Хоткевича, показавшего с высокой долей вероятности возможность образования железокисных, в том числе, маггемит-магнетитовых, руд в процессе палагонитизации базальтов. Известно, что при этом процессе содержания железа в корках закалки (гиалокластитах, краевых зонах «подушек» пиллоу-лав) существенно возрастают. Действительно, на большинстве месторождений Мугоджар (им. 50 лет Октября, Весеннем, Летнем, Осеннем, Приорском и других) колчеданные руды и ассоциирующиеся с ними маггемит-магнетитовые залежи локализованы в толщах пиллоу-базальтов и гиалокластитов [Злотник-Хоткевич, 1984, 1986]. Температуры образования маггемит-магнетитовых руд не превышают 200°C [Злотник-Хоткевич, Кузмичева, 1981]. Приведенные сведения позволяют наметить основные черты колчеданообразования на месторождениях Домбаровского типа. На ранней стадии циркуляции гидротермальных растворов, имевших относительно низкие температуры и высокий потенциал кислорода, происходило образование железокисных руд, для которых основным источником железа служили палагонитизированные базальты. Затем, после формирования более зрелого близповерхностного базальтового магма-

тического очага, увеличения температур восходящего потока растворов и резкого возрастания потенциала серы, начали отлагаться сульфидные залежи. Их образование происходило, в целом, выше уровня окисных руд и осуществлялось гидротермально-осадочным способом, о чем свидетельствуют: 1) пластовые формы рудных тел, их согласное залегание и четкие контакты с вмещающими базальтами, 2) слоистые текстуры руд и послойное распределение рудообразующих элементов, 3) отсутствие или очень слабое развитие под рудными залежами вкрапленной сульфидной минерализации и хорошо выраженных секущих зон гидротермально измененных пород [Злотник-Хоткевич, 1979; Рыкус, 1992]. Последняя особенность характерна и для месторождений Уральского типа, залегающих на базальтовом основании, например, для Юбилейного месторождения [Серавкин, 1986]. Отсутствие хорошо выраженных зон серицит-кварцевых метасоматитов, вероятно, связано с иными, чем на месторождениях Уральского типа, параметрами рудообразующих растворов, фильтровавшихся только через базальты. В частности, растворы домбаровских месторождений, вероятно, обладали более низкой кислотностью, чем рудообразующие растворы месторождений Уральского типа, измеряющейся  $pH = 2-5$  [Медноколчеданные..., 1992, с. 247]. Соответственно, гидротермальные растворы месторождений Домбаровского типа обладали меньшей способностью к кислотному выщелачиванию и формированию подрудных зон метасоматитов. Впрочем, этот вопрос требует дополнительных исследований. Еще одной особенностью домбаровских месторождений является, по-видимому, их относительно быстрое захоронение под надрудными базальтами, с чем связано отсутствие или малое распространение кластогенных руд.

**Модель колчеданного месторождения Баймакского типа** существенно отличается от рассмотренных выше моделей двухэтапным рудообразованием (рис. 4, см. рис. 6). Эталонными для этой модели послужили все месторождения Баймакского рудного района [Колчеданные..., 1973] и, в особенности, месторождения Бакр-тау и Таш-тау, на которых двухэтапное рудообразование проявилось наиболее отчетливо [Серавкин, 1986; Геология..., 1997]. Особенностью формирования баймакских и близких к ним месторождений в других районах Южного Урала является совмещение относительно ранних медно-цинковоколчеданных руд с более поздними золото-колчеданно-полиметаллическими и золото-баритовыми рудами. Такое совмещение в одних случаях происходило в пределах рудных тел, в других случаях — в пределах месторождений или рудных полей. В первом случае установить этапность сложно или невозможно, так как руды обоих этапов телескопированы в одном геологическом теле; во втором случае руды разных этапов локализованы в различных рудных телах, как это имеет место на месторождениях

Бакр-тау и Таш-тау. Разновозрастность ранних медно-цинковых и более поздних золото-барит-полиметаллических руд позволяет установить присутствие экстрезивных и субвулканических тел крупнопорфировых кварцевых дацитов и риодацитов, внедрение которых происходило в промежутке между рудными этапами.



**Рис. 4. Модель формирования золото-колчеданно-полиметаллического месторождения Баймакского типа**

I – ранний медно-цинковоколчеданный, II – поздний золото-барит-полиметаллический этапы

Основываясь на данных по Бакр-тау и Таш-тау — наиболее изученным автором месторождениям Баймакского района — модель формирования месторождения Баймакского типа в схематическом изображении выглядит следующим образом (см. рис. 4).

Ранний этап рудообразования осуществлялся гидротермально-осадочным способом в локальных депрессиях на склонах кислых экстрезивных куполов (Бакр-тау) или в рифтовой долине, осложнявшей базальтовое поднятие, находившееся внутри вулканотектонической депрессии (Таш-тау). В обоих случаях линзовидные и пластообразные тела медно-цинковоколчеданного (Бакр-тау) или медноколчеданного (Южное Таш-тау) состава локализованы в слоистых вулканогенно-осадочных горизонтах согласно с напластованием, и сами обладают слоистыми текстурами. Рудные тела раннего этапа и сопровождающие их измененные породы прорваны и деформированы экстрезивными и

субвулканическими кварцевыми риодацитами поздней группы. Рвущие контакты этих тел по отношению к ранним кислым экструзивным и эффузивным образованиям и к оруденению раннего этапа наблюдались в подземных горных выработках Бакр-тау и карьере Таш-тау [Серавкин, 1986; Разрывная..., 2001]. Поздний этап рудообразования наступил после внедрения кислых пород экструзивно-субвулканического комплекса и выразился в образовании сульфидных полиметаллических руд штокверкового и массивного типов, а также жильного золото-кварц-баритового оруденения. Все разновидности руд позднего этапа локализованы внутри или в контактах кварцевых риодацитов поздней группы. Штокверковые руды состоят из прожилков кварца, пирита, сфалерита и галенита, локализованных в куполовидном выступе экструзивного (или субвулканического) тела кварцевых риодацитов, превращенных в массивные серицит-кварцевые метасоматиты (рудное тело № 3 Бакр-тау). Сплошные и густовкрапленные полиметаллические руды образуют пластообразное тело внутри экструзивных кварцевых риодацитов. Густовкрапленные руды обладают ритмично-слоистой текстурой, обусловленной чередованием маломощных слоев (1–3 мм), сложенных зернами пирита, сфалерита и халькопирита, а также преобладающих сфалерита и галенита, разделенных хлоритовыми прослоями. Сплошные руды обладают отчетливой зональностью: от подошвы к кровле пластообразного рудного тела халькопирит-пиритовые руды сменяются почти мономинеральными сфалеритовыми и галенитовыми. Все зоны представлены рудами сплошного (массивного) сложения. Мощности отдельных зон составляют 5–20 см, в общем уменьшаясь снизу вверх. Такая зональность напоминает смену «желтых руд» (пирит-халькопиритовых) «черными рудами» (сфалерит-галенитовыми) на месторождениях типа Куроко [Geology..., 1974]. На месторождениях Уральского типа, как уже отмечалось, смена пиритовых руд халькопирит-пиритовыми и далее халькопирит-сфалерит-пиритовыми и сфалерит-пиритовыми является обычной, но, в отличие от японских месторождений, смена типов руд происходит постепенно и различные минеральные их типы в большинстве случаев имеют пиритовую основу. Жильные кварц-баритовые тела с высокими содержаниями золота (до 190 г/т) отрабатывались на флангах Бакр-тауского месторождения. Они были локализованы в зонах разрывных нарушений, следующих вдоль контактов тел позднего экструзивно-субвулканического комплекса.

Образование полиметаллических руд Баймакского типа происходило в эндоконтактах субвулканических и экструзивных тел метасоматическим путем, а также гидротермально-осадочным способом на поверхности субмаринных экструзивных куполов. Метасоматическое рудообразование позднего этапа имело место на Бакр-тауском, Восточно- и Ново-Семеновских, Балта-тауском

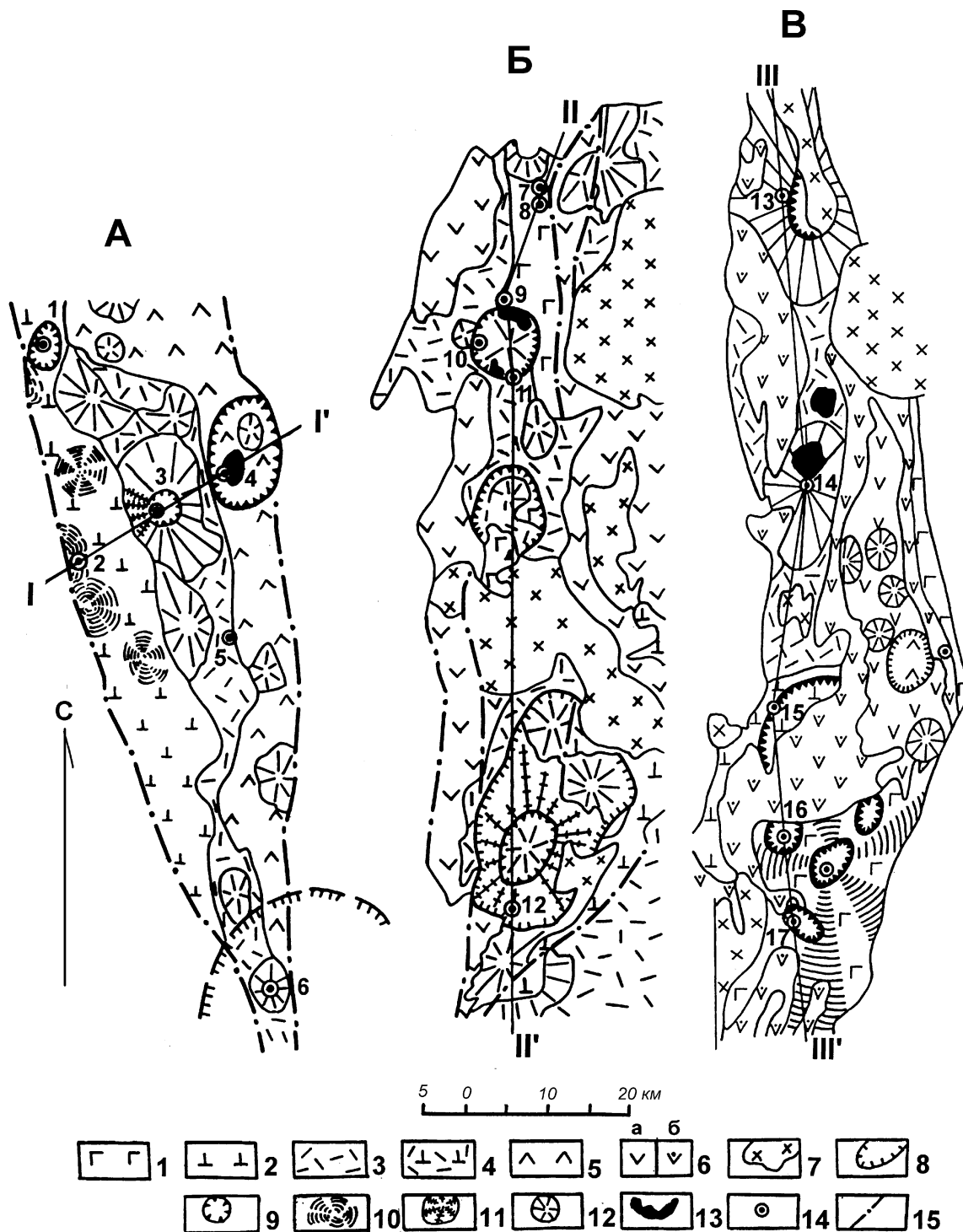
и других месторождениях баймакской группы. Этим способом были образованы штокверковые и вкрапленные золото-колчеданно-полиметаллические руды. Гидротермально-осадочные руды формировались в экзоконтактах экструзивных тел кварцевых риодацитов на Бакр-тауском, Майском и других месторождениях Баймакского рудного района. Об этом, кроме пластообразных форм, слоистых текстур рудных тел и их асимметричной зональности, свидетельствуют сульфидные обломки (рудокласты) в надрудных горизонтах вулканогенно-осадочных пород. Например, сульфидные обломки встречаются в брекчиях полимиктового состава над рудными телами Майского месторождения, а в полимиктовых песчаниках в кровле рудных тел Балта-тауского месторождения обнаружены многочисленные полуокатанные зерна малахита [Серавкин, 1986].

Подводя итог характеристике разных типов колчеданных месторождений Южного Урала, важно еще раз подчеркнуть их принадлежность к единому семейству, определяемую общностью условий формирования, сингенетичностью с процессами вулканизма, порождающими эти месторождения. Даже в наиболее «растянутом» во времени, двухэтапном рудообразовании на золото-колчеданно-полиметаллических месторождениях Баймакского типа оба рудных этапа не выходят за пределы одного (эмского) цикла вулканизма, в результате которого были сформированы непрерывные (базальт-андезит-риодацитовые) комплексы риолит-базальтовой формации.

**Проблема кольцевых структур** активно обсуждалась в 70-х и 80-х годах прошлого столетия. Для всей территории СССР была составлена карта кольцевых структур, изучение их было проведено и на Южном Урале при выполнении геологосъемочных и тематических работ [Серавкин, Косарев, 1977; Косарев, 1985; Косарев, Серавкин, 1983; Серавкин, 1986]. На восточном склоне Южного Урала, в Магнитогорском мегасинклинии, восточных зонах и, отчасти, в западном обрамлении зеленокаменного пояса путем дешифрирования аэро- и космических фотоснимков, в комплексе с анализом геологических и геофизических, главным образом, гравиметровых данных были выявлены кольцевые структуры 3-х типов: 1) совпадающие с вулканическими и вулкано-тектоническими постройками; 2) обрамляющие крупные интрузивные массивы и совпадающие с кольцевыми интрузивами; 3) секущие разнообразные, в том числе, и резко разновозрастные геологические образования.

**Кольцевые структуры 1-го типа** (рис. 5), имеющие (в одних случаях — с высокой степенью вероятности, а в других — бесспорно), вулканическую природу, были установлены при специальных палеовулканологических исследованиях [Колчеданные..., 1973; Среднепалеозойский..., 1983; Серавкин, 1986; Вулканизм..., 1992 и др.]. Эти структуры имеют различные формы и раз-





**Рис. 5. Палеовулканологические схемы колчеданосных зон Магнитогорского палеовулканического пояса: А – Тубинско-Гайской, Б – Учалинско-Александринской, В – Джусинско-Домбаровской**

1–6 – вулканогенные формации и субформации: 1 – базальтовая, 2 – риолит-базальтовая, 3 – базальт-андезит-риодацитовая, 4 – совмещенные риолит-базальтовая и базальт-андезит-риодацитовая, 5 – гибридная непрерывная, 6 – андезит-базальтовая; фашии зоны активного вулканизма (а) и удаленные от вулканических центров (б); 7 – интрузивные породы; 8–13 – вулканоструктуры: 8 – вулканотектонические депрессии, 9 – кальдеры, 10 – щитовые риодацит-базальтовые вулканы, 11 – базальт-андезитбазальтовые стратовулканы, 12 – стратовулканы дифференцированного состава, 13 – кислые экструзивные и субвулканические постройки; 14 – колчеданные месторождения: 1 – Юбилейное, 2 – Бурибайское, 3 – Маканское и Октябрьское, 4 – Подольское, 5 – Мамбетовское, 6 – Гайское, 7 – Учалинское, 8 – Новоучалинское, 9 – Озерное, 10 – Узельгинское, 11 – Молодежное, 12 – Александринское, 13 – Джусинское, 14 – Барсучий лог, 15 – Акжарское, 16 – Летнее, 17 – Левобережное; 15 – разломы

меры, от 0,5–1,0 км до 20–50 км в диаметре, обусловленные концентрическим размещением литологических и фациальных типов вулканических пород и степенью их деформированности. Наиболее выраженные кольцевые структуры вулканогенного происхождения сохранились в Баймакском и Бурибай-Маканском рудных районах, где они представлены сравнительно правильными кольцами, что объясняется слабой деформированностью отдельных блоков вулканогенной зоны. Примерами могут служить неоднократно рассмотренные в публикациях Подольская кольцевая структура диаметром 17 км, совпадающая с одноименным кальдера-вулканом [Серавкин, Косарев, 1983; Косарев, Серавкин, 1983], структура Майского рудного поля диаметром около 2-х км [Серавкин, 1986] и многие другие (см. рис. 5). Вулканогенные кольцевые структуры, залегающие в более деформированных блоках, имеют форму овалов, например, Александринская, Джусинская или Подольская структуры, сплюснутые в широтном направлении (см. рис. 5). Показательным примером хорошо изученных слабо деформированных вулканогенных кольцевых структур является Бакр-тау (Таш-тауское рудное поле, изображенное на рис. 6 [Геология..., 1997; Разрывная..., 2001]). Здесь установлены 2 изометричные структуры: Бакр-тауская брахиантиклинальная и Таш-тау-Абей-сазовская брахисинклинальная, соответственно, сформированные при деформациях вулканокупольной и вулканодепрессионной построек. Обоим вулканическим сооружениям соответствуют на глубине куполообразные выступы субвулканического массива плагиогранитов, представляющего собой застывший магматический очаг, «питавший» проявления кислого вулканизма Бакр-тауского и Таш-тауского вулканических центров (см. разрез на рис. 6). В процессе деформаций вулканические постройки приобрели слабо выраженное северо-восточное простирание. В центре каждой постройки А. М. Косаревым при дешифрировании аэрофотоснимков обнаружены кольцевые структуры. Они имеют меньшие диаметры, чем палеовулканические постройки, но более правильные формы и пересекают контуры фациальных и петрографических разновидностей слагающих эти постройки пород, как бы накладываясь на палеовулканические сооружения (см. рис. 6). Такие же в принципе соотношения существуют между палеовулканическими и дешифрируемыми элементами Подольской кольцевой структуры [Серавкин, Косарев, 1977; Среднепалеозойский..., 1983]. Дешифрируемые трещины кольцевой системы, в общем совпадающие с контурами палеокальдеры, отчетливо проявляются не только в пределах кальдерного комплекса, но и в перекрывающей кальдера-вулкан пятисотметровой толще улутауской свиты (рис. 7). Среди улутауских отложений поздние трещины кольцевой системы местами пересекают мелкие складки, присутствующие в улутауских отложениях, залегающих в целом субгоризонтально [Серавкин, Косарев, 1977, с. 41].

тауских отложениях, залегающих в целом субгоризонтально [Серавкин, Косарев, 1977, с. 41].

Наряду с кольцевыми структурами, совпадающими с отдельными палеовулканами диаметром от 0,5–1,0 до 15–20 км, были установлены более крупные кольцеобразные структуры, очерчивающие группы палеовулканических аппаратов; их диаметры составляют около 50 км. Такова сильно сжатая в широтном направлении эллипсоидная Бурибайская структура [Косарев, 1985, с. 37].

Таким образом, в кольцевых структурах рассматриваемого типа совмещены разновозрастные образования: кольцеобразные в плане палеовулканические постройки (палеокальдеры, палеовулканы купольного строения и их ансамбли) девонского возраста и более поздние по отношению к ним системы кольцевых трещин, вероятно, неотектонического происхождения.

Кольцевые структуры 1-го типа обычно хорошо выражены в физических полях, особенно, в поле силы тяжести, а также в магнитном поле, что вполне естественно, так как вулканоструктуры, как правило, сложены комплексами пород, контрастных по плотностным и магнитным свойствам (базальт – риодацит). Например, Майское или Узельгинское (Межозерное) рудные поля, в которых большие массы кислых пород окружают базальтовые «ядра», на планах локальных аномалий силы тяжести представлены кольцевыми структурами с положительными аномалиями в центрах и отрицательными аномалиями по перифериям. Такие примеры многочисленны. В 1960-х годах башкирскими геофизиками И. Е. Вавиловым и А. А. Цветковой были выполнены специальные исследования в Баймакском и Бурибай-Маканском рудных районах, показавшие высокую степень отображения палеовулканических структур на планах локальных аномалий силы тяжести с разными радиусами осреднения.

**Кольцевые структуры 2-го типа** по соотношениям с геологическим пространством близки к рассмотренным выше, выражаясь в нем не менее определенно. Наиболее крупными и хорошо выраженными являются Джабык-Карагайская, Айдырлинская, Джетыгаринская, Домбаровская, Буруктальская структуры главного гранитного пояса Урала, совпадающие с известными гранитными массивами и вмещающими их гнейсовыми куполами. А. М. Косаревым, установившим эти структуры, они именуется «полицентрическими мегаструктурами» в связи с крупными размерами, иногда превышающими 100 км и присутствием в ряде случаев в пределах больших колец нескольких более мелких кольцевых структур. Последние совпадают с кольцевыми интрузивами и вулканическими постройками. Гранитные массивы отчетливо проявлены в гравитационном поле, в особенности такие, как Ахуново-Карагайский, залегающий среди вулканитов с контрастными по отношению к гранитам плотностными свойст-

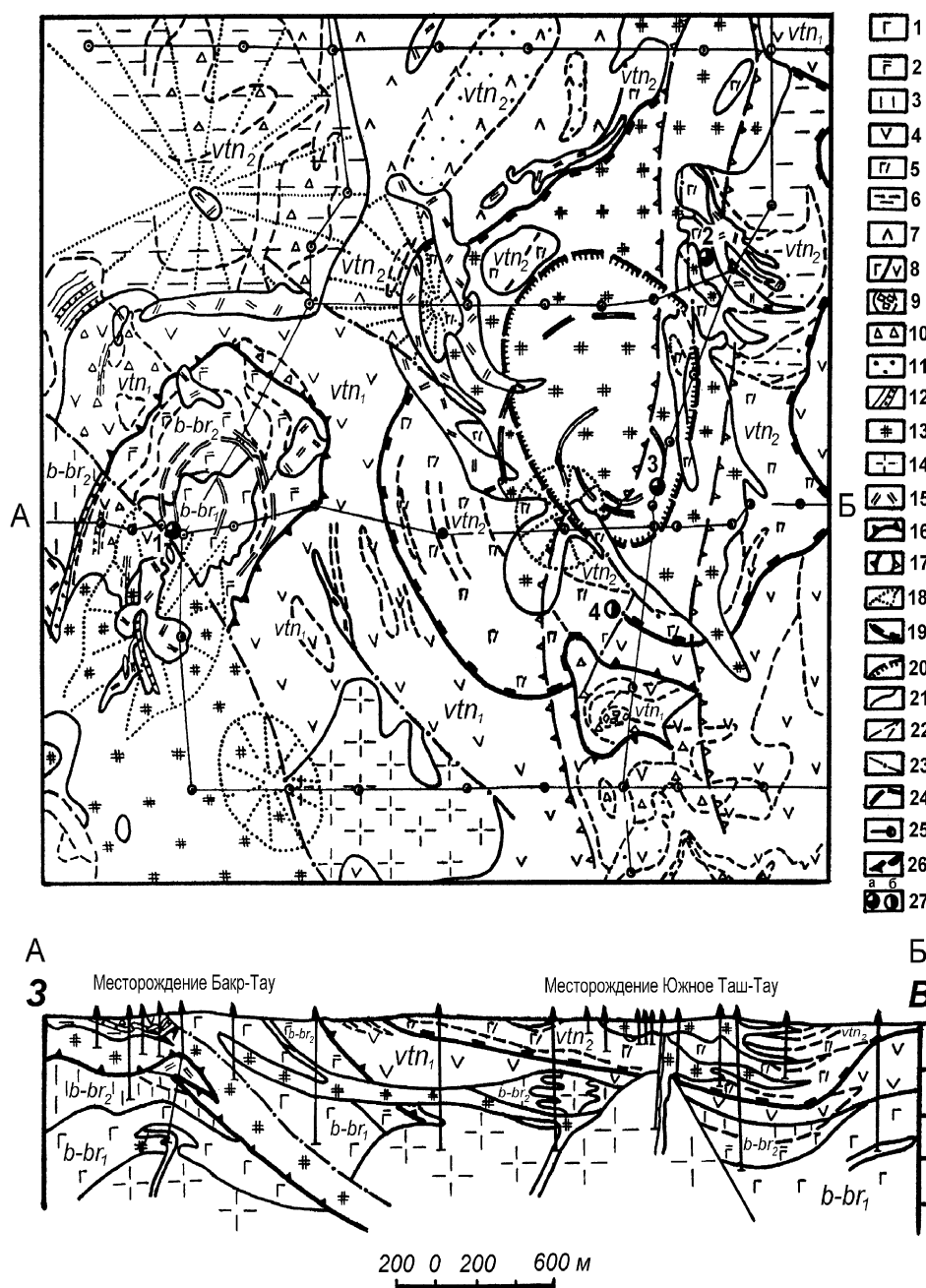
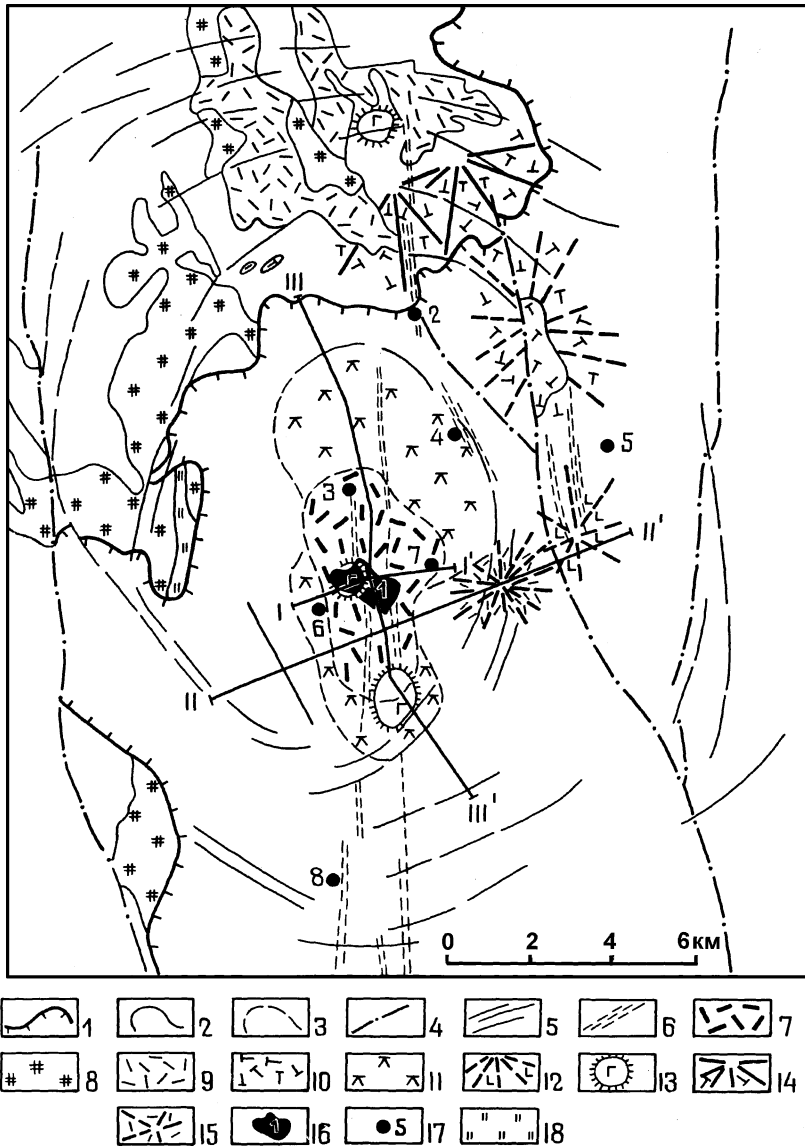


Рис. 6. Палеовулканологическая карта и разрез рудного поля Бакр-тау – Абей-саз – Таш-тау. Составил И. Б. Серавкин

1–3 – баймак-бурибаевская свита (D1 em b-br): 1 – нижняя толща (b-br<sub>1</sub>), базальты афировые, 2–3 – верхняя толща (b-br<sub>2</sub>): 2 – переслаивающиеся базальты и кислые эффузивы, 3 – кислые эффузивы и экструзивные тела; 4–7 – верхнетаналыкская свита (D1 em vtn): 4 – нижняя толща (vtn<sub>1</sub>), преобладающие андезитовые порфириды и туфы среднего состава, 5–7 – верхняя толща (vtn<sub>2</sub>): 5 – базальты, андезибазальты, дациты, риодациты и туфы разнообразного состава, 6 – кислые эффузивы, 7 – андезиты и туфы среднего состава; 8–15 – фациальные обозначения: 8 – эффузивные фации (знак толщ без дополнительного крапа), 9–11 – пирокластические фации: 9 – жерловые, 10 – вулканических конусов, 11 – межвулканических депрессий; 12 – тефроиды, яшмоиды; 13 – субвулканические и экструзивные тела поздней группы (кварцевые риодациты мегафировые); 14 – плагиограниты и плагиодиориты; 15 – экструзивные и субвулканические тела ранней группы (кварцевые риодациты средне- и крупнокварцевые); 16–22 – геологические и фациальные границы: 16 – стратовулканов и эффузивных вулкано-купольных построек, 17 – погребенных палеовулканических гряд, 18 – кислых вулканических построек, 19 – палеовулканических депрессий, 20 – кальдер, 21 – субвулканических и экструзивных тел, 22 – разных типов пород; 23 – разрывные нарушения; 24 – кольцевые разломы (по данным дешифрирования аэрофотоснимков, выполненного А. М. Косаревым); 25 – скважины; 26 – рудные тела (на разрезе); 27 – месторождения: а) золото-колчеданно-полиметаллические и б) медноколчеданные: 1 – Бакр-тау, 2 – Северное Таш-тау, 3 – Южное Таш-тау, 4 – Абей-саз



**Рис. 7. Структурно-палеовулканологическая схема Подольского рудного поля. Составлена А. М. Косаревым и И. Б. Серавкиным**

1 – граница вулканомиктовых отложений улутауской свиты и яшм бугульгырского горизонта; 2 – прочие геологические границы; 3 – условные контуры; 4 – линейные разломы; 5 – дешифрируемые линии кольцевых разломов; 6 – зоны расщепления; 7 – рудоносный экструзивный купол; 8–10 – субвулканические тела: 8 – кварцевых мегафиров, 9 – мелкопорфировых кислых пород, 10 – трахидацитовых порфиров; 11 – экструзивные и субвулканические тела гибридных андезитоидов; 12 – базальт-андезито-базальтовые вулканические постройки центрального типа, перекрытые отложениями улутауской свиты; 13 – лаво-гиалокластитовые базальтовые купола; 14 – трахидацитовые постройки центрального типа (прерывистыми линиями показаны перекрытые сооружения); 15 – перекрытые постройки кислых мелкопорфировых пород; 16 – проекция Главной рудной залежи Подольского месторождения; 17 – рудопроявления (2 – Сукраковское, 3 – Северное, 4 – Северо-Подольское, 5 – Восточно-Подольское, 6 – Западное, 7 – Восточное, 8 – Южно-Подольское); 18 – зоны гидротермально измененных пород с сульфидной минерализацией

вами. В отличие от структур 1-го типа, в кольцевых структурах, связанных с гранитоидами, кольцевые трещины, проявленные в интрузивных породах, вероятно, являются прототектоническими. Вместе с тем, кольцевые системы в гнейсовом обрамлении массивов, по всей видимости, имеют неотектоническую природу, так как кроме гнейсов пересекают и наиболее молодые верхнепалеозойские отложения чехла Восточно-Уральского и Зауральского поднятий и восточного борта Магнитогорского мегасинклинория.

**Кольцевые структуры 3-го типа** пересекают разновозрастные комплексы, в том числе, и наиболее молодые палеозойские образования. Многие из этих структур хорошо выражены в современном рельефе, подчеркиваясь расположением речной сети. Они обладают наиболее правильными формами и сравнительно крупными размерами до 100 км. Примером служит Магнитогорская структура, дешифрованная А. М. Ко-

саревым [1985]. Ее диаметр составляет около 100 км, центр совпадает с известным месторождением горы Магнитной. Другой пример — кольцевая структура, также выявленная А. М. Косаревым, диаметром около 60 км, в центре которой расположено Блявинское месторождение. Кольцевые трещины обеих структур пересекают разновозрастные породы, слагающие различные складчато-надвиговые и покровные элементы деформационной структуры Южного Урала. Так, Блявинская структура располагается в пределах Сакмарской аллохтонной зоны, захватывая также метаморфические породы хребта Урал-Тау, каменноугольные отложения Зилаирского синклинория и передовой зоны складчатости, а также, отчасти, офиолитовые комплексы зоны Главного Уральского разлома. С Магнитогорской кольцевой структурой, как отмечалось раньше [Косарев, Серавкин, 1983], вместе с тем, совпадают некоторые элементы геологического строения Магнитогорского

мегасинклинория, то есть, намечается некоторая унаследованность ее развития от предыдущей истории формирования и деформаций территории.

По этим данным, характерным и для других кольцевых структур 3-го типа, последние формировались в процессе реализации неотектонических напряжений в платформенный этап геологической истории Урала. Возмущающими объектами, послужившими причиной образования кольцевых трещин на поверхности при разрядке напряжений в земной коре, были, по-видимому, интрузивные массивы. Эти массивы, судя по крупным размерам кольцевых структур, расположены на значительных глубинах и тем глубже, чем больше диаметр кольцевой структуры. В любом случае, кольцевые структуры 3-го типа нуждаются в дополнительном изучении.

В последние годы интерес к кольцевым структурам Южного Урала возобновился в связи с исследованиями И. А. Хайретдинова с коллегами [1999], называющих их кольцевыми рудообразующими структурами (КРС). Рассмотрены Первомайская (в Баймакском районе), Учалинская (с центром в районе Ахуновского гранитного массива) и другие КРС. И. А. Хайретдинов связывает рудообразование в этих структурах с электрогеохимическими процессами (устные сообщения). Эти представления, сами по себе интересные, к сожалению, являются, по мнению автора, не более чем предположениями, так как электрогеохимическая природа кольцевых структур не обоснована, а приуроченность месторождений к их определенным зонам далеко не очевидна. Например, многие золоторудные месторождения находятся за пределами Учалинской КРС, достигающей в широтном пересечении 60 км. В целом, многочисленные жильные золото-кварцевые, штокверковые золото-альбититовые и прожилково-вкрапленные золото-сульфидные месторождения Учалинского рудного района контролируются линейными зонами разрывных нарушений сдвигового типа [Знаменский, Серавкин, Косарев, 2000; Разрывная..., 2001]. Кроме золоторудных месторождений, в зоне рудообразующей (по терминологии И. А. Хайретдинова с соавторами) Учалинской кольцевой структуры находятся колчеданные месторождения, рассматривающиеся совместно с золоторудными. Известно, что золоторудные месторождения формировались в позднеколлизонную эпоху ( $C_3-P$ ), в ассоциации с малыми интрузиями Балбукского субщелочного комплекса, радиологический Rb–Sr возраст которого 317 млн. лет [Горожанин, 1998], позднее гранитоидов Ахуновского массива, K–Ar возраст которых 330 млн. лет [Гаррис, 1997]. Учитывая относительно небольшой возрастной разрыв между становлением гранитоидов и формированием золоторудных месторождений в их обрамлении и игнорируя данные о контроле месторождений протяженными линейными зонами, можно связывать образование золоторудных место-

рождений с Учалинской кольцевой структурой. Однако этого нельзя сделать по отношению к колчеданным месторождениям Учалинского и Верхнеуральского рудных районов, также попадающим в «кольцевую зону рудных полей» [Хайретдинов и др., 1999, рис. 1], обрамляющую с запада Ахуновский гранитный массив. Твердо установлено, что колчеданные месторождения этих районов формировались синхронно с вулканитами карамалыташской и низов улутауской свиты, Rb–Sr возраст которых составляет 369 млн. лет [Горожанин, 1998], то есть значительно раньше образования ахуновских гранитов и всей связанной с ними кольцевой структуры. Колчеданные месторождения, несомненно, контролируются Учалинско-Александринской зоной развития колчеданоносной риолит-базальтовой формации. Эта зона имеет субмеридиональное простирание, установлена многолетними исследованиями и не связана прямо с более поздними гранитоидами [Прокин, 1977; Медноколчеданные..., 1985; Вулканизм..., 1992 и др.]. Тем не менее, исследования крупных кольцевых структур, выявляемых при анализе физических полей, несомненно, следует продолжать, разумеется, с обязательным учетом особенностей их геологического строения и развития.

**Контроль колчеданных месторождений разрывными нарушениями** рассматривался многими исследователями. Общепринятым стал вывод о расположении месторождений вдоль субмеридиональных разломов и зон расщепления, менее признанным — контроль разрывными нарушениями северо-западного и северо-восточного простираний. Были высказаны и представления о генетической связи колчеданного оруденения с надвигами и шарьяжами, движения по которым способствовали выделению энергии, необходимой для рудообразования [Казанцев и др., 1999]. Роль субмеридиональных разломов в размещении колчеданных месторождений трактовалась геологами крайне противоречиво в связи с тем, что вдоль многих нарушений движения возобновлялись неоднократно и возрастные соотношения рудообразования и конкретных фаз перемещений по разломам трудно определимы.

Закономерности размещения колчеданного оруденения на Южном Урале интенсивно изучались в шестидесятые – восьмидесятые годы минувшего столетия в процессе разведки месторождений и проведения тематических исследований. Основные критерии регионального и локального контроля оруденения, в том числе, и структурного контроля, сформулированы в ряде работ [Вопросы..., 1970; Структуры..., 1971; Колчеданные..., 1973; Типы..., 1973; Бородаевская и др., 1975, 1977; Структурный..., 1975; Прокин, 1977; Серавкин, 1986; Медноколчеданные..., 1985, 1988, 1992].

Региональный контроль колчеданного оруденения, в самых общих чертах, определяется следующими фак-

торами: 1) генетической связью колчеданных месторождений с риолит-базальтовой формацией, в особенности, с ее контрастной частью; как показано выше, тепло магматических очагов этой формации генерировало деятельность рудообразующих гидротермальных систем, а вмещающие породы служили источником вещества колчеданных залежей; 2) структурно-генетической связью с рифтовыми зонами предостроводужного и задугового спрединга, контролировавшими зарождение магматических очагов и последующее формирование палеовулканов; 3) ритмическим характером проявлений вулканизма, обуславливающим размещение оруденения на нескольких региональных стратиграфических уровнях, совпадающих с верхними горизонтами рудоносных формаций и субформаций; 4) преобладающим вулканогенно-осадочным способом формирования колчеданных месторождений Уральского типа, определяющим приуроченность руд одного ритма к узкому стратиграфическому интервалу — поверхности дна палеобассейна и приповерхностной зоне.

Факторы локального контроля колчеданного оруденения в значительной степени являются структурными. Месторождения Уральского типа, как правило, относятся к проксимальным, формировавшимся непосредственно над рудоподводящими разломами, поэтому различные элементы разрывной вулканотектоники существенно влияли на строение месторождений. Основной структурой рудного поля, определяющей его объем, служит вулканическая постройка центрального типа. В ее пределах размещение оруденения зависит от положения рудоподводящих зон, экструзивных тел, строения кальдер и их внутреннего выполнения, секториальных и кольцевых разломов и других элементов.

Основываясь на результатах указанных выше исследований, дополненных наблюдениями последних лет, автором выделяются 2 основных типа разломов, контролировавших размещение колчеданных месторождений и рудопроявлений: 1 — скрытые разломы субмеридионального простирания, представляющие собой реликты локальных рифтов островодужного этапа и 2 — сколовые зоны диагонального, преимущественно северо-западного, простирания, заложившиеся также на островодужном этапе и трассирующиеся дайками и субвулканическими телами.

**Скрытые разломы субмеридионального простирания** в пределах колчеданосных формаций контролируют размещение рудоносных вулканических построек, проявляются в пределах контрастной риолит-базальтовой субформации и ее базальтового основания. На более высоких стратиграфических уровнях рифтовые зоны перекрыты полями эффузивов и туфов дифференцированного состава, представляющих непрерывную базальт-андезит-риолитовую субформацию. Скрытые разломы выражены в виде полос шириной в первые км, протяженностью в десятки км. В таких зонах от-

мечаются цепочки палеовулканов центрального типа и линейные вулканические поднятия, дайковые системы различных направлений, поля гидротермально измененных пород, разрывные нарушения и зоны расланцевания продольной ориентировки. Локальные разрывные нарушения сбросового типа в пределах зон скрытых разломов обнаруживаются чаще всего ниже уровня развития оруденения. На аэрофотоснимках скрытые разломы обычно слабо выражены или вообще не дешифрируются, так как «затушеваны» более молодыми разрывными нарушениями и складчатými деформациями.

Размещение основных зон скрытых разломов рифтогенного заложения в Башкирском Зауралье показано на рис. 8.

Зоны скрытых разломов рифтогенного типа установлены на обоих уровнях развития колчеданного оруденения: эмско-эйфельском (баймак-бурибаевская, верхнетаналыкская и ирендыкская свиты) и эйфельско-живетском (карамалыташская и улутауская свиты).

На нижнем из указанных уровней в Баймакском рудном районе выделяются *Восточно-Баймакская* и *Уваряж-Вишневская* зоны. Первая из них контролирует (с севера на юг) 15 месторождений: Тубинской группы, Куль-юрт-тау, Ново-Троицкое, Графское и Троицкое, Таналык-Баймакское, группу Семеновских месторождений, Юлалы, Туба-Каин и множество рудопроявлений. *Восточно-Баймакская* зона представляет собой полосу почти непрерывно прослеживающихся, часто кулисообразно расположенных зон расланцевания и локальных разрывов субмеридионального простирания, сопровождающихся гидротермальными изменениями и сульфидной минерализацией. Некоторые группы месторождений, такие как Ново-Троицкое, Графское и Троицкое или Ново- и Восточно-Семеновское, представлены преимущественно вкрапленным оруденением. *Уваряж-Вишневская* зона трассируется расланцеванием и гидротермальными изменениями, особенно интенсивными на рудопроявлении Белая глина, и цепочкой кислых субвулканических тел [Колчеданные..., 1973]. Обе зоны проявлены среди вулканогенных толщ непрерывной субформации, в современной структуре выражены расланцеванием и крутыми взбросами, то есть структурами сжатия. Однако на Таш-тау-Абей-сазовском рудном поле и ряде месторождений Восточно-Баймакской зоны установлено, что структуры сжатия развивались унаследованно, в области более древнего рифтогенного разлома.

В Бурибай-Маканском рудном районе известны *Петропавловско-Бурибайская* и *Маканско-Восточно-Акъярская* зоны скрытых разломов [Разрывная..., 2001]. Восточнее расположена *Подольско-Гайская* зона, контролирующая положение крупнейших месторождений Южного Урала — Гайского и Подольского, а также небольшого Мамбетовского месторождения и ряда ру-

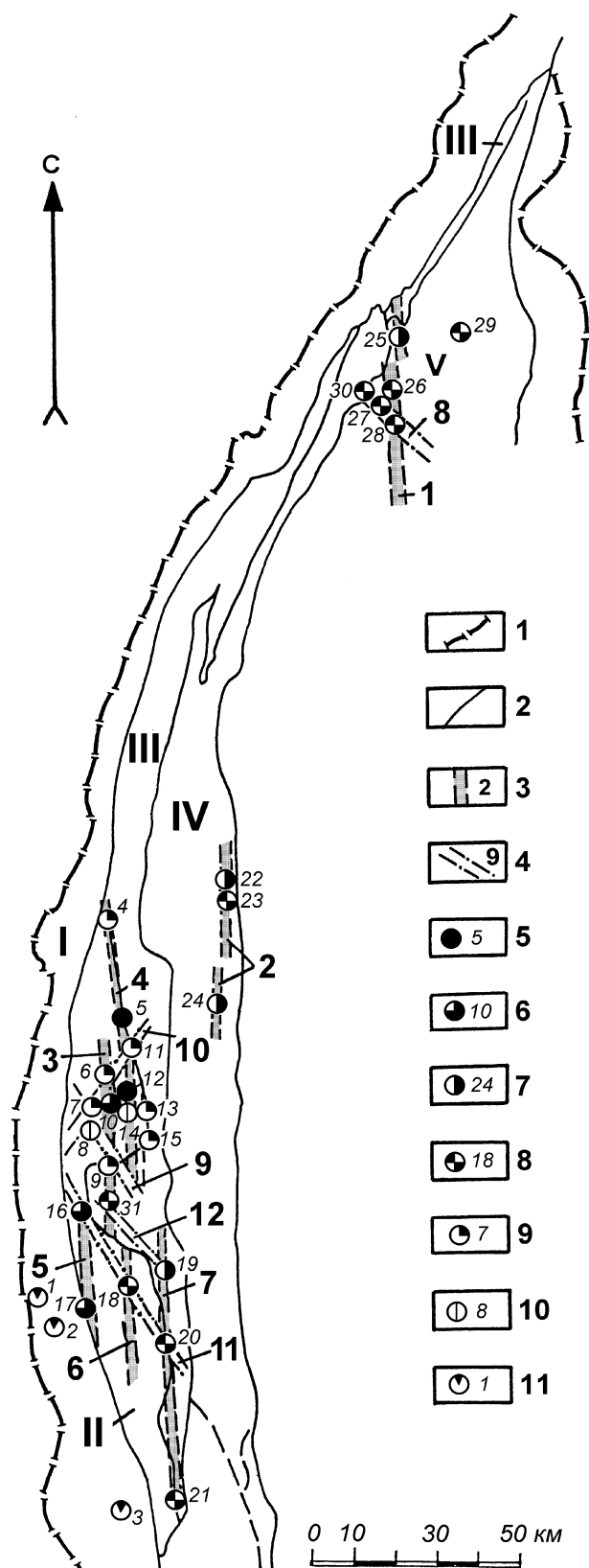


Рис. 8. Схема размещения колчеданных месторождений Башкирского Зауралья и контролирующих их разломов. Составил И. Б. Серавкин

**Условные обозначения:** 1 – границы Магнитогорского мега-синклиория; 2 – границы структурно-формационных зон (I – Вознесенско-Присакмарская, II – Таналыкская, III – Ирендыкская, IV – Узункыро-Сибайско-Орская, V – Учалинско-Верхнеуральская); 3 – зоны скрытых разломов рифтогенного заложения: 1) Учалинско-Верхнеуральская, 2) Бакр-Узяк-Сибайская, 3) Уваряж-Вишневская, 4) Восточно-Баймакская, 5) Петропавловско-Бурибайская, 6) Макан-Восточно-Акъярская, 7) Подольско-Гайская; 4 – сколовые зоны: 8) Западно-Озерно-Молодежная, 9) Бакр-тау-Горно-Байкарино-Майская, 10) Бакр-тауско-Баймакская, 11) Петропавловско-Макан-Мамбетовская, 12) Подольско-Вишневская; 5–10 – колчеданные месторождения: 5 – серноколчеданные, 6 – медноколчеданные, 7 – медно-цинковоколчеданные, 8 – медно-цинковоколчеданные с проявлениями полиметаллической минерализации, 9 – золото-колчеданно-полиметаллические, 10 – золото-барит-полиметаллические, 11 – сульфидные медно-кобальтовые: 1) Ивановское, 2) Дергамышское, 3) Ишкининское, 4) Тубинская группа, 5) Культюрт-тау, 6) Уваряж, 7) Бакр-тау, 8) Горная Байкара, 9) Майское, 10) Таш-тау, 11) Таналык-Баймакское, 12) Семеновское, 13) Юла-лы, 14) Туба-Каин, 15) Балта-тау, 16) Юбилейное, 17) Бурибайское, 18) Маканская группа, 19) Подольское, 20) Мамбетовское, 21) Гайское, 22) Бакр-Узяк, 23) Южный Бакр-Узяк, 24) Сибайское, 25) Учалинское, 26) Озерное, 27) Узельгинское, 28) Молодежное, 29) Таш-Яр, 30) Западно-Озерное, 31) Вишневское

допроявлений (Сукраковского, Япалагского и др.) Выделение Подольско-Гайской зоны проблематично в связи с тем, что колчеданоносные формации (D1<sub>2</sub>) в ее пределах перекрыты вулcano-терригенными улу-таускими (D2 zv) отложениями и смещены системой надвигов. Все же в пределах Подольской кальдеры и в ее бортах, по керну скважин и данным геофизики, достаточно отчетливо прослеживается серия тектонических элементов меридионального простирания. Это рудоподводящий канал под основным рудным телом, продолжающийся в виде рассланцевания и гидротермальных изменений к северу в район Сукраковского рудопроявления (Подольско-Сукраковская зона, описанная А. М. Косаревым [1975]) и к югу до Южно-Подольского рудопроявления и южнее него. С этими структурными элементами согласуется и суб-меридиональная ориентировка рудоносного экструзивного купола Подольского месторождения. Общая протяженность скрытого разлома на Подольском рудном поле составляет более 20 км. Южнее на расстоянии около 60 км до Гайской структуры зона скрытого разлома проявлена в виде цепочки палеовулканов ирендыкской формации, наиболее крупными из которых являются Сагитовский и Новочеркасский. С востока полоса развития ирендыкских вулканитов отделена от области распространения карамальташской формации протяженным Султангузинским граничным разломом, являющимся южным продолжением Восточно-Ирендыкского разлома [Косарев, 1975]. Единство рассматриваемой тектонической зоны подчеркивается: 1) общностью формационной принадлежности развитых в ней вулканитов, образующих дифференцированную серию с широким развитием гибридных образований [Средне-палеозойский..., 1983] и 2) близостью стратиграфиче-

ского положения оруденения Подольского и Гайского месторождений: формирование первого из них началось на рубеже баймак-бурибаевского и ирендкского времени (основной уровень оруденения) и продолжалось в течение всего периода накопления ирендкской формации (рудные тела Северо-Подольского и Восточно-Подольского уровней); оруденение Гайского месторождения сформировалось на заключительном этапе накопления вулканитов баймак-бурибаевской свиты, по существу, на границе баймак-бурибаевской и ирендкской формаций.

На живетском стратиграфическом уровне, в области развития вулканогенных пород карамальташской свиты, выделяются *Бакр-Узяк-Сибайская* и *Учалинско-Верхнеуральская* зоны субмеридиональных скрытых разломов.

*Бакр-Узяк-Сибайская* зона контролирует положение крупных одноименных палеовулканов, а в их пределах — цепочек месторождений и рудопроявлений. В Бакр-Узякской постройке это Бакр-Узякское и Южно-Бакр-Узякское месторождения, приуроченные к субмеридиональной зоне гидротермальных изменений и рассланцевания. В Сибайской горст-антиклинали, образовавшейся при деформации Сибайского палеовулкана, рудоконтролирующая зона прослеживается вдоль восточного фланга горст-антиклинали, контролируя положение (с севера на юг) Камаганского, Старо-Сибайского, Ново-Сибайского месторождений, Слепой залежи и ряда рудопроявлений. С востока Сибайская структура ограничена Восточно-Сибайским разломом, по которому восточный блок опущен на 450–600 м [Серавкин, 1982; Сопоставление..., 1986], а с запада — Западно-Сибайским взбросом с вертикальной амплитудой около 250 м. Эти разрывные нарушения являются послерудными и сформировались унаследованно вдоль зоны древнего рудоподводящего разлома.

Протяженная зона скрытого разлома (*Учалинско-Верхнеуральская*) прослеживается в пределах Учалинского и Верхнеуральского рудных районов. В Учалинском районе она выражена Учалинской базальтовой грядой, преобразованной в результате деформаций в Малоучалинскую антиклиналь, и контролирует Учалинское и Новоучалинское месторождения [Минеральные..., 1994]. На широте поселка Буйды зона смещена субширотной Буйдинской (в региональном плане — Миндякско-Буйдинской) дислокацией (правый сдвиг) и южнее прослеживается в виде Талганской базальтовой гряды, контролирующей положение крупных кольцевых структур. На северном отрезке в пределах Учалинско-Верхнеуральской зоны намечается два кулисообразно расположенных рудоконтролирующих разлома: восточный, примерно совпадающий с положением осевой плоскости Малоучалинской антиклинали, Учалинского и Ново-Учалинского месторождений, и западный, контролирующий цепочку рудопроявлений (с севера на юг) — Березки, Контрольное I и II, Курпалинское и

Высоковольтное. Вероятно, имеет место и еще одна рудоносная зона, параллельная восточной, к которой приурочены рудопроявления Перешеек и Юго-Восточное, но этот вопрос не изучен. Рассмотренные рудоконтролирующие зоны деформированы в процессе складчатости и смещены по простиранию не только субширотными разломами, но и близмеридиональными разрывными нарушениями системы Агыро-Буйдинского разлома.

Смещения древних меридиональных зон более молодыми взбросами, надвигами и сдвигами отмечаются и в других районах. Например, на севере Бурибайского рудного района субмеридиональная зона, прослеживающаяся к северу от Маканского рудного поля, смещена левым сдвигом СЗ простирания. Петропавловско-Бурибайский рудоконтролирующий разлом срезан Бурибайским взбросом, а Маканско-Восточно-Акъярская зона скрытого разлома — Мамбетовским надвигом.

**Сколовые зоны северо-западного простирания** контролируют развитие непрерывных базальт-андезит-риолитовых комплексов, которые менее продуктивны на колчеданное оруденение, чем контрастные, но также являются колчеданоносными.

На территории Башкирского Зауралья и сопредельных районов выделяется 3 наиболее отчетливо выраженные зоны рассматриваемого типа: *Петропавловско-Макан-Мамбетовская*, *Бакр-тау-Горно-Байкарино-Майская* и *Западно-Озерно-Молодежная*.

С диагональными зонами связано формирование колчеданного оруденения более молодого возраста, что было показано на примере Бакр-тауского месторождения. В *Петропавловско-Макан-Мамбетовской* зоне, на Октябрьском месторождении, также присутствуют полиметаллические руды Баймакского типа. Известно, что основные рудные тела Маканского рудного поля, залегающие в вулканогенно-осадочной толще, выполняющей Маканскую кальдеру, имеют медноколчеданный состав. Они прорваны дайками риолитов — корнями эффузивов, которые перекрывают рудовмещающую вулканогенно-осадочную толщу. Полиметаллические руды залегают среди кислых эффузивов и их формирование во времени отделено от отложения медноколчеданных руд стадией внедрения кислых даек и излияний кислых расплавов.

*Бакр-тау-Горно-Байкарино-Майская* система сколовых нарушений выделена автором при детальной съемке Западно-Баймакской зоны в 1969 г. Она контролирует оруденение сульфидно-золото-баритовых месторождений Горная и Южная Байкара, залегающих в виде баритовых жил в поздних экстрезивных и субвулканических телах, сложенных кварцевыми риодацитами. Эта система сколов представлена разрывными нарушениями СЗ простирания, по которым внедрились упомянутые выше тела экстрезивно-субвулканического комплекса. Контакты их подвержены



интенсивной серицитизации, окварцеванию и содержат вкрапленность сульфидов. К юго-востоку зона трассируется к Майскому золото-колчеданно-полиметаллическому месторождению, в пределах которого широко развиты нарушения северо-западного простирания, в частности, Главный рудоконтролирующий разлом этого направления [Серавкин, 1986].

*Западно-Озерно-Молодежная* зона по диагонали пересекает близмеридиональную Талганскую гряду, являющуюся южным продолжением Учалинской зоны скрытого разлома. По простиранию к северо-западу зона погружается под верхнедевонские отложения Имангуловской мульды, а к юго-востоку срезается меридиональными разломами — Агыро-Буйдинским (Буйдинским) и Ялшанским. На примере Межозерного (Узельгинского) рудного поля можно проследить, как оба направления разрывных структур (субмеридиональное и северо-западное) влияют на ориентировку локальных рудоконтролирующих разрывных нарушений. Общее северо-западное простирание рассматриваемой зоны подчеркивается ориентировкой полей развития кислых пород, протяженным разломом СЗ простирания и распространением колчеданных месторождений в том же направлении. На месторождениях, расположенных на фланге или за пределами субмеридиональной зоны скрытого разлома, рудоконтролирующие разрывные нарушения имеют СЗ простирание. Так, на Западно-Озерном месторождении установлены пояс дорудных даек андезидацитов СЗ простирания протяженностью до 3-х км и две зоны разрывных нарушений СЗ простирания с падением к СВ, вдоль которых развиты гидротермально измененные породы и интенсивное рассланцевание. Эти нарушения интерпретируются В. А. Гавриловым, как зоны «рудоподводящих каналов». На Молодежном месторождении дорудные зоны рассланцевания и дробления, сопровождаемые метасоматитами и штокверковой сульфидной минерализацией, также имеют СЗ простирание и крутое восточное падение. Наиболее мощная из этих зон совпадает с осью базальтового поднятия, а другая пересекает рудоносную депрессию [Минеральные..., 1994, с. 66, 80–99].

В месторождениях, расположенных в пределах субмеридионального скрытого разлома, рудоконтролирующие разрывные нарушения имеют как близмеридиональное, так и северо-западное простирания. Например, на месторождении им. XIX партсъезда, по данным М. И. Швайковского, рудоконтролирующие разломы имеют преобладающее субмеридиональное простирание, а также северо-западное направление. Последнее наблюдалось автором при посещении карьера месторождения им. XIX партсъезда. Отчетливую субмеридиональную ориентировку имеют рудные тела №№ 1–5 и № 7 и зона «рудоподводящего канала» на Узельгинском месторождении [Минеральные..., 1994, с. 81].

Наряду с рудоконтролирующими зонами СЗ простирания, выделяются близкие к ним по строению, но значительно менее распространенные зоны СВ направления, характерные для Баймакского рудного района. Наиболее отчетливо выраженная — *Бакр-тау-Баймакская* зона контролирует положение кислых субвулканических и экструзивных тел и выделяется интенсивным минимумом в поле силы тяжести [Серавкин, 1986].

*Суммируя данные* по разломам, контролирующим оруденение колчеданного типа, можно отметить следующее.

1. Скрытые разломы субмеридионального простирания представляют собой рифтовые зоны островодужного этапа, контролировавшие проявления базальтового и контрастного риолит-базальтового вулканизма и размещение связанного с ним колчеданного оруденения, преимущественно медноколчеданной и медно-цинково-колчеданной рудных формаций. Большинство таких зон или их фрагментов установлено в процессе геологосъемочных, геологопоисковых и геологоразведочных работ. Автором совместно с А. М. Косаревым уточнено положение известных и намечены новые зоны (выделены жирным шрифтом). В Учалинском рудном районе — Учалинско-Верхнеуральская, в Сибайском рудном районе — Бакр-Узяк-Сибайская, в Баймакском рудном районе — Восточно-Баймакская и **Уваряж-Вишневская** с ранее известным Таш-тау-Абей-сазовским отрезком и вновь выделенными северным — **Таш-тау-Уваряжским** и южным — **Абей-саз-Майско-Вишневским** продолжениями; в Бурибай-Маканском рудном районе — **Петропавловско-Бурибайская** и **Маканско-Восточно-Акъярская** зоны.

2. Колчеданное оруденение, связанное с формированием непрерывных вулканогенных комплексов, контролируется зонами рассланцевания и разрывных нарушений субмеридионального простирания, развивающимися унаследованно на месте древних рифтовых зон, и сколовыми зонами северо-западного направления. Те и другие трассируются цепочками субвулканических тел и дайковыми поясами, особенно характерными для зон северо-западного направления. Для строения последних также характерно кулисообразное расположение сколовых нарушений, зон рассланцевания и даек кислого состава. Известным примером сколовых зон СЗ простирания служит Петропавловско-Макан-Мамбетовская. Другие зоны этого типа, показанные на схеме (см. рис. 8) выделялись ранее в Баймакском рудном районе или рассматриваются впервые: **Западно-Озерно-Молодежная** — в Верхнеуральском рудном районе; **Бакр-тау-Горно-Байкарино-Майская** сколовая зона в Баймакском рудном районе.

3. Пересечения разломов, контролирующих колчеданное оруденение, с надвигами, взбросами и сдвигами однозначно свидетельствуют о более молодом возрасте

последних. Надви́ги, взбросы и сдвиги коллизионного этапа смещают все колчеданоносные структуры. Сопровождающие коллизионные разломы складчатые

деформации также существенно изменяют первоначальные формы рудных тел, что надежно установлено на Учалинском месторождении [Минеральные..., 1994].

### Литература:

1. *Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Ширай Е. П.* Основы структурно-формационного анализа колчеданоносных провинций. М.: Недра, 1977. 152 с.
2. *Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Шишаков В. Б.* Рудоконтролирующие и рудовмещающие структуры колчеданных месторождений // Сов. геология. 1975. № 4. С. 70–79.
3. Вопросы палеовулканизма медноколчеданных провинций Южного Урала и Северного Кавказа // Труды / ЦНИГРИ, 1970. Вып. 92. 186 с.
4. Вулканизм Южного Урала / *И. Б. Серавкин, А. М. Косарев, Д. Н. Салихов и др.* М.: Наука, 1992. 197 с.
5. Вулканогенная металлогения Южного Урала / *И. Б. Серавкин, С. Е. Знаменский, А. М. Косарев и др.* М.: Наука, 1994. 160 с.
6. *Гаррис М. А.* Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1997. 296 с.
7. Геология, минералогия и геохимия Абейсаз-Бактрауского рудного поля / *Д. Н. Салихов, И. Б. Серавкин, С. Ш. Юсупов и др.* Уфа: Гилем, 1997. 162 с.
8. *Горожанин В. М.* Первичный изотопный состав стронция в магматических комплексах Южного Урала // Магматизм и геодинамика. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1998. С. 98–108.
9. *Злотник-Хоткевич А. Г.* Минералого-генетические особенности и зональность вулканогенно-осадочных колчеданных руд Северных Мугоджар // Вопросы генезиса эндогенной зональности колчеданных месторождений. М., 1979. С. 50–57. (Труды / ЦНИГРИ; Вып. 148).
10. *Злотник-Хоткевич А. Г.* Минеральные продукты палагонитизации субмаринных базальтов и их роль в образовании и локализации колчеданных руд // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984. С. 160–172.
11. *Злотник-Хоткевич А. Г.* Условия формирования руд колчеданных месторождений в вулканогенных геосинклиналиях: Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук / ЦНИГРИ. М. 1986. 47 с.
12. *Злотник-Хоткевич А. Г., Кузмичева Е. В.* О происхождении ферромагнитных минералов в колчеданных рудах Северных Мугоджар // Геология и геофизика. 1981. № 11. С. 76–83.
13. *Знаменский С. Е., Серавкин И. Б., Косарев А. М.* Позднеколлизионные разломы и поля напряжений Магнитогорского мегасинклинория (Ю. Урал) // Коллизионная стадия развития подвижных поясов: Тез. докл. / VI чтения А. Н. Заварицкого / ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург. 2000. С. 48–49.
14. *Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т., Камалетдинов М. А.* Структурная позиция, генезис и перспективы поиска медно-колчеданных руд на Южном Урале // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 2. С. 175–186.
15. Колчеданные месторождения Баймакского рудного района / *П. Ф. Сопко, М. И. Исмагилов, И. Б. Серавкин, Л. Н. Сопко.* М.: Наука, 1973. 224 с.
16. Колчеданные месторождения мира / *М. Б. Бородаевская, Д. И. Горжевский, А. И. Кривцов и др.; Под ред. акад. В. И. Смирнова.* М.: Недра, 1979. 284 с.
17. *Косарев А. М.* Геологическое положение Подольского медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Магматизм, метаморфизм и рудоносность Южного Урала / БФАН СССР. Уфа. 1975. С. 107–118.
18. *Косарев А. М.* Линейные и кольцевые структуры Южного Урала, выявленные при дешифрировании космических снимков, и их рудоконтролирующее значение // Палеовулканические условия образования и размещения колчеданных месторождений Урала / БФАН СССР. Уфа. 1985. С. 36–43.
19. *Косарев А. М., Серавкин И. Б.* Кольцевые структуры Южного Урала // Поиски скрытого колчеданного оруднения на Урале. М.: Наука, 1983. С. 50–59.
20. *Кривцов А. И.* Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование. М.: Недра, 1979. 169 с.
21. *Кривцов А. И.* Типовые модели медноколчеданных месторождений Урала и приложение к ним схем рециклинга // Тектонические и палеовулканические условия размещения колчеданных месторождений: Тезисы докладов / V чтения памяти А. Н. Заварицкого / БФАН СССР. Уфа. 1982. С. 29–30.
22. *Лисицын А. П.* Современные гидротермальные системы мирового океана // Смирновский сборник–2000 / Фонд им. акад. В. И. Смирнова. М. 2000. С. 32–75.
23. *Масленников В. В.* Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданоносных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.
24. *Масленников В. В., Зайков В. В.* Колчеданоносные палеогидротермальные поля окраинно-океанических структур Урала (классификация, рудные фации, модель развития) / ИМин УрО РАН. Миасс. 1998. 92 с.
25. Медноколчеданные месторождения Урала. Геологические условия размещения / *В. А. Прокин, В. М. Нечухин, П. Ф. Сопко и др.* Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1985. 288 с.
26. Медноколчеданные месторождения Урала. Геологическое строение / *В. А. Прокин, Ф. П. Буслаев, М. И. Исмагилов и др.* Свердловск: Изд-во УрО АН СССР, 1988. 241 с.
27. Медноколчеданные месторождения Урала. Условия формирования / *В. А. Прокин, И. Б. Серавкин, Ф. П. Буслаев и др.* Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1992. 307 с.
28. Минеральные ресурсы Учалинского горно-обогатительного комбината / *И. Б. Серавкин, П. И. Пирожок, В. Н. Скуратов и др.* Уфа: Башк. кн. изд-во, 1994. 328 с.
29. *Прокин В. А.* Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 1977. 174 с.
30. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья / *И. Б. Серавкин, С. Е. Знаменский, А. М. Косарев / ИГ УНЦ РАН.* Уфа. 2001. 318 с.
31. *Рыбус М. В.* Вулканизм и металлогения Джусинско-Домбаровского палеовулканического пояса Южного Урала / БНЦ УрО РАН. Уфа. 1992. 172 с.
32. *Серавкин И. Б.* Палеовулканическая структура и условия образования Сибайского медноколчеданного месторождения // Вопросы магматизма и метаморфизма Южного Урала / БФАН СССР. Уфа. 1982. С. 34–45.

33. *Серавкин И. Б.* Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.
34. *Серавкин И. Б., Косарев А. М.* Новые данные о геологическом строении восточной части Бурибай-Маканского рудного района и их значение для поисков колчеданных руд // Условия локализации рудных месторождений на Южном Урале / БФАН СССР. Уфа. 1977. С. 29–43.
35. *Серавкин И. Б., Косарев А. М.* Палеовулканическая история формирования Подольского рудного поля и месторождения (Южный Урал) // Геология рудных месторождений. 1983. Т. 25. № 5. С. 72–86.
36. *Смирнов В. И.* Конвергентность колчеданных месторождений // Вестник МГУ. Сер. геол. 1960. № 2. С. 19–26.
37. Сопоставление условий образования и размещения колчеданных месторождений Южного Урала, Малого Кавказа и Рудного Алтая / *П. Ф. Сопко, И. Б. Серавкин, А. С. Бобохов, А. М. Косарев* / БФАН СССР. Уфа. 1986. 134 с.
38. Среднепалеозойский вулканизм Башкирского Зауралья и связь с ним колчеданного оруденения / *П. Ф. Сопко, И. Б. Серавкин, А. С. Бобохов, А. М. Косарев* / БФАН СССР. Уфа. 1983. 116 с.
39. Структурный и магматический контроль колчеданного оруденения Башкирии / *П. Ф. Сопко, А. С. Бобохов, И. Б. Серавкин и др.* М.: Наука, 1975. 227 с.
40. Структуры медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений. М., 1971. 236 с. (Труды / ЦНИГРИ; Вып. 99).
41. Типы рудных районов колчеданоносных провинций Южного Урала и Западного Казахстана. М., 1973. 225 с. (Труды / ЦНИГРИ; Вып. 105).
42. *Франклин Дж. М., Лайдон Дж. У., Сангстер Д. Ф.* Колчеданные месторождения вулканической ассоциации // Генезис рудных месторождений / Пер. с англ. М.: Мир. 1984. Т. 2. С. 39–255.
43. *Хайретдинов И. А., Петров О. М., Андриянова Н. А., Кононенко Н. П.* Состояние знаний о кольцевых рудообразующих структурах (КРС) // Ежегодник–1997 / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1999. С. 156–159.
44. *Constantinou G., Govett G. J. S.* Genesis of sulphide deposits, ochre and amber of Cyprus. Inst. mining, metallurgy trans. 1972. V. 81. Sec. B. P. 403–422.
45. *Francheteau J., Needham H. D., Choukroune P. et al.* Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise // Nature. 1979. V. 277. N 5697. P. 523–528.
46. Geology of Kuroko deposits. Tokyo, 1974. 445 p.
47. *Large R. S.* Chemical evolution and zonation of massive sulphide deposits in volcanic terrains // Econ. geol. 1977. V. 72. N 4. P. 549–572.
48. *Ohmoto H.* Submarine calderas: A key to the formation of volcanogenous massive sulphide deposits // Mining Geol. 1978. V. 28. N 4. P. 219–231.
49. *Solomon M., Walshe D.* The formations of massive sulfide deposits on the sea floor // Econ. Geol. 1979. V. 74. N 4. P. 797–813.