

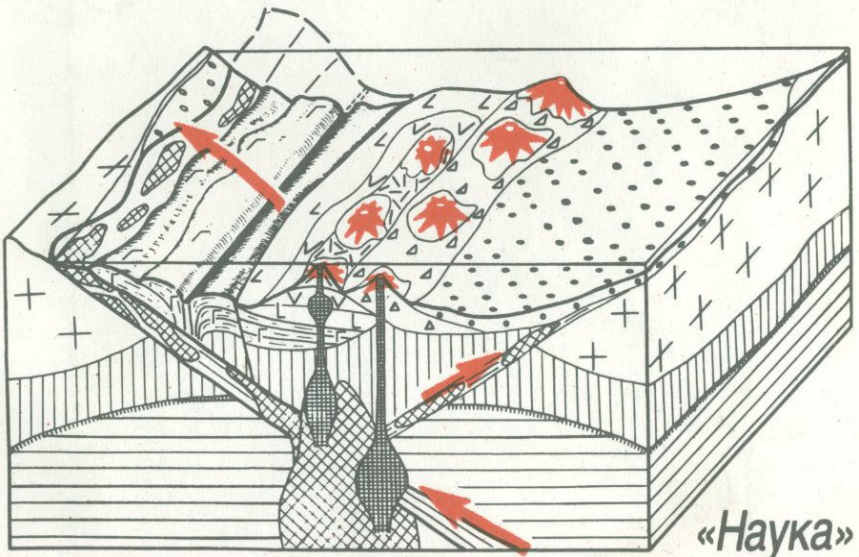
И. Б. Серавкин

Вулканизм

и колчеданные

месторождения

Южного Урала



«Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
БАШКИРСКИЙ ФИЛИАЛ
Институт геологии

И. Б. Серавкин

Вулканизм
и колчеданные
месторождения
Южного Урала

Ответственный редактор
Г.Ф. ЯКОВЛЕВ



МОСКВА
"НАУКА"
1986



4554

С е р а в к и н И.Б. Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. — М.: Наука, 1986.

В монографии рассмотрены палеовулканические условия формирования, региональные и локальные закономерности размещения колчеданного оруденения в Магнитогорском мегасинклинии Южного Урала; приведены данные о латеральных и вертикальных вариациях петрохимического состава вулканогенных формаций; разработаны новые критерии для поисков глубокозалегающего оруденения. Южноуральские колчеданные месторождения сравниваются с месторождениями Малого Кавказа, Рудного Алтая и других регионов. Предложены оригинальные модели эволюции типовых колчеданосных рудно-магматических систем.

Ил. 64. Табл. 20. Библиогр. 408 назв.

Рецензенты:

И.С. Вахромеев, А.А. Захаров

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема происхождения колчеданных месторождений в связи с процессами вулканизма в последние 15–20 лет была одной из наиболее популярных и горячо обсуждаемых в геологической литературе. Вулканогенная гипотеза образования колчеданных руд, выдвинутая А.Н. Заварицким [63, 64], привлекала все больше и больше сторонников и в наши дни начала оформляться в стройную теорию. Этому способствовали прежде всего идеи и труды В.И. Смирнова [272–274], Г.С. Дзоценидзе [56], С.Н. Иванова [82], В.Н. Котляра [116, 117], Н.С. Скрипченко [271], обративших внимание на важную роль вулканогенно-осадочного рудообразования, полигенность и полихронность рудообразующего процесса, связь его с определенными этапами вулканизма и фациями вулканогенных пород.

В 70-х годах были завершены фундаментальные исследования, блестяще подтвердившие и развившие идеи А.Н. Заварицкого и В.И. Смирнова о тесной связи колчеданообразования с раннегеосинклинальным вулканизмом и обобщившие главные закономерности формирования и локализации колчеданных руд (Г.Ф. Яковлев с сотрудниками [41, 195, 199], коллектив исследователей под руководством М.Б. Бородаевской [26, 38, 301, 309], А.И. Кривцов [123], В.А. Прокин [217], П.Ф. Сопко с сотрудниками [101, 282, 300] и другие исследователи). Богатая информация по колчеданным месторождениям обобщена в обзорной коллективной монографии, вышедшей под редакцией В.И. Смирнова [102].

Особенно большие успехи были достигнуты в области формационного анализа рудовмещающих толщ, способствовавшего оптимизации поисковых работ и открытию ряда новых месторождений. Важную роль в этом сыграли петрологические исследования, проведенные на Урале Д.С. Штейнбергом [342, 343], Т.И. Фроловой и И.А. Буриковой [315], и совершенствование методов изучения и картирования областей древнего вулканизма, достигнутое благодаря работам И.В. Лучицкого [144–146], Е.Ф. Малеева [154–159], Г.Ф. Червяковского [324, 325].

Проблема происхождения, закономерностей размещения колчеданных месторождений и связей колчеданообразования с процессами вулканизма

в отличие от обобщений последних лет, в которых исследовались главным образом формационные аспекты, автором разрабатывалась преимущественно с помощью палеовулканологических реконструкций и фациального анализа вулканогенных формаций. Главной целью работы было изучение палеовулканических условий формирования, региональных и локальных закономерностей размещения колчеданного оруденения в палеовулканических структурах Южного Урала.

Для достижения этой цели решались следующие задачи: 1) разработка методики палеовулканологических реконструкций в колчеданосных областях; 2) изучение и типизация палеовулканических структурных форм, в особенности — колчеданосных вулканоструктур; 3) выяснение эволюции геосинклинального вулканизма главным образом в области структурной палеовулканологии, в частности, изучение миграции палеовулканических поясов; 4) типизация структур рудных полей и месторождений колчеданного семейства на палеовулканологической основе и выяснение главных обстановок колчеданообразования в фациях вулканитов; 5) изучение роли автометаморфизма и автометасоматоза в формировании колчеданных руд; 6) разработка типовой модели развития колчеданосной рудно-магматической системы.

Актуальность перечисленных задач определялась необходимостью разработки надежной научной основы для поисков колчеданных руд и важной ролью палеовулканологических исследований в изучении эволюции древнего вулканизма Земли и, в частности, в создании комплекта карт древних вулканических областей СССР.

Колчеданные месторождения служат одним из главных источников цветных металлов. Повышение эффективности их поисков и разведки, определяемое выдвинутыми задачами значительного увеличения производства меди, связано с выяснением палеовулканических условий формирования колчеданных руд и требует в первую очередь более детального изучения состава и строения колчеданосных формаций. В основу предлагаемой вниманию читателей книги положены 20-летние исследования автора, проводившиеся на колчеданных рудных полях Южного Урала, главным образом в пределах Магнитогорского мегасинклинория, вмещающего более 85% колчеданных месторождений этого региона и являющегося наиболее типичной и хорошо изученной его частью.

Основным методом исследований было специализированное палеовулканологическое картирование. Оно включало комплекс наблюдений над текстурами и структурами геологических тел, анализ структурных элементов вулканогенных толщ и сопровождалось петрографическими, петрохимическими и геохимическими исследованиями, а также анализом геофизических материалов.

Составленные автором палеовулканологические карты (детальные — рудных полей и месторождений, среднемасштабные — Бурибайского и Баймакского рудных районов, мелкомасштабные — Магнитогорского мегасинклинория в целом и его западного крыла) явились фактической

основой выполненных региональных и локальных палеовулканологических реконструкций, методика которых рассмотрена в специальном разделе. Здесь хотелось бы подчеркнуть, что все палеореконструкции осуществлялись в реальных границах современных структур и касались расшифровки внутреннего строения блоков эвгеосинклиальной коры, которые в той или иной мере были деформированы и перемещены относительно друг друга и их обрамления. Эти перемещения на данной стадии исследований не учитывались при построениях, хотя во многих случаях в работе они обсуждаются. Палинспастические построения являются необходимым следующим этапом палеореконструкций, но их осуществление невозможно без детального структурно-фациального анализа вулканогенных толщ, который автор и пытался выполнить.

Большое значение при палеовулканологических реконструкциях имеет стратиграфическая основа. Автором была использована унифицированная стратиграфическая схема Урала (1980 г.), уточненная по данным В.А. Маслова [162] и оренбургских геологов [278, 279, 329]. В настоящее время в связи с многочисленными новыми датировками по конодонтам возраст ряда стратиграфических подразделений, прежде всего баймак-бурбаевской, ирендыкской, карамальташской и улутауской свит, существенно уточняется. Однако эти уточнения не могут принципиально изменить выводов, полученных автором в результате региональных реконструкций, так как основой для выводов служил не возраст формаций, а их установленные структурные соотношения.

Картирование рудных полей и месторождений носило объемный характер. Оно включало изучение и графическое изображение фаций и зон регионального метаморфизма и околорудного метасоматоза, детальные наблюдения над соотношениями рудных и околорудных гидротермальных проявлений с палеовулканическими фациями, разновозрастными вулканогенными образованиями и разрывными нарушениями. Изучение ряда объектов проводилось автором совместно с П.Ф. Сопко, А.М. Косаревым, Ф.Н. Рянским и А.Т. Хусаиновым.

Сочетание региональных исследований с детальным изучением рудных полей и обобщением материалов, проводившимся путем сравнения месторождений различных регионов, определило структуру книги, состоящей из трех частей. В части I дана общая картина палеовулканизма и региональных закономерностей размещения колчеданных месторождений Магнитогорского мегасинклиория. Часть II посвящена локальным закономерностям размещения и условиям формирования колчеданных руд в реконструированных вулканоструктурах. В части III проведена типизация месторождений Южного Урала на палеовулканологической основе, сделано их сравнение с месторождениями других регионов мира и разработана типовая модель развития колчеданоносной рудно-магматической системы. В этой обобщающей части книги, кроме литературных источников, использованы и результаты личных наблюдений, проведенных автором в течение нескольких полевых сезонов на Рудном Алтае, Малом Кавказе и в других регионах.

В ходе работы над рукописью ценные советы и критические замечания, с благодарностью воспринятые автором, высказали И.В. Лучицкий, А.И. Кривцов, В.А. Прокин, Т.И. Фролова, Г.Ф. Червяковский, Е.П. Ширай, Г.Ф. Яковлев, А.М. Мареичев, В.М. Нечеухин, И.А. Петрова, Н.А. Румянцева. Автор признателен также А.М. Косареву и З.И. Родичевой, оказавшим большую помощь в проведении полевых исследований и подготовке материала книги.

Чувство глубокой благодарности автор навсегда сохранит к преждевременно ушедшему из жизни своему учителю Павлу Филипповичу Сопко, всячески способствовавшему выполнению и завершению работы.

ЧАСТЬ I

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ПАЛЕОВУЛКАНИЗМ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

Магнитогорский мегасинклиорий — наиболее обширная и относительно хорошо изученная структура эвгеосинклиальной области Южного Урала. Богатство недр колчеданными рудами сделало его своеобразным полигоном по изучению магматизма, метаморфизма и доорогенной металлогении эвгеосинклиналей фемического типа.

Современная структура Магнитогорского мегасинклиория сформировалась за счет одноименного палеовулканического пояса, являющегося одним из четырех сложных поясов Южного Урала (рис. 1). Ряд исследователей, придерживающихся представлений об океаническом типе раннегеосинклиальной структуры Урала [80, 111, 198, 306], считает, что вулканизм на ранней стадии развития имел не поясовое, а широкое площадное распространение. В.А. Коротеев с соавторами [111] утверждают также, что не существует принципиальных различий между наборами и составом вулканогенных формаций Главной (Магнитогорской) и Восточных зон Южного Урала. Наши исследования, однако, не подтверждают эти представления.

Каждый из палеовулканических поясов (см. рис. 1) — Тирлянско-Медногорский, Магнитогорский, Восточно-Уральский, Октябрьско-Денисовский — отличается спецификой геологического строения и развития, выразившейся в разных наборах (парагенезах) вулканогенных формаций и, по-видимому, обусловленной различиями в составе фундамента, на котором закладывались пояса. Магнитогорский пояс развивался на коре океанического типа [200, 203, 306], другие же пояса формировались, по всей вероятности, на переходной или континентальной коре.

Как показали работы по составлению палеовулканогеологической карты Южного Урала, сложные палеовулканические пояса состоят, в свою очередь, из элементарных палеовулканических поясов, или гряд, которые подразделяются на три главных типа: 1) первичные базальтоидные, 2) андезито-базальтовые островодужные и базальт-андезитовые субконтинентальные, 3) наложенные базальтоидные субщелочные. Формирование их отвечало последовательно сменявшимся стадиям развития Уральской геосинклинали и отражало ее первоначальную латеральную зональность.

Тирлянско-Медногорский пояс ($O-D_1?$), выделяемый в качестве структуры ранней стабилизации [24, 123], является первичным базальтоидным. Магнитогорский пояс, как будет показано ниже, обладает наиболее длительным и полным развитием ($S-C_1$). Он включает все типы элементарных

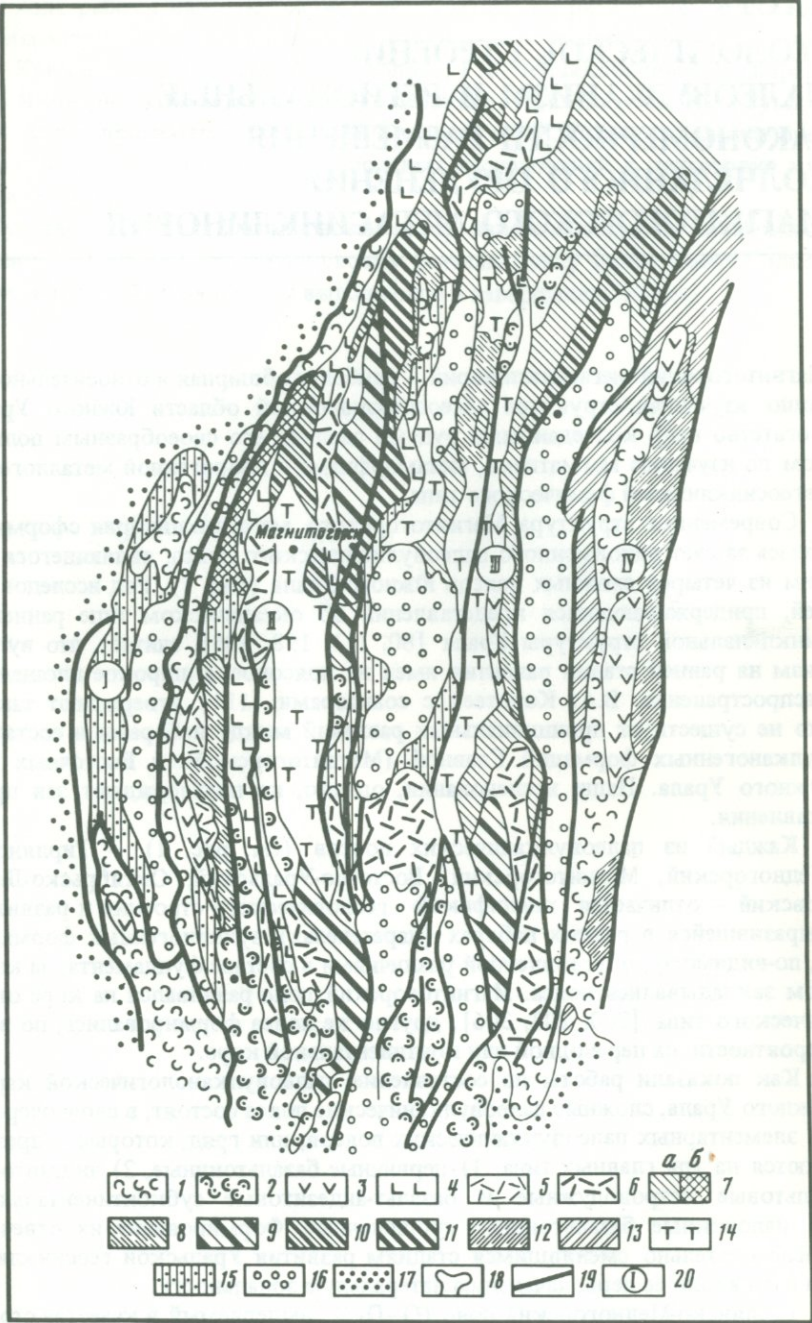


Рис. 1. Палеовулканические пояса Южного Урала. Схема составлена с участием А.М. Косарева

1-14 - формации: 1, 2 - натриевых базальтов ($1 - 0-S$, $2 - D_2$), 3-6 - базальт-риолитовая; 3, 4 - контрастная субформация ($3 - S-D_1$, $4 - D_2$), 5, 6 - непрерывная субформация ($5 - S-D_1$, $6 - D_2$); 7 - андезито-базальтовая ($a - S-D_1$, $b - D_1-D_2$ ef), 8, 9 - непрерывная субформация той же формации ($8 - D_1-D_2$ ef, $9 - D_2$ gv), 10 - базальт-андезито-базальтовая (D_3), 11 - калиевых базальтов-трахитов (D_3), 12, 13 - базальт-андезитовая ($12 - D_3?$, $13 - C_1$), 14 - базальт-трахиандезит-трахириолитовая (C_1); 15 - области распространения фаций, удаленных от центров извержений; 16, 17 - континентальные блоки: 16 - приподнятые, 17 - опущенные; 18 - геологические границы; 19 - крупнейшие разломы; 20 - палеовулканические пояса: I - Кракинско-Медногорский, II - Магнитогорский, III - Восточно-Уральский, IV - Октябрьско-Денисовский

вулканических поясов: первичные базальтоидные ($O-D_1$, $S_2?-D_2$), островодужные андезито-базальтовые (D_1-D_2 ef, D_2 gv, D_3 f), наложенный базальтоидный субщелочной (C_1). Восточно-Уральский пояс образован слабо развитыми первичными базальтоидными ($S-D_1$, D_2), обширным андезито-базальтовым островодужным ($S-D_1$) и наложенным базальтоидным субщелочным (C_1) элементарными поясами. Наконец, самый восточный Октябрьско-Денисовский пояс сочетается в своем строении первичный базальтоидный ($S-D_1$) и субконтинентальные базальт-андезитовые (D_3 , C_1) элементарные пояса.

ГЛАВА I

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СОВРЕМЕННОГО СТРОЕНИЯ И ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

По геолого-геофизическим данным Магнитогорский мегасинклиорий отчетливо обособляется от соседних структур Южного Урала. Он граничит на западе с Центрально-Уральским, на востоке с Восточно-Уральским поднятиями по зонам серпентинитового меланжа. Геологическое строение его охарактеризовано во многих работах [43, 44, 101, 123, 162, 180, 198, 199, 203, 217, 246, 300, 309, 315, 324, 331]. Глубинное строение изучалось главным образом И.С. Огаринным [187, 188].

Мегасинклиорий выполнен вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами палеозоя, традиционно подразделяемыми в его западном крыле и осевой части на ряд свит (табл. 1).

По представлениям Г.Ф. Яковлева [199], основанным на работах [223, 267, 320], в палеозойской истории геологического развития Магнитогорского мегасинклиория выделяются геосинклиальная ($O-C_1$) и орогенная (C_2-T_1) мегастадии. Первая подразделяется на раннегеосинклиальную ($O-D_2$) и позднегеосинклиальную (D_3-C_1) стадии. Переход между ними осуществлялся не одновременно, граница "скользит" от верхнего эйфеля или нижнего живета до франа при движении от южных к северным и от западных к восточным частям структуры [288]. По данным Г.Ф. Чер-

Таблица 1

Сводный геологический разрез палеозоя Магнитогорского мегасинклиория (по В.А. Прокину [217] с дополнениями по данным В.А. Маслова [162])

| Свита | Возраст | Состав | Мощность, м |
|-------------------------|--------------------|---|-------------|
| Уртазымская | C_2 | Конгломераты, песчаники, аргиллиты | 600–800 |
| Кизильская | $C_1 v_2 - n$ | Известняки | 600–1200 |
| Березовская | $C_1 t_2 - v_1$ | Алевролиты, трахитовые порфиры, андезитовые и базальтовые порфириты | 1000–2500 |
| Зилаирская | $D_3 fm - C_1 t_1$ | Полимиктовые песчаники, алевролиты | 500–1000 |
| Колтубанская | $D_3 f$ | Известняки, песчаники, кремнистые сланцы, андезито-базальтовые и базальтовые порфириты | 300–1500 |
| Улутауская | $D_2 gv$ | Вулканомиктовые отложения, слоистые туффиты, яшмы, андезитовые, андезито-базальтовые порфириты, их туфы | 200–2300 |
| Карамалыташская | $D_2 ef - gv$ | Риолито-дацитовые порфиры, дацитовые, андезито-базальтовые и базальтовые порфириты | 0–3000 |
| Ирендыкская | $D_1 - D_2 ef$ | Базальтовые и андезито-базальтовые порфириты, их туфы, туффиты | 0–3500 |
| Баймак-бурибаевская | $S_2 - D_1 (?)$ | Риолито-дацитовые порфиры, дацитовые, андезитовые, базальтовые порфириты и афириты | 800–2000 |
| Сакмарская, поляковская | $S_1 l - S_2 ld_1$ | Спилиты, диабазы, кремнистые сланцы | 800–1300 |
| Кураганская | 0 | Песчаники, алевролиты | 500–1300 |

вяковского [324], переход от геосинклинального режима к орогенному происходил на рубеже среднего и позднего девона.

С позиций мобилизма различаются океаническая, переходная и континентальная стадии [198]. Океанической стадии отвечают сакмарская (S), поляковская (S) и карамалыташская ($D_2 ef - gv$) свиты, переходной – баймак-бурибаевская ($S_2 - D_1$), ирендыкская ($D_1 - D_2 ef$) и колтубанская ($D_3 f$) свиты, континентальной – березовская свита ($C_1 t_2 - v_1$).

По последним представлениям уральских геологов [42, 83, 97, 328]. Уральская геосинклиналь трактуется как внутриконтинентальная рифто-

генная структура. В истории ее развития выделяются рифтовая, океаническая, островодужная, субконтинентальная (переходная) и континентальная стадии [328]. При этом отмечается, что "...особо спорным является понимание характера развития эвгеосинклиналии в субконтинентальный или переходный период" [328, с. 16], который начинается с франского века, когда произошло существенное изменение состава вулканических продуктов. Однако вулканы франского возраста (колтубанская свита) сохраняют еще ряд петрохимических черт, роднящих их с более ранними образованиями.

В связи со сказанным, а также на основании проведенных палеореко-струкций и петрохимических исследований, данные по которым изложе-ны ниже в этой главе, автором выделяются предгеосинклиальная (O-S), собственно геосинклиальная (S-D₂, местами S-D₃), позднегеосинкли-нальная (D₃), переходная (C₁) и орогенная (C₂-P) стадии развития Ураль-ского подвижного пояса. Как уже отмечалось [288], смена стадий проис-ходила не одновременно на всей территории, процесс развития имел волно-образный характер.

Ордовикские вулканогенные образования развиты фрагментарно в за-падном крыле мегасинклиория, но более широко распространены в Тир-ляско-Медногорском поясе и южнее, в связи с чем автор вслед за Т.И. Фроловой и И.А. Буриковой [315] считает, что обособление Магнито-горского пояса началось в силуре.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ОБЩАЯ СТРУКТУРА

По данным И.С. Огарина, "на крыльях мегасинклиория располагаются заполненные раннегеосинклиальными образованиями самостоятельные ин-трагеосинклинали, обуславливающие максимумы аномалий Буге, а осевая часть мегасинклиория, характеризующаяся отрицательным полем, пред-ставляет наложенный прогиб, заполненный позднегеосинклиальными вул-каногенно-осадочными отложениями [187, с. 26]. Мощность вулканогенно-осадочных образований в интрагеосинклиналиях составляет 10-12 км, тогда как основание раннегеосинклиальных толщ в центре прогиба располагается на глубинах от 4-5 до 5-6 км, т.е. в осевой зоне мегасинклиория пред-полагается неглубоко залегающий выступ протерозойского фундамента. Изменение строения коры в продольном направлении происходит неравно-мерно и зависит от поперечных дислокаций, имеющих северо-западное [187, 188], а также широтное и субширотное [46, 168, 190, 318, 340] прости-рание.

Модель И.С. Огарина была использована при региональных палеовул-канологических реконструкциях [26, 123, 194, 217, 315]. Общим для этих построений было выделение самостоятельных Западно- и Восточно-Магнито-горского палеовулканических поясов, отвечающих современному положе-нию западного и восточного бортов структуры и разделенных амагматичной Центрально-Магнитогорской мегазоной.

В последнее время в Башкирской геофизической экспедиции А.А. Цвет-ковой, В.И. Решетневой, М.Е. Вавиловым проведено объемное геолого-гео-физическое картирование мегасинклиория, выполненное на базе транс-формации гравиметровых и магнитных полей. Сущность методики исследо-

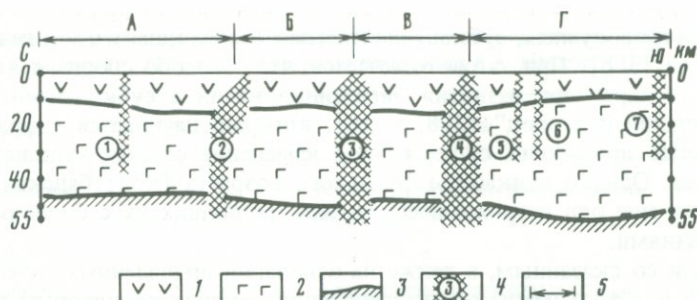


Рис. 2. Продольный разрез земной коры Магнитогорского мегасинклиория. Составлен по данным А.А. Цветковой

1 — гранито-метаморфический слой, представленный в центре мегасинклиория геосинклиналиными формациями; 2 — гранулит-базитовый слой; 3 — поверхность Мохоровичича; 4 — поперечные дислокации: 1 — Буйдинская, 2 — Белорецкая, 3 — Агаповская, 4 — Юлалинская, 5 — Подольская, 6 — Новочеркасская, 7 — Орская; 5 — мегаблоки: А — Учалинский, Б — Магнитогорско-Верхнеуральский, В — Баймакско-Кацбахский, Г — Орско-Джусинский

ваний опубликована [296]. Геологическая интерпретация материалов осуществлялась автором. Все это позволяет предложить новую модель глубинного строения и внутренней структуры мегасинклиория.

По данным ГСЗ, мощность земной коры составляет в Магнитогорском мегасинклиории 42–55 км, а в структурах обрамления — 42–43 км (рис. 2). В продольном направлении с юга на север граница Мохоровичича в целом неравномерно воздымается, локально погружаясь в южной и центральной частях структуры. Этим участкам соответствуют обращенные формы рельефа подошвы гранито-метаморфического слоя, в который здесь условно включаются и геосинклиналиные образования [187]. Таким образом, Магнитогорский мегасинклиорий расчленяется на четыре мегаблока, границы между которыми условно можно провести на широте пос. Юлалы, городов Магнитогорска и Верхнеуральска.

Южный Орско-Джусинский мегаблок обладает максимальной мощностью коры (48–55 км), обусловленной значительным утолщением гранулит-базитового слоя (35–47 км). На плане осредненных аномалий силы тяжести с радиусом 30 км, отражающем распределение аномалообразующих масс на глубинах 15–20 км, этот мегаблок фиксируется крупной положительной аномалией изометричной формы с эпицентром, расположенным в Центрально-Магнитогорской зоне.

Более северный Баймакско-Кацбахский мегаблок характеризуется уменьшенными мощностями коры (47–48 км) и гранулит-базитового слоя (30–35 км). На плане осредненных аномалий ($R = 30$ км) узкая положительная аномалия прослеживается в осевой зоне мегасинклиория, на остальной площади блока на глубинах 15–20 км залегают относительно легкие массы.

Следующий к северу Магнитогорско-Верхнеуральский мегаблок обладает по сравнению с соседними к югу и северу утолщенной корой (45–50 км) и гранулит-базитовым слоем (32–36 км). На плане осредненных аномалий ($R = 30$ км) ему соответствует положительная аномалия с изометричным эпицентром в районе Александринского рудного поля.

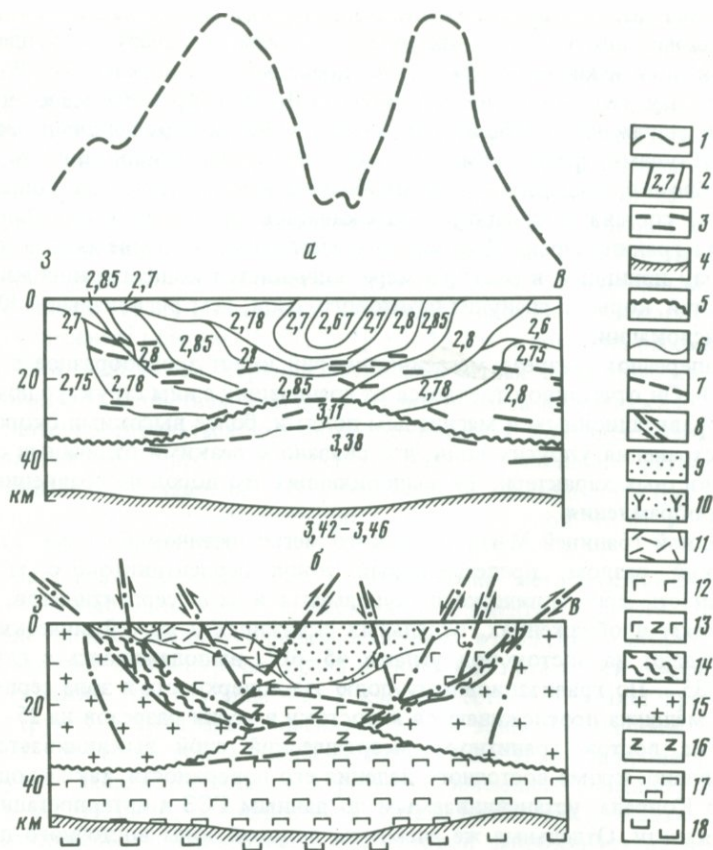


Рис. 3. Геолого-геофизический разрез Магнитогорского мегасинклиория по профилю Куйбышев—Темир-Тау

a — качественное распределение аномалообразующих плотностных масс и геофизический разрез (по А.А. Цветковой с привлечением материалов Б.А. Хрычева); *б* — геологическая интерпретация

1 — наблюдаемая кривая Δg с плотностью промежуточного слоя $2,3 \text{ г/см}^3$ (в условном уровне); 2 — значения плотностей; 3 — отражающие горизонты; 4 — раздел Мохоровичича; 5 — раздел Конрада; 6 — границы разноплотностных блоков и геологических образований; 7 — постепенные границы; 8 — разломы и направления перемещений; 9 — осадочные и вулканогенно-осадочные формации (D_3-C_2); 10 — вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы (C_1); 11–13 — геосинклинальные базальтоидные формации ($S_2?-D_3$): 11 — дифференцированного, 12 — существенно базальтового, 13 — габбро-базальтового состава; 14 — серпентинитовый меланж; 15 — гранито-гнейсовый слой коры (кристаллический фундамент); 16, 17 — гранулит-базитовый слой коры (метаморфизованные породы офиолитовой ассоциации) 16 — пониженной, 17 — повышенной плотности; 18 — вещество верхней мантии

Самый северный Учалинский мегаблок отличается наиболее тонкой корой (45–46 км) и сравнительно маломощным гранулит-базитовым слоем (30–35 км). На плане осредненных аномалий силы тяжести ($R = 30 \text{ км}$) территории Учалинского блока соответствует слабое отрицательное поле.

Границы рассмотренных блоков примерно совпадают с региональными широтными дислокациями, выделяемыми по ориентировке неоднород-

ности магнитного и гравитационного полей. Они обычно тракуются как разломы или уступы допалеозойского кристаллического фундамента, так как прослеживаются далеко за пределы эвгеосинклинали. В приповерхностных геологических структурах Магнитогорского мегасинклинория они выражаются субширотными разрывными нарушениями, фациальными уступами, флексурами. Однако строгая их приуроченность к границам блоков, выделяемых по обобщенным геофизическим данным или по смене состава формаций, прослеживается далеко не везде. Например, северная граница Орско-Джусинского мегаблока, выделяемого по формационному принципу, в большей мере подчиняется конфигурации изолиний мощностей коры и гранулит-базитового слоя, чем региональной Юлалинской дислокации.

В поперечном разрезе мегасинклинорий имеет трогообразное строение (рис. 3). Он отчетливо отделяется от граничащих с ним структур повышенными гравитационным и магнитным полями, более высокими скоростями распространения упругих волн, что связано с резкими отличиями состава и плотностных характеристик выполняющих его пород по сравнению с породами обрамления.

Западной границей Магнитогорского мегасинклинория служит Главный Уральский разлом, представленный зоной серпентинитового меланжа. Поверхность кристаллического фундамента и тела серпентинитов, по наблюдениям в обнажениях, отдельных скважинах и по сейсмическим данным, падают на восток под углами $45-60^\circ$, выполаживаясь с глубиной до $25-35^\circ$. По гравитационному полю эта поверхность и зона серпентинитового меланжа прослеживаются к востоку в серии разрезов на $25-30$ км. Далее на восток гранито-метаморфический слой выклинивается, что обусловлено, кроме восточного падения его поверхности, также подъемом раздела Конрада, устанавливаемым по данным ГСЗ и интерпретации поля силы тяжести. Отдельные же элементы пологой зоны восточного падения прослеживаются и глубже 30 км, пересекая раздел Конрада [133, 187].

Восточная граница мегасинклинория с гранито-гнейсовым фундаментом Восточно-Уральского поднятия имеет сходное строение, но поверхность контакта падает в противоположную сторону, к западу, под углами от $40-45$ до $40-30^\circ$. По данным челябинских геологов, проводивших детальное геологическое картирование, сопровождавшееся интерпретацией геофизических данных, поверхность кристаллического фундамента перекрыта чехлом кембрийско (?) -ордовикского возраста, который состоит из аркозовых и кварцевых песчаников и имеет с ним стратиграфические, местами — тектонические соотношения. Зона Кацбахского разлома, представленная, как и зона Главного Уральского, серпентинитовым меланжем, местами совпадает с поверхностью гранито-гнейсового фундамента, а местами располагается западнее нее. Она имеет, по данным метода отраженных волн (МОВ), западное падение под углами $70-45^\circ$.

Согласно предлагаемой модели, средняя плотность вещества большей (нижней) части гранулит-базитового слоя составляет $3,38$ г/см³, что соответствует оценке Б.Г. Семенова, сделанной на основании обобщения материалов ГСЗ по Свердловскому, Красноуральскому, Темиртау-Куйбышевскому и другим профилям. Как уже отмечалось, в центральной части мегасинклинория на глубинах $25-35$ км фиксируется куполовидный

подъем базальтового слоя. Верхняя его часть имеет пониженную плотность ($3,11 \text{ г/см}^3$) и отделена от подстилающего субстрата прерывистым отражающим горизонтом, что, возможно, свидетельствует о существовании там фрагментов метасадочных пород. Кровля разуплотненной линзы не имеет резкой границы, вследствие чего раздел Конрада в центральной части мегасинклиория отчетливо не фиксируется. Поле силы тяжести, как известно [187], характеризуется максимальными положительными значениями на западном и восточном бортах мегасинклиория и отрицательной аномалией в его центральной части (см. рис. 3). Положительные аномалии обусловлены эффектом избытка масс, создаваемым серией базальтоидных геосинклинальных формаций, имеющих суммарную мощность по прежним оценкам [187, 217] 10–15 км, а согласно рассматриваемой модели – до 20 км. Верхняя, резкоградиентная часть этого комплекса по физическим свойствам близка к гранитно-метаморфическому слою и может интерпретироваться как новообразованная континентальная кора, сформированная в процессе геосинклинальной эволюции региона. Это подтверждает представления об океанической природе субстрата уральской эвгеосинклинали и аккреции континентальной коры в процессе ее эволюции [198, 200, 203, 306].

Отрицательная аномалия Δg в осевой зоне мегасинклиория ранее объяснялась выступом кристаллического фундамента [126, 187, 188, 217]. Залегание нижнекаменноугольных осадочных отложений считалось пологим. Проходка в междуречье Урала и Большой Уртазымки профиля глубоких скважин (до глубины 4,5–5 км) существенно меняет представления о структуре Центрально-Магнитогорской зоны. По данным С.Г. Морозова и Т.В. Ивановой и согласно публикации И.А. Тагирова [302], к востоку от Западно-Кизильского разлома, имеющего западное падение, породы березовской, кизильской и уртазымской свит образуют крупную изоклинальную синклинали, ось которой запрокинута на восток, а западное крыло частично срезано. В лежащем боку этого нарушения породы кизильской и березовской свит круто падают на запад параллельно плоскости разлома, что отчетливо фиксируется до глубины 10 км на сейсмических профилях. В соответствии с этими данными и рассчитанной моделью, осевая зона мегасинклиория имеет структуру глубокой синклинали, замок которой в центральной части мегасинклиория располагается на глубине 10–15 км, что служит главной причиной появления отрицательной аномалии Δg . На глубинах 15–25 км в Центрально-Магнитогорской мегазоне предполагается линза, представленная ассоциацией габбро и базальтов. Ее аналоги встречены в тектонической пластине, выведенной на поверхность в контакте с Ахуновским гранитным массивом вдоль восточного крыла мегасинклиория, а также в западном крыле в основании базальтовой и базальт-риолитовой формаций. Таким образом, на глубинах 15–50 км Магнитогорский мегасинклиорий представляет собой единую структуру, в которой аномалообразующие массы сконцентрированы вдоль ее оси (см. рис. 3).

Отчетливое разделение на Западно-, Центрально- и Восточно-Магнитогорскую мегазоны начинается с глубин около 10 км и выше. Это обстоятельство и сейсмические данные – подъем поверхности Конрада и отсутствие четких разделов Мохововичича и Конрада в осевой части мегасинкли-

нория — позволяют предполагать, что основные магмоподводящие зоны располагались именно здесь, а не под Западно- и Восточно-Магнитогорской мегазонами, как считалось ранее. Рассмотренная модель глубинного строения Магнитогорского мегасинклинория напоминает модели рифтовых структур [53], если представить, что они осложнены узкими вторичными геосинклиналями, интенсивно деформированы в условиях бокового сжатия и подвергнуты изостатическому выравниванию.

Современная структура Магнитогорского мегасинклинория во многом определяется региональными разломами общеуральского простираения, изучавшимися многими исследователями [32, 181, 208, 209, 245]. Разломы имеют крутое падение и в каждом борту образуют закономерные системы, осложняющие висячие крылья Главного Уральского и Кацбахского надвигов. Разломы, ограничивающие с внутренней стороны каждую из разрывных систем — Кизильский для западного и Браилловско-Амамбайский для восточного бортов — падают от центра в сторону бортов мегасинклинория, все остальные нарушения регионального значения имеют крутые падения к его оси, обуславливая веерообразную вергентность складчатых и моноклинальных элементов структуры [246]. Указанные разломы имели синвулканическое и конседиментационное заложение, о чем свидетельствуют многие работы [101, 123, 246, 300, 309]. Эти разломы возникали, развивались как фациальные уступы главным образом по границам палеовулканических гряд.

В каждом крыле мегасинклинория разломы определяли развитие тектоно-магматической пары: палеопрогиб — вулканогенное палеоподняtie, в которых прогибы располагались с внешней прибортовой стороны (см. рис. 3). В современной структуре мегасинклинория эти разломы вследствие многократного возобновления движений по ним в геосинклинальную и последующие стадии служат границами структурно-фациальных зон и будут называться граничными.

Структурную основу тектоно-магматической пары западного борта мегасинклинория с запада на восток составляют Бурибайский взброс и продолжающий его к северу Западно-Ирендыкский взбросо-надвиг, система эшелонированных и кулисно расположенных (с севера на юг) сбросов — Восточно-Ирендыкский, Савельевский, Калиновский, — а также Западно-Кизильский и Кизильский взбросы. Эти разломы, не прослеживающиеся по геофизическим данным глубже распространения геосинклинальных толщ, сопряжены в общую систему с пологим Главным Уральским надвигом глубинного заложения. По данным С.Н. Иванова, М.А. Камалетдинова и других исследователей [93, 94, 213], по Главному Уральскому надвигу геосинклинальные толщи шарьированы к западу на значительные расстояния.

Граничные разломы по типу перемещений, как видно даже из краткого перечня, неодинаковы. В зонах всех этих нарушений отмечаются следы движений различных, часто противоположных знаков, как это было установлено, в частности, для Бурибайского разлома [300]. Однако, если судить по результирующей амплитуде, можно выделить среди них взбросы (Бурибайский, Западно-Ирендыкский, Кизильский) и нормальные сбросы (Савельевский и др.). Кроме того, К.П. Плюсин считает [209], что по многим разломам осуществлялись левосдвиговые перемещения.

Наряду с граничными разломами в структуре мегасинклиория большую роль играют магмоконтролирующие синвулканические нарушения и разломы орогенного этапа, не совпадающие с границами палеотектонических зон.

Синвулканические магмоконтролирующие нарушения, как и граничные разломы, характеризуются сложным строением и длительной историей развития. Среди них выделяются субмеридиональные зоны преимущественного растяжения (Подольско-Гайская, Учалинско-Александринская и др.) и диагональные сколовые зоны северо-западного (Петропавловско-Мамбетовская, Ащebutак-Домбаровская и др.) и северо-восточного (Аргаман-Баймакская, Александринская и др.) простираний.

Разломы орогенного этапа предствлены надвигами, взбросо-сдвигами и взбросами, а также сбросами. Надвиги, взбросы и взбросо-сдвиги, как отмечалось, широко развиты в зоне Главного Уральского разлома, где образуют серию чешуй, полого падающих к востоку, а также в зоне Кацбахского разлома, где имеют противоположное, западное падение; они осложняют более ранние граничные разломы, а также образуют самостоятельные системы. Примеры последних – серия надвигов небольшой амплитуды (первые километры) в восточном крыле Таналыкского поднятия: Тубинский, Мамбетовско-Новочеркасский, Гайский [121, 251, 255]. Сбросы орогенного этапа контролируют положение субмеридиональных грабенов (например, Джусинско-Акжарского), выполненных каменноугольными отложениями. Их возрастные соотношения с орогенными надвигами сложные и плохо изучены; во всяком случае некоторые из них явно моложе зон серпентинитового меланжа.

Общие закономерности размещения типов складчатых структур в Магнитогорском мегасинклиории рассмотрены Г.С. Сенченко, по данным которого мегасинклиорий "...в целом представляет собой гигантскую веерообразную структуру..." [245, с. 49].

Представления о внутреннем строении геосинклинального этажа существенно уточнились благодаря проходке серии сейсморазведочных профилей, выполненных методами МОВ и ОГТ. Вместе с материалами, полученными при разведочном бурении до глубин 2–5 км, сейсмические данные позволяют расшифровать структуру коры до глубины 10 км. Пожалуй, наиболее общий и существенный вывод, который можно сделать в результате их анализа – этот вывод о ярко выраженной линзовидной структуре вулканогенных толщ. В поперечном сечении двояковыпуклые линзовидные ("биклиальные") структуры шириной 10–12 (до 15) км при мощности 3–4 км, по всей видимости, соответствуют вулканогенным формациям или их крупным частям (субформациям, комплексам), а составляющие их более мелкие линзы – вулканическим грядам, массивам и отдельным постройкам.

Наряду с линзообразными первично вулканическими, складчатыми и линейными разрывными элементами в строении мегасинклиория определенную роль играют цилиндрические и конические структурные формы, проявляющиеся на поверхности в виде кольцевых структур. Они рассмотрены ниже.

Структурно-формационное районирование Магнитогорского мегасинклиория проведено автором с учетом геолого-геофизических данных;

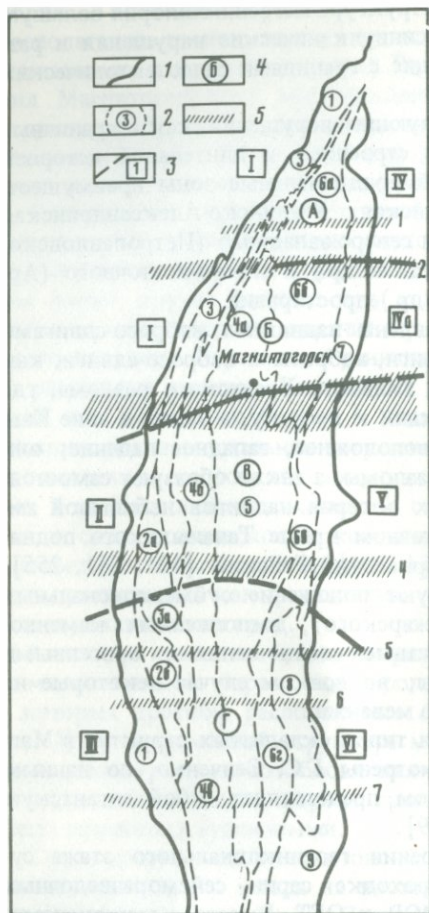


Рис. 4. Схема структурно-формационного районирования Магнитогорского мегасинклиория

1 — границы Магнитогорского мегасинклиория; 2 — границы и номера структурно-формационных зон: 1 — Вознесенско-Присакмарская (2а — Баймакская, 2б — Бурибайская подзоны), 3, 3а — Ирендыкская (3а — Южно-Ирендыкская подзона), 4а—4в — Кизило-Уртазымская (4а — Узункырская, 4б — Сибайская, 4в — Орская подзоны), 5 — Магнитогорская, 6а—6г — Учалинско-Ащебутакская (6а — Учалинская, 6б — Верхнеуральская, 6в — Амамбайская, 6г — Ащебутакская подзоны), 7 — Уйско-Кацбахская, 8 — Джусинская, 9 — Домбаровская; 3 — границы и номера поперечных блоков: I — Вознесенско-Аскарковский, II — Баймакско-Сибайский, III — Бурибайско-Орский, IV — Учалинско-Нагайбакский, IVа — Верхнеуральский, V — Субутакско-Амурский, VI — Кульминско-Домбаровский; 4 — мегаблоки: А — Учалинский, Б — Магнитогорско-Верхнеуральский, В — Баймакско-Кацбахский, Г — Орско-Джусинский; 5 — широтные дислокации, выделенные по геолого-геофизическим данным (названия см. обозначение 4 на рис. 2)

материалов предыдущих исследований [217, 300, 309], работ И.А. Смирновой и В.Л. Черкасова по Оренбургской и данных Ю.П. Бердюгина, А.Д. Штейнберга по Челябинской областям (рис. 4). Выделяемые структурно-формационные зоны характеризуются проявлением одной, реже — нескольких вулканогенных формаций, развивавшихся, как показано ранее, автономно [123, 300, 309]. Даже в полиформационных зонах какая-либо формация превалирует, а другие представлены большей частью фациями, удаленными от вулканических центров.

ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ

Термины "вулканогенная формация" и "вулканогенный комплекс" употребляется автором в понимании Ю.А. Кузнецова [132], чьи определения общеприняты советскими геологами.

Схемы формационного расчленения геосинклинальных образований Магнитогорского мегасинклиория, предложенные рядом исследователей [3, 45, 178, 217, 299, 300, 315, 328], в принципе близки между собой и

базируются на схеме Д.С. Штейнберга [343]. Их основу составляет возраст-ной ряд базальтоидных формаций: 1) базальтовой, 2) контрастной базальто-риолитовой, 3) непрерывной базальт-андезит-риолитовой, 4) андезит-ба-зальтовой. В западном крыле Магнитогорского мегасинклинория на геосинклинальной стадии развития этот ряд в полном объеме проявился дважды ($S-D_2ef$ и D_2), что одними исследователями трактуется как проявление цикличности тектоно-магматических процессов [287, 344], другими — как результат латеральной миграции разновозрастных систем геосинклинальных гряд [24], третьими — как следствие спрединга океа-нической коры и совмещения в современных зонах формаций, возник-ших в различной геотектонической обстановке срединно-океанических хребтов и островных дуг [213].

Весьма важна для формационного анализа типизация базальтов, отра-жающих состав родоначального расплава. Строгая систематика базальто-вых ассоциаций Урала была предложена Н.А. Румянцевой [236], выделив-шей ряды натриевых и калиево-натриевых формаций нормальной и повы-шенной щелочности, различающиеся также и содержанием титана. Т.И. Фро-ловой с соавторами [191, 317, 345] тоже выделяют базальтовые серии, отличающиеся общей щелочностью и ее типом, намечены критерии разли-чия океанических и островодужных толеитов.

Для восточного крыла структуры было предложено несколько местных формационных схем. И.А. Смирновой, В.Л. Черкасовым, Б.П. Потапенко и др. [127] в южной части восточного крыла мегасинклинория выделяются недифференцированная базальтовая (D_{1-2}), слабодифференцированная липарит-базальтовая с контрастным типом дифференциации (D_{1-2}), контрастная липарит-базальтовая (D_2ef-gv), непрерывная плагиолипарит-дацит-андезито-базальтовая (D_2gv) натриевые формации; слабодифферен-цированная андезит-базальтовая (D_2gv), непрерывная липарит-дацит-андезито-базальтовая (D_2gv-D_3f), слабодифференцированная базальт-анде-зит-базальтовая калиево-натриевые формации.

Е.П. Шираем [338, 339] выделены рифтогенные базальтовая (S_2-D_1), базальтовая дацитсодержащая (D_1-D_2ef) формации, островодужные контрастная (D_2), непрерывная (D_2gv) и андезит-базальтовая (D_2gv_2) формации. А.Д. Штейнбергом вулканы Гумбейской зоны, ранее относив-шиеся к ирендыкской андезит-базальтовой формации [315], расчленены на две формации: недифференцированную базальтовую (D_{1-2}) и андезит-базальтовую (D_2ef-gv), в которой выделен дифференцированный (ба-зальт-андезито-базальт-андезито-дацитовый) комплекс.

В последние годы на восточном крыле мегасинклинория установлен более молодой возраст вулканогенных толщ, аналогичных или близких по составу толщам западного борта структуры [329]. Это обстоятельство и многочисленные новые данные, полученные в результате геолого-съемоч-ных и тематических работ, вызвали необходимость пересмотра, уточнения и обобщения имеющихся формационных схем. Такая работа выполнена автором в процессе составления палеовулканологической карты силурий-ско-девонских формаций Магнитогорского мегасинклинория (табл. 2).

Согласно предлагаемой схеме, геосинклинальные вулканы образуют три формационных ряда. Из них два более древние образованы полными стандартными наборами преимущественно натриевых формаций, характер-

Таблица 2

Схема формационного расчленения геосинклинальных
вулканогенных толщ Магнитогорского мегасинклинория

| Формационные ряды | Петрохимические серии | | Формации | Субформации | Свиты (св.), комплексы (к.), толщи (т.) |
|-------------------------|-------------------------|----------------------------|------------------------------|---------------------------------|---|
| III ($D_2 - D_3 f$) | K-Na | Субщелочная | Б-АБ ($D_3 f$) | — | Колтубанская св. |
| | | | Б-А-Д-Р ($D_2 - D_3 f$) | — | Джусинский и юсинский к. |
| II ($S_2 ? - D_2 gv$) | K-Na | Известково-щелочная | А-Б ($D_2 gv$) | Непрерывная (гибридная) Б-А-Д-Р | Верхи порфирового к. Уйско-Кацбахской зоны |
| | | | | Слабодифференцированная Б-АБ | Горбуновская, суундукская, шубартауская, кусемская т. |
| | Na | Толеит-известково-щелочная | Б-Р ($D_2 ef-gv$) | Непрерывная Б-А-Д-Р | Улутауская св. Учалинско-Верхнеуральского р-на, исиргужинская т. Ащebutакской зоны |
| | | | | Контрастная Б-Р | Карамальташская св., таубектинская, ащebutакская т. Ащebutакской зоны |
| | | | | Недифференцированная Б | Круторожинская, калиновская, савельевская т. |
| | | | | Контрастная дацит-содержащая | Верхи киембаевской св. |
| Толеитовая | Б ($S_2 ? - D_{1-2}$) | Недифференцированная Б | Недифференцированная Б | Низы киембаевской св. | |
| | | | Контрастная дацит-содержащая | Верхи киембаевской св. | |
| I ($O - D_2 ef$) | K-Na | Известково-щелочная | А-Б ($D_1 - D_2 ef$) | Трахидацитовая | Ирендыкская св., сукараковская т. |
| | | | | Непрерывная (гибридная) Б-А-Д-Р | Ирендыкская св., вишневицкий и подольский к. |
| | | | | Слабодифференцированная Б-АБ | Ирендыкская св. |
| | Na | Толеит-известково-щелочная | Б-Р ($S_2 - D_1$) | Непрерывная Б-А-Д-Р | Баймак-бурибаевская св., баймакский к., макан-мамбетовский к. (андезито-базальтовая, андезитовая и дацит-риолитовая т.) |
| | | | | Контрастная Б-Р | Баймак-бурибаевская св., диабазовая, сплит-вариолитовая и контрастная т. |
| | | Толеитовая | Б (O-S) | — | Поляковская и сакмарская св. |

Примечание. Б — базальтовая; Б-Р — базальт-риолитовая; А-Б — андезито-базальтовая; Б-А-Д-Р — базальт-андезит-дацит-риолитовая; Б-АБ — базальт-андезито-базальтовая формации (и субформации).

ными для большинства эвгеосинклиналей СССР и мира [149–151]. Третий ряд редуцирован. Его представляют калиево-натриевые формации: непрерывная субщелочная и базальт-андезито-базальтовая. В непрерывной формации намечаются те же тенденции соотношений контрастных и непрерывных комплексов и изменения их состава, которые установлены в базальт-риолитовых формациях I–II рядов. Базальт-андезито-базальтовая формация (D_{3f}) занимает наложенную тектоническую позицию [328], а по составу обнаруживает черты сходства как с островодужными андезито-базальтовыми, так и с рифтогенными оливин-базальтовыми формациями [315, 343]. Возможно, в нее включаются, как считал Г.Ф. Червяковский, разновозрастные образования, что требует уточнения.

Основной закономерностью эволюции состава вулканитов внутри рядов является смена петрохимических серий от толеитовых к толеит-известково-щелочным, известково-щелочным и субщелочным с параллельным возрастанием содержания калия в сумме щелочей, что подробно рассмотрено несколько ниже.

Площадное распространение формаций показано ниже, а их возрастные соотношения иллюстрируются рис. 5. На схеме видно, что развитие формационных рядов и отдельных формаций не было синхронным по всей рассматриваемой территории, а происходило волнообразно. Проявления начального базальтового вулканизма II и III рядов в некоторых зонах и блоках совпадали во времени с завершением вулканических процессов предыдущих рядов в соседних блоках. Это же можно утверждать и в отношении отдельных формаций и субформаций каждого ряда. Пространственно-возрастные соотношения вулканогенных комплексов и более крупных их ассоциаций (формаций, формационных рядов) характеризуются чаще всего последовательным омоложением вулканогенных толщ в определенном направлении по латерали при синхронном формировании конечных членов предыдущих и начальных членов последующих комплексов. Возникшие при этом структуры подобны сочетанию двояковыпуклых линз, частично наложенных друг на друга. Такие соотношения вулканогенных формаций в западном крыле мегасинклинория были установлены В.В. Коптевой [104] и автором [292], на Южном Урале – Я.А. Рихтером [231], а в целом для Урала – Н.А. Румянцевой и др. [151].

Таким образом, формационные ряды нами, как и предыдущими исследователями, выделены по принципу закономерного (циклического) изменения состава формаций и общности их пространственно-возрастного развития. По последнему признаку ряды являются латерально-возрастными.

Петрографический и петрохимический состав вулканогенных формаций охарактеризован во многих цитированных выше работах, наиболее обстоятельно – Т.И. Фроловой и И.А. Буриковой. Мы ограничимся кратким комментарием формационной схемы (см. табл. 2) по ряду дискуссионных вопросов.

Основные дискуссионные положения ранее предложенных формационных схем сводятся к следующему: 1) одни исследователи (М.Б. Бородаевская, А.И. Кривцов, П.Ф. Сопко, Д.С. Штейнберг и др.) выделяют контрастные и непрерывные вулканогенные комплексы в качестве самостоятельных формаций, другие (П.В. и М.Ю. Аржавитины, В.А. Прокин,

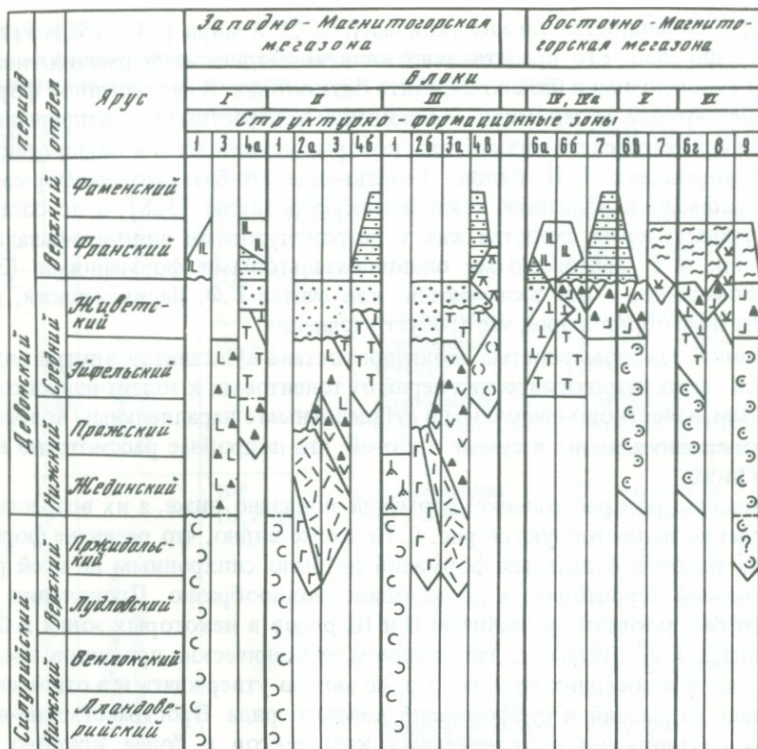


Рис. 5. Схема возрастной корреляции силурийско-девонских вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций Магнитогорского мегасинклинория

Названия пронумерованных зон и блоков см. на рис. 4.

Условные обозначения те же, что и на рис. 15

А.М. Косарев, автор) — включает эти комплексы в качестве субформаций в спилит-кератофировую (базальт-риолитовую) формацию; 2) Т.И. Фролова, И.А. Бурикова, В.С. Шарфман, Р.И. Костина относят баймак-бурибаевскую свиту к контрастной формации, большинство других геологов выделяют в ней, кроме контрастного, и непрерывный комплекс (формация); указанные исследователи также считают, что непрерывные комплексы среднего девона принадлежат, как и андезито-базальтовая формация, известково-щелочной петрохимической серии; 3) Г.Ф. Червяковский, В.М. Нечухин и Г.Б. Мельникова [326] предлагают по аналогии со Средним Уралом выделять некоторые дифференцированные комплексы, включенные большинством исследователей в непрерывные формации (или субформации), в качестве самостоятельной андезитовой формации; 4) автором совместно с А.М. Косаревым [113, 263] утверждается наличие двух разных типов непрерывных комплексов, принадлежащих базальт-риолитовой и андезито-базальтовой формациям.

Ответы на первые три вопроса могут быть получены при анализе детально изученных в Таналыкской, Учалинско-Ащевутакской структурно-формационных зонах соотношений контрастных и непрерывных комплексов

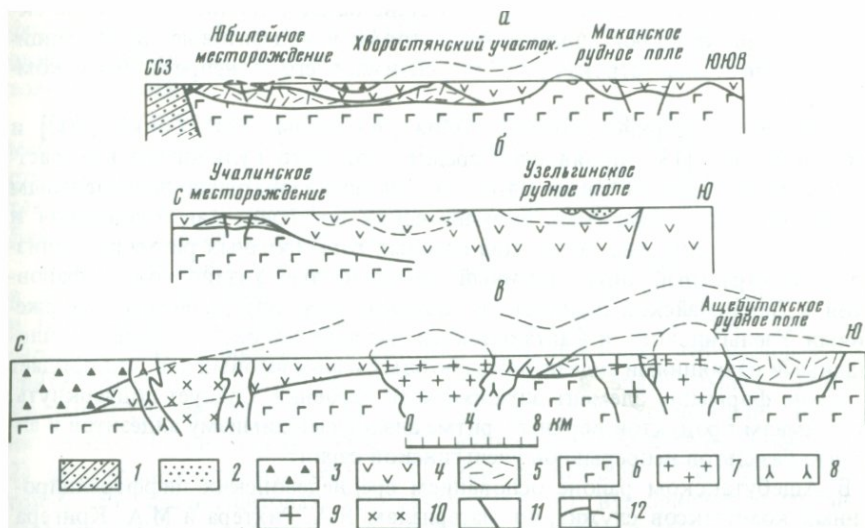


Рис. 6. Соотношения контрастных и непрерывных комплексов базальт-риолитовой формации Магнитогорского мегасинклиория

а-в - продольные разрезы рудных районов: а - Бурибайского, б - Учалинско-Верхнеуральского (составлен с использованием материалов А.С. Бобохова и П.Ф. Сопко), в - Ащебутакского (по данным М.А. Кригера, Я.А. Рихтера, И.А. Смирновой, В.Л. Черкасова). Вертикальный масштаб в два раза больше горизонтального

1 - зилаирская свита ($D_3 \text{ fm}-C_1 t_1$); 2 - улутауская свита ($D_2 \text{ gv}$); 3 - андезито-базальтовая формация ($D_1-D_2 \text{ ef}$ - в Бурибайском, $D_2 \text{ gv}$ - в Ащебутакском районах); 4-6 - базальт-риолитовая формация ($S-D_1$ - в Бурибайском, D_2 - в Учалинско-Верхнеуральском и Ащебутакском районах): 4 - непрерывные комплексы, 5 - контрастные комплексы, 6 - базальтовое основание; 7, 8 - гипабиссальные тела, коагматичные вулканогенной формации ($D_2-D_3 \text{ f}$): 7 - кислого, 8 - среднего и основного состава; 9, 10 - поздние интрузивные тела ($C_1 t_1$): 9 - кислого, 10 - среднего и основного состава; 11 - разломы; 12 - геологические границы (а) и структурные линии (б)

(рис. 6). Для них характерно совместное положение в зонах с единой эволюцией тектонической обстановки, залегание на общем базальтовом основании при более раннем развитии контрастных комплексов и наращивании разреза за счет непрерывной серии вулканитов, отсутствие перерывов и стратиграфических несогласий, постепенные переходы, нередко "пилообразные" соотношения.

В южной части Таналыкской зоны рассматриваемые комплексы пространственно разобщены и часто имеют тектонические контакты, но местами залегают в одном разрезе (Юбилейное месторождение, Хворостянский участок - см. рис. 6, а). Переходы от однородного базальтового основания к дифференцированной "надстройке" постепенные; в местах развития контрастных комплексов наблюдается переслаивание массивных диабазов с шаровыми базальтовыми афиритами, спилитами и вариолитами, а в участках развития непрерывных комплексов - переслаивание тех же диабазов с андезито-базальтовыми порфиритами.

В северной части Таналыкской зоны соотношения рассматриваемых комплексов более сложные, на значительной территории они простран-

ственно совмещены. Кроме того, в составе базальт-риолитового комплекса здесь присутствуют андезито-базальтовые и андезитовые дифференциаты (Куянтауская структура), что сближает его с непрерывным комплексом.

В Учалинско-Верхнеуральском районе, по данным П.Ф. Сопко [300] и А.С. Бобохова [18], проявления среднедевонского вулканизма контрастного и непрерывного типов определялись последовательно-параллельным развитием таких, например, вулканических построек, как Учалинская и Узельгинская (см. рис. 6, б). Два главных гомодромных ритма вулканизма — контрастный, обусловленный деятельностью Учалинской, Сафаровской и Первомайской построек, и непрерывный, определяемый извержениями Узельгинского и Сайтаковского палеовулканов, — сменились площадными излияниями андезито-базальтовых и андезитовых лав, что придает в целом формации элемент антидромного строения. Следует подчеркнуть, что химизм продуктов верхнего ритма аналогичен химизму андезитов и андезито-базальтов непрерывной узельгинской серии.

В Ащebutакском районе основанием среднедевонских дифференцированных комплексов служит, по материалам Я.А. Рихтера и М.А. Кригера [232], базальтовая (таубектинская) толща. Залегающие на ней ащebutакская (кислая) и иссиргужинская (дифференцированная базальт-андезит-дацит-риолитовая) толщи находятся в сложных соотношениях как между собой, так и с залегающей в целом выше андезито-базальтовой формацией (см. рис. 6, в).

Приведенные примеры в совокупности с данными о близости состава вулканитов рассматриваемых комплексов и ранее опубликованные работы [101, 265, 266, 300] убеждают в том, что контрастные и непрерывные комплексы принадлежат одной формации. Следовательно, они должны выделяться в качестве субформаций (или подформаций). Нет достаточных оснований и для отнесения некоторых вулканогенных толщ непрерывных субформаций (например, верхов баймак-бурибаевской свиты) к андезитовой формации, так как эти толщи по составу, структурному положению и возрасту неразрывно связаны с подстилающими вулканами.

Структурные соотношения базальт-риолитовых и более молодых андезито-базальтовых формаций существенно отличаются от рассмотренных. С одной стороны, вулканизм андезито-базальтовых формаций контролировался принципиально иными структурами, чем поздние проявления вулканизма базальт-риолитовых формаций, что выражается, в частности, в общей наложенности протяженных андезито-базальтовых поясов на разновозрастные образования, имеющие различную формационную принадлежность. С другой стороны, в некоторых блоках начальные извержения вулканов андезито-базальтовой формации совпали во времени с завершением предшествовавшего кислого вулканизма, что привело к резким выклиниваниям вулканогенных толщ и соотношениям типа "фациальной дилы". В участках пространственного совмещения ареалов активного вулканизма обеих формаций наблюдаются постепенные переходы между ними [162], причем нерезкость контактов обусловлена как переслаиванием пород с ясно выраженными признаками различной формационной принадлежности, так и появлением пород с промежуточными петрографическими и петрохимическими чертами. Например, на Мамбетовском участ-

ке [255, 256, 263] в наиболее поздних кислых породах базальт-риолитовой формации появляются вкрапленники пироксена и повышается содержание окиси кальция, что сближает их с породами ирендыкской андезито-базальтовой формации.

Промежуточные и удаленные фации андезито-базальтовой формации местами залегают с резким угловым и азимутальным несогласием на подстилающих вулканитах, что свидетельствует о существенном изменении тектонической обстановки, как это было показано для центральной части Баймакского рудного района [250].

Выяснение вопроса о двух типах непрерывных серий особенно важно в связи с оценкой их рудоносности. Для восточных частей Баймакского и Бурибайского рудных районов П.Ф. Сопко, М.Ш. Биковым, А.М. Косаревым, А.И. Кривцовым и автором было показано, что ирендыкская свита имеет нестандартный состав, содержит в значительных объемах кислые и средние породы [13, 101, 113, 263, 299]. Установлено, что развиты здесь толщи (снизу вверх): 1) вулканогенноосадочная (майская), 2) андезит-андезито-базальтовая, 3) дацит-риолитовая, 4) андезито-базальтовая, 5) трахидацитовая (сукраковская), 6) вулканогенно-осадочная (гадилевская) — залегают в одном стратиграфическом интервале ($D_1 - D_2$ ef) с типичной ирендыкской свитой соседних районов и имеют с ней постепенные переходы по латерали. Наиболее широко дифференцированные вулканиты ирендыкской свиты распространены в Вишнево-Сукраковском (Майском, по А.И. Кривцову) блоке, где их мощность достигает 1,5 км.

Согласно некоторым представлениям [299], пестрый состав свиты обусловлен совмещением вулканизма двух или более формаций. А.М. Косаревым [133] показаны петрографические и петрохимические отличия кислых вулканитов ирендыкской свиты от аналогичных по содержанию SiO_2 вулканитов баймак-бурибаевской свиты и очень широкое развитие в первой гибридных типов пород. Общие критерии различия рассматриваемых комплексов, по совместным данным автора и А.М. Косарева, приведены в табл. 3. Из табл. 3 видно, что все типы пород наиболее резко отличаются по содержанию окиси кальция, а породы базальтового и андезито-базальтового состава — также по магнезиальности. Более высокая известковитость пород непрерывной серии ирендыкской свиты отражается в высоком значении индекса Пиккока по сравнению с величиной этого индекса в непрерывной серии баймак-бурибаевской свиты (соответственно 63 и 56). В дополнение к приведенным в табл. 3 данным можно указать, что для баймак-бурибаевской непрерывной серии характерны переходные петрографические типы пород-дифференциатов и гомодромная их эволюция, тогда как в ирендыкской непрерывной серии развиты более дискретные группы магматических дифференциатов — базальт-андезито-базальтовая и дацит-риолитовая, — а непрерывность ее определяется средними породами гибридного происхождения. Определенная направленность в изменении в разрезе основности вулканитов во втором случае отсутствует.

Принципиальное значение при определении формационной принадлежности рассматриваемых комплексов имеют состав и происхождение входящих в них андезитов. Петрология этих пород рассмотрена Г.Б. Мельниковой [164, 165]. Можно согласиться с ее обоснованным утверждением, что андезиты баймак-бурибаевской и улутауской свит Южного Урала являются про-

Таблица 3

Основные критерии отличия вулканогенных формаций Бурибайского рудного района

| Критерии | | |
|------------------|--|---|
| Петрографические | Характерные породы | Основные |
| | | Средние |
| | | Кислые |
| | | Характерные структуры |
| Петрохимические | Средние содержания некоторых окислов, вес. % | Fe ₂ O ₃ |
| | | FeO |
| | | CaO |
| Петрохимические | Средние петрохимические характеристики | MgO |
| | | Na ₂ O |
| | | $\alpha (\alpha = \frac{a}{a+c} \cdot 100)$ |
| Фацальные | Соотношение эффузивных и пирокластических пород Роль вулканогенно-осадочных пород Условия накопления | MgO/(Fe ₂ O ₃ + FeO) |
| | | Fe ₂ O ₃ /(FeO + Fe ₂ O ₃) |
| | | $\varphi (\varphi = Fe^{+3}/B \cdot 100)$ |

| Формации | | | | | | | |
|---|----------------------|-------------|---------------------------------------|---|----------------------|-------------|--------|
| Базальт-риолитовая | | | | Андезито-базальтовая | | | |
| Спилиты, диабазы, плагиоклазовые (с небольшим количеством мелких вкрапленников пироксена) андезито-базальтовые и диабазовые порфириты | | | | Пироксен-плагиоклазовые андезито-базальтовые порфириты | | | |
| Перлитовидные андезитовые афириты | | | | Кварц-пироксен-плагиоклазовые и кварц-пироксен-рогообманково-плагиоклазовые порфириты | | | |
| Плагиоклазовые, рогообманково-плагиоклазовые, кварц-рогообманково-плагиоклазовые порфиры | | | | Кварц-пироксен-рогообманково-плагиоклазовые порфиры | | | |
| Афировые, мелкопорфировые | | | | Среднепорфировые до мегафировых | | | |
| Базальтовый | Андезито-базальтовый | Андезитовый | Кислый (от дацитового до риолитового) | Базальтовый | Андезито-базальтовый | Андезитовый | Кислый |
| 2,46 | 2,02 | 2,48 | 1,74 | 3,71 | 1,92 | 2,32 | 1,46 |
| 5,71 | 5,36 | 4,26 | 2,29 | 5,98 | 5,20 | 3,83 | 3,56 |
| 5,72 | 4,36 | 3,52 | 1,92 | 6,04 | 6,70 | 5,40 | 3,10 |
| 8,43 | 6,29 | 4,58 | 1,52 | 6,75 | 4,92 | 3,81 | 1,88 |
| 3,89 | 3,90 | 4,92 | 5,02 | 3,65 | 3,39 | 3,37 | 4,34 |
| 35,07 | 33,65 | 26,52 | 15,01 | 42,99 | 44,62 | 44,83 | 26,10 |
| 1,03 | 0,86 | 0,68 | 0,39 | 0,71 | 0,68 | 0,63 | 0,37 |
| 0,30 | 0,27 | 0,36 | 0,43 | 0,38 | 0,31 | 0,38 | 0,29 |
| 8,73 | 9,19 | 13,68 | 18,97 | 13,92 | 10,92 | 15,27 | 15,00 |
| Преобладание эффузивных пород | | | | Преобладание пирокластических пород | | | |
| Резко подчиненная | | | | Значительная | | | |
| От глубоководных до мелководных | | | | От мелководных до наземных | | | |

изводными толеит-базальтовой магмы и не принадлежат "классическому" типу андезитов. Но представление о том, что все андезиты указанных свит являются гибридными, кажется ошибочным. А.М. Косаревым [113] были детально изучены средние породы рассматриваемых серий. Андезиты и андезито-дациты баймак-бурибаевской свиты характеризуются признаками интенсивного развития процессов аутометасоматоза, свидетельствующими о сохранении значительных объемов летучих в магме при излиянии на дно моря, и повышенными содержаниями P_2O_5 (в среднем 0,35%). Установлено отсутствие раннего титаномагнетита в базальтах, появление его в лейкократовых андезито-базальтах и андезитах и стабильное присутствие в кислых породах, что указывает на возрастание количества и степени окисленности флюидов в магматическом цикле и подтверждает выводы Т.И. Фроловой с соавторами [315–317]. Нами установлено широкое развитие дифференцированных эффузивных потоков и куполов, состав которых варьирует от андезито-базальтового до андезито-дацитового, что связано как с гравитационной, так и с аутометасоматической дифференциацией [256]. На основании этих наблюдений предполагается, что главная причина возникновения непрерывных серий баймак-бурибаевского типа – флюидная дифференциация толеит-базальтовой магмы [265].

Андезитовые порфириты в непрерывной серии ирендыкского типа содержат ксенолиты кислых эффузивных и гиповулканических пород, зерна ксеногенного кварца. Ведущим процессом, обусловившим формирование кварцевых андезитов, была ассимиляция базальт-андезито-базальтовыми расплавами кварцсодержащего сиалического материала на субвулканическом и гипабиссальном уровнях глубинности.

Приведенные данные и наличие аналогичных соотношений в живетской андезито-базальтовой формации восточного борта мегасинклиория, изученной А.Д. Штейнбергом, свидетельствуют, как нам кажется, о правомерности выделения двух типов непрерывных серий вулканитов (субформаций), принадлежащих базальт-риолитовой и андезито-базальтовой формациям.

ВАРИАЦИИ ПЕТРОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Для выяснения вариаций состава вулканогенных формаций и обоснования предложенных схем районирования и формационного расчленения вулканитов Магнитогорского мегасинклиория автором совместно с А.М. Косаревым и З.И. Родичевой использовано 2100 химических анализов, взятых из нашей коллекции, опубликованных и других работ и любезно предоставленных А.С. Бобоховым, М.А. Кригером, Я.А. Рихтером, Д.Н. Салиховым, П.Ф. Сопко, А.Д. Штейнбергом. Анализы сгруппированы в 146 выборках, отвечающих главным типам пород конкретных вулканогенных комплексов. Эти комплексы, как было показано (см. табл. 2), образуют три латерально-возрастных ряда.

Базальтовая формация (O–S) самого древнего ряда имеет выдержанный состав в различных блоках. Слабо отличаются между собой базальты ордовикского, лландоверийского и лудловского возраста, что подтверждает объединение их в единую формацию, характеризующуюся принадлеж-

ностью базальтов к толеитам (рис. 7) и несколько повышенным по сравнению с базальтами других раннегеосинклинальных формаций содержанием в них окиси титана (0,88–2,14%). Среди других геосинклинальных формаций базальтовая формация ордовика–силура выделяется также пониженными содержаниями глинозема (14,1–15,31%) при относительно высоких количествах MgO (до 8,36%) в базальтах. Наиболее высокие коэффициенты фракционирования F имеют лудловские базальты. На диаграммах F–SiO₂ и AFM (см. рис. 7, в, г) видно, что составы базальтов располагаются вдоль вариационной линии толеитовой серии, при этом более железистые лудловские базальты продолжают линию дифференциации ордовикских и нижнесилурийских пород, что указывает на общность их источника и последующую эволюцию.

Базальт-риолитовая формация (S₂–D₁) имеет петрохимические особенности, отличающие ее от других геосинклинальных формаций; это повышенная магнезиальность и несколько повышенная щелочность по сравнению с базальтовой и андезито-базальтовой формациями I ряда. По содержаниям глинозема базальты этой формации приближаются к ордовикско-силурийским. Вместе с тем обнаруживаются некоторые различия в составе субформаций, залегающих в северном (Баймакском) и южном (Бурибайском) блоках.

Контрастная субформация Баймакской подзоны отличается от аналогичной субформации Бурибайской подзоны повышенными общей щелочностью (см. рис. 7, а) и долей калия в сумме щелочей при некотором накоплении калия в поздних дифференциатах (см. рис. 7, б), большими железистостью и содержаниями кремнезема во всех членах петрохимических серий (см. рис. 7, в). Эти отличия хорошо увязываются с данными о большей "сигнализации" Баймакского блока [101]. Непрерывные субформации расматриваемых подзон близки к сериям известково-щелочного типа. Между собой они различаются особенностями дифференциации исходных расплавов (см. рис. 7, в): в Бурибайском районе дифференциация с резким накоплением кремнезема почти без обогащения железом началась от базальтов (F = 0,55), а существенное накопление железа происходило при формировании кислых пород; в Баймакской подзоне лучше реализован толеитовый тренд, а последующее обогащение расплава кремнеземом происходило при слабом накоплении железа и даже обеднении его этим элементом в конце эволюции (F = 0,67–0,74–0,72). В целом для формации характерен толеитовый тип дифференциации базальтов с последующим (в дифференциатах) большим (Бурибайский блок) или меньшим (Баймакский блок) приближением к сериям известково-щелочного типа (см. рис. 7, в, г).

Комплекс щелочных базальтов – трахитов (D₁?), выделенный В.Г. Тищенко в Бурибайско-Орском блоке на границе силурийских и среднедевонских образований под названием мостостроевского, резко отличается от всех формаций I ряда высокой щелочностью и "калиевостью" (см. рис. 8, а, б). Ближайшим петрографическим аналогом его являются эйфельские чанчариты Сакмарской зоны [108]. Определение формационной принадлежности комплекса требует дополнительных исследований.

Андезито-базальтовая формация (D₁–D₂ef) в целом имеет ряд устойчивых характерных признаков, сохраняющихся во всех блоках: повышенную известковистость и глиноземистость (13,33–16,72% в базальтах, до 19,7%

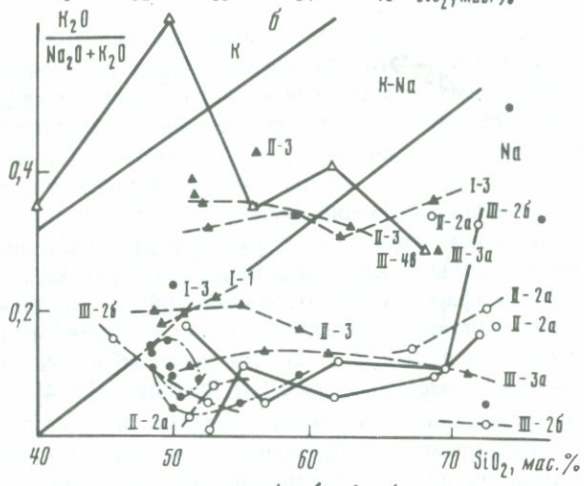
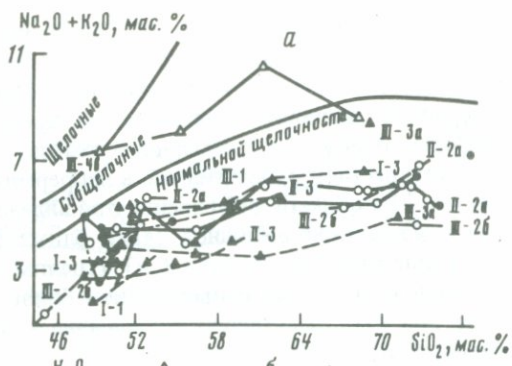
в базальтовых плагиофировых кумюлятах), более высокое содержание калия в сумме щелочей (см. рис. 7, б), что позволяет параллелизовать эту формацию с типичными известково-щелочными сериями, хотя преобладающие базальты и здесь близки к толеитам (см. рис. 7, в, з). При этом в ней отчетливо выделяются два типа петрохимических серий – натриевый низкощелочной и калиево-натриевый с несколько повышенной, но не выходящей за пределы нормальной щелочностью (см. рис. 7, а, б). Вулканиты первого типа характерны для слабо дифференцированной и особенно для непрерывной гибридной субформаций рудоносных блоков и залегают главным образом в низах формации. Вулканиты второго типа характерны для безрудных блоков и тяготеют к верхам разреза. Эволюция исходных расплавов андезито-базальтовой формации, характеризующаяся повышением роли калия в поздних дифференциатах, что отмечалось еще Д.С. Штейнбергом [342], и увеличением общей щелочности пород, особенно ярко подчеркивается проявлением в Подольской структуре трахидацитового субформации [113], завершающей разрез андезито-базальтовой формации.

По характеру фракционирования проявились следующие тенденции: толеитовая, выраженная в наиболее слабо дифференцированных сериях центральных и северных блоков, и известково-щелочная, в общем весьма характерная для рассматриваемой формации и в большинстве блоков близкая к гиперстеновой серии Х. Куно [134], а местами – к известково-щелочной серии Каскадных гор (непрерывная субформация Бурибайской подзоны).

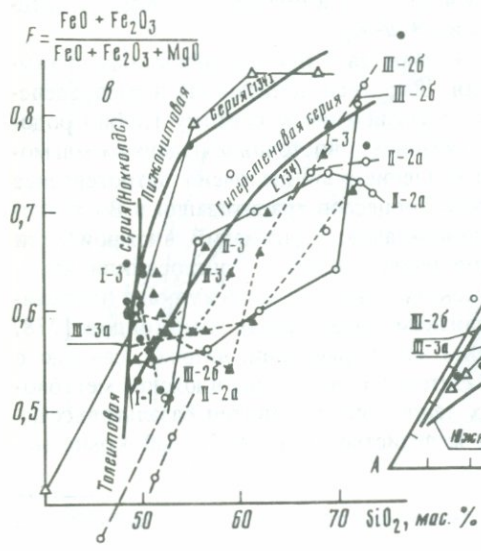
Базальтовая формация ($S_2? - D_2$) II ряда имеет однородный состав, отвечающий толеитовому. По петрохимическим характеристикам (рис. 8, а–в) и содержанию окиси титана (0,92–1,73%) рассматриваемые вулканиты близки к базальтам ордовикско-силурийской формации, однако по повышенным содержаниям глинозема (14,8–17,4%) и пониженным количествам магния они существенно отличаются от последних. Породы Амамбайской подзоны имеют несколько более высокую общую щелочность, чем базальты Домбаровской подзоны (см. рис. 8, а). Диаграммы F–SiO₂ и AFM иллюстрируют дифференциацию базальтов по толеитовому тренду. Базальты основания киембаевской свиты и ее более высоких горизонтов аналогичны по химическому составу, что в совокупности с геологическими и петрографическими данными доказывает правильность отнесения всей толщи к одной, а не к двум различным формациям [339].

Базальт-риолитовая формация (D_{2ef-gv}) по сравнению с аналогичной формацией I ряда в целом более богата железом и окисью титана. Основные эффузивы соответствуют толеитовой серии Е. Осборна [192] и приближаются к линии разграничения толеитовых и известково-щелочных серий Т. Ирвина и У. Барагара [373] (см. рис. 8, з); толеитовая тенденция

Рис. 7. Петрохимические диаграммы для пород вулканогенных формаций I ряда
 1–5 – фигуративные точки средних составов главных типов пород формаций: 1 – базальтовой, 2 – базальт-риолитовой, 3 – андезито-базальтовой, 4 – щелочно-базальт-трахитовой, 5 – базальт-андезито-базальтовой; 6–9 – кривые петрохимических серий различных вулканогенных комплексов: 6 – базальтовых, 7 – контрастных, 8 – непрерывных, 9 – андезито-базальтовых; 10 – номера блоков, зон и подзон, указанных на рис. 4, 5



• 1 ○ 2 ▲ 3 △ 4 ● 5 / 6 / 7 / 8 / 9 III-3a 10



выражена и на диаграмме F-SiO₂ (см. рис. 8, в). Среднедевонская формация отличается также несколько повышенной общей щелочностью и большей долей калия в сумме щелочей — в породах среднего состава.

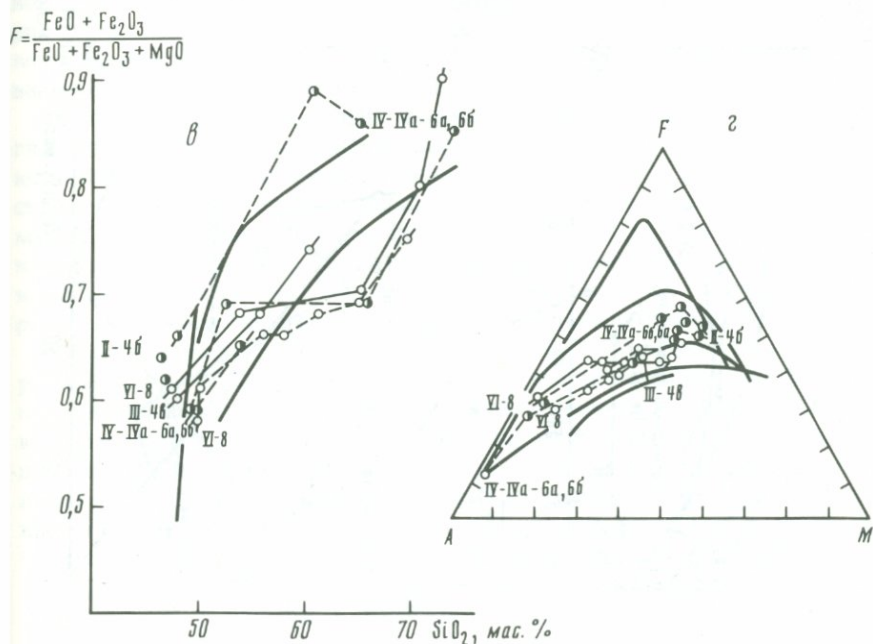
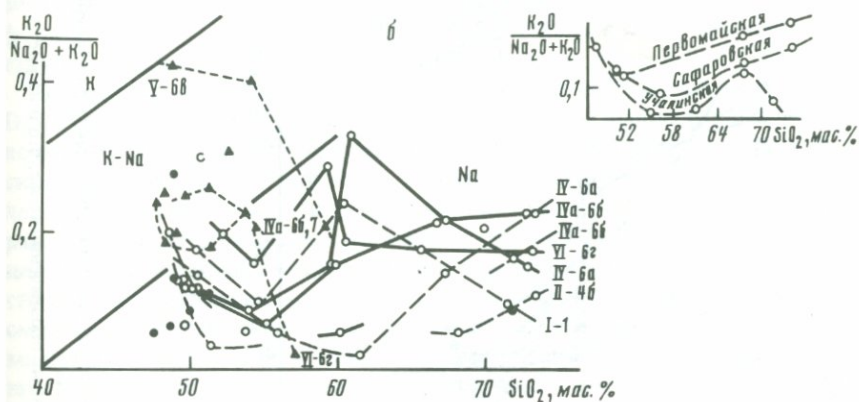
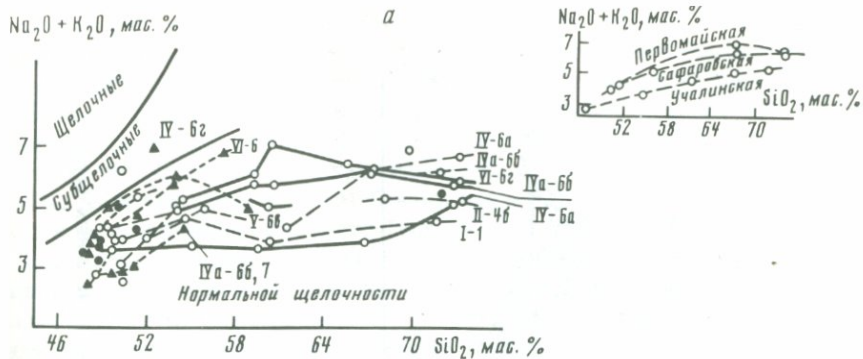
Основные закономерности эволюции расплавов во времени следующие: 1) наиболее высокие содержания суммарного железа (11%) имеют базальты базальтовой и контрастной субформаций, в непрерывных субформациях они заметно ниже; 2) в области дифференциатов андезито-базальт-андезит-дацит-риолит к известково-щелочной серии ближе стоят непрерывные комплексы, чем контрастные (см. рис. 8, в). В целом же контрастные и непрерывные комплексы определенных блоков близки между собой, особенно там, где они пространственно совмещены — например, в Александринском рудном поле.

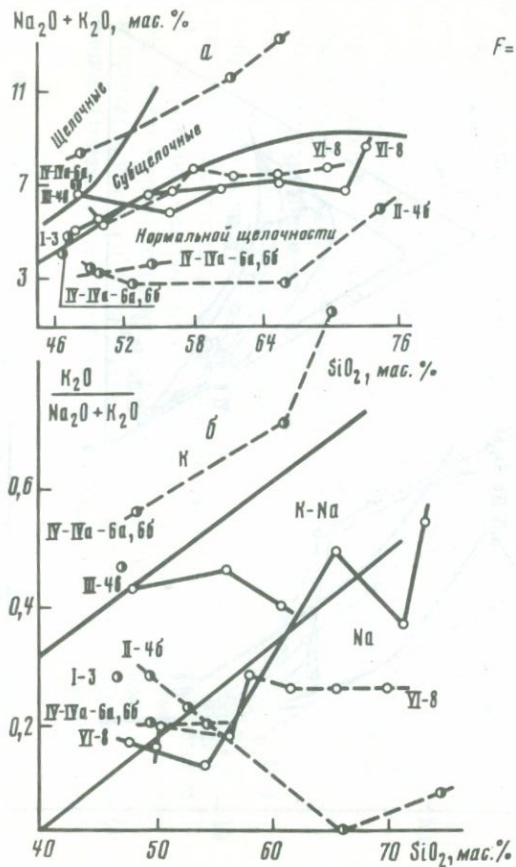
Наиболее яркая закономерность латеральных вариаций состава рассматриваемой формации — это увеличение общей щелочности и калиевости пород контрастных комплексов в направлении с запада на восток (см. рис. 8, а, б). Три изученных разновозрастных контрастных комплекса — Вознесенской (I-1, см. рис. 4, 8, а, б), Сибайской (II-4б) и Учалинской (IV-6а) зон — образуют асимметричную латеральную зональность по щелочности и калиевости. Эта зональность четко прослеживается не только при переходе от одной структурно-формационной зоны к другой, но и в пределах Учалинской зоны, в которой породы расположенных с запада на восток Учалинской, Сафаровской и Первомайской вулканических построек последовательно становятся более щелочными и калиевыми (см. мелко-масштабные диаграммы на рис. 8, а, б). Эта закономерность для северной части мегасинклинория отмечалась ранее Т.И. Фроловой [314].

Другая закономерность изменения состава вулканитов по латерали прослеживается для непрерывной субформации в восточном крыле мегасинклинория. С севера на юг, от Учалинской (IV-6а) к Верхнеуральской (VIa-6б) и далее к Ащebutакской (VI-6г) подзонам в вулканитах увеличиваются общая щелочность и железистость, а в области основных и средних пород — еще и калиевость (см. рис. 8, а-в).

Обе закономерности хорошо увязываются с приповерхностным и глубинным строением мегасинклинория. Широкая зональность в распределении щелочей, вероятно, указывает на увеличение к востоку глубин родоначальных магматических очагов, связанное с восточным падением магмоконтролирующей сколовой зоны, а усиление роли щелочей в петрогенезисе с севера на юг объясняется влиянием процессов гранитизации в Восточно-Уральском поднятии на состав геосинклинальных формаций: в южной части структуры гранитный пояс особенно тесно сопряжен с эвгеосинклиналью, что обусловило появление ащebutакского и джусинского вулканоплутонических комплексов с широким развитием дооргенных гранитоидов [278, 279]. Увеличение железистости в том же направлении, видимо, связано с возрастанием мощности гранулит-базитового слоя коры в южном мегаблоке и общим усилением толеитовых тенденций в развитии базальтовых ассоциаций. Отметим, что наиболее железистый вулканогенный комплекс

Рис. 8. Петрохимические диаграммы для пород вулканогенных формаций II ряда
Условные обозначения те же, что и на рис. 7





$$F = \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$$

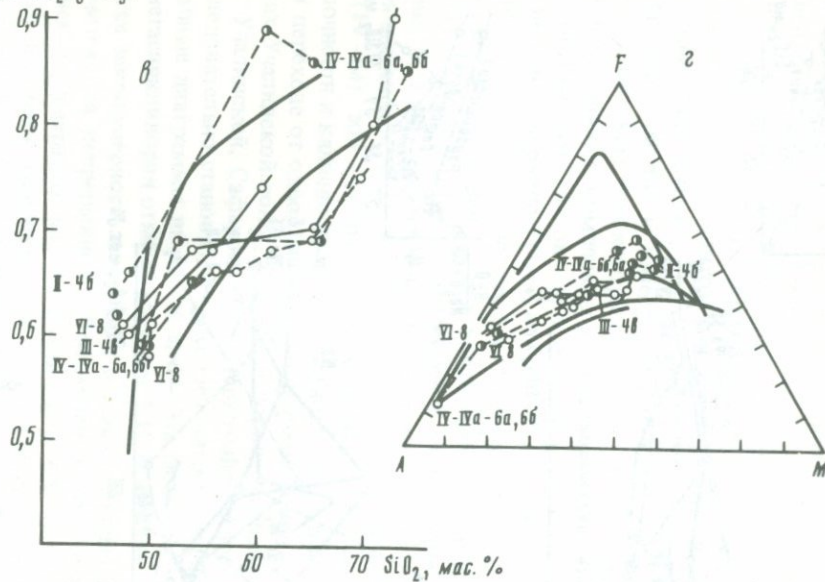


Рис. 9. Петрохимические диаграммы для пород вулканогенных формаций III ряда
Условные обозначения те же, что и на рис. 7

контрастной субформации — абзелиловской (см. рис. 8, в) — расположен также в блоке с увеличенной мощностью коры и гранулит-базитового слоя.

Андезито-базальтовая формация (D_2gv) II ряда по сравнению с однотипной более древней формацией (D_1-D_2ef) обладает повышенной щелочностью; ее породы являются калиево-натриевыми (см. рис. 8, а, б). В целом же петрохимические серии формации, как видно на диаграммах $F-SiO_2$, AFM (см. рис. 8, в, з), близки ирендыкскому типу и отвечают известково-щелочному тренду дифференциации.

По латерали в изменении химического состава вулканитов обнаруживаются те же закономерности, что и для предыдущей формации II ряда. С севера на юг от Верхнеуральской к Амамбайской и Ащebutакской подзонам в породах увеличиваются общая щелочность (см. рис. 8, а) и железистость (см. рис. 8, в, з), что еще раз подчеркивает зависимость состава формаций от блокового строения мегасинклинория и его соотношений со структурами восточного обрамления.

Базальт-андезит-дацит-риолитовая калиево-натриевая формация (D_2-D_3f), представляющая редуцированный III ряд, в целом близка к субщелочной (рис. 9, а). Большая близость состава пород юсинского и джусинско-карабутацкого комплексов, а также образующих последний комплекс толщ между собой по общей щелочности, железистости и другим параметрам и существенные отличия их от дифференцированной формации II ряда убеждают в правильности отнесения этих комплексов к самостоятельной формации (см. рис. 9, а, в, з). Отличия в составе пород рассматриваемой формации от состава вулканитов базальт-риолитовой формации (D_2) заключаются в более высокой щелочности и повышенной глиноземистости (15,91–17,81%) и относительно низкой железистости первой, что приближает ее к формациям известково-щелочного типа (см. рис. 9, в, з). Характер петрохимических серий здесь соответствует известково-щелочному тренду, но в отличие от более ранних дифференцированных комплексов не обнаруживает толеитовых тенденций.

Вариации состава слагающих формацию комплексов и толщ касаются главным образом распределения щелочей и содержаний титана. Базальты юсинского комплекса наиболее богаты титаном ($TiO_2 = 2,14\%$). В джусинском комплексе нижние толщи близки к контрастному типу субформаций и характеризуются преобладанием натрия в составе щелочей. Вулканиты верхних толщ, образующие более непрерывную серию, отличаются калиево-натриевым составом основных и кислых членов ряда. Породы юсинского комплекса образуют калиево-натриевую серию.

Базальт-андезито-базальтовая формация (D_3f) включает два типа петрохимических серий — нормальной щелочности и субщелочной. Серии нормальной щелочности в области наиболее основных пород приближаются к субщелочным составам и представлены калиево-натриевыми, а иногда даже калиевыми типами пород (см. рис. 9, а, б). Кислые породы, встречающиеся редко и преимущественно в жильной фации, имеют резко натриевый профиль. В целом состав основных пород в западном и восточном бортах мегасинклинория аналогичен. Согласно данным Т.И. Фроловой и А.И. Буриковой [315], они занимают промежуточное положение между оливиновыми толеитами и базальтами андезито-базальтовых формаций (по В.А. Кутолину [137]).

Субщелочная серия, развитая в восточном крыле мегасинклиниория, резко отличается от рассмотренных высокой общей щелочностью и увеличением роли калия в кислых дифференциатах (см. рис. 9, а, б). Принадлежность этих пород к базальт-андезито-базальтовой формации вызывает сомнение. Возможно, они относятся к фаменско-нижнетурнейским или нижнекаменноугольным образованиям.

Для уточнения особенностей эволюции расплавов рассмотрены железомagneйные отношения в базальтах всех формаций (рис. 10). Точки составов большинства базальтов, за исключением наиболее магнезиальных баймакбурибаевских, лежат в поле толеитов. При этом базальты силура и ордовика на диаграмме занимают центральное положение и характеризуются относительно небольшими вариациями $\Sigma\text{FeO}/\text{MgO}$ (1,1–1,8). К ним очень близки базальты формации III ряда. Железо-магниеиые отношения в базальтах других формаций варьируют в широких пределах. В общем железистость базальтов однотипных формаций возрастает от I ко II ряду (сравните пары разновозрастных формаций – базальтовых, базальт-риолитовых и андезито-базальтовых – на рис. 10).

Отличия химизма формаций внутри рядов по щелочности и содержанию полевошпатовои извести хорошо видны на диаграммах А.Н. Заварицкого (рис. 11). Они особенно отчетливы для формаций I ряда. На рис. 11, а видно, что андезито-базальтовая формация резко отличается от базальт-риолитовой повышенным содержанием полевошпатовои извести (ареалы фигуративных точек этих формаций пересекаются только в области андезитов), а базальтовая формация занимает промежуточное положение. Кроме того, андезито-базальтовая формация в целом является менее щелочной, особенно в области базальтовых составов. В поле дифференциатов отличия сглаживаются вследствие того, что эволюция расплавов андезито-базальтовой формации происходила с накоплением щелочей. Ареал точек базальтовой формации и на плоскости SBA занимает промежуточное положение.

Различия химизма формации II ряда по известковистости и щелочности менее контрастны, но и здесь сохраняются те же закономерности (см. рис. 11, б). Для формационного ряда указанные различия еще более утрачиваются, сохраняясь лишь в наиболее основных породах (см. рис. 11, в).

Таким образом, одна из важных тенденций эволюции химизма вещества заключается в сближении состава формаций внутри рядов, главным образом за счет увеличения вариаций известковистости и щелочности в формациях андезито-базальтового типа.

Количество глинозема в базальтах Магнитогорского мегасинклиниория возрастает в каждом ряду от ранних его членов к поздним в соответствии со сменой афировых типов пород плагиофировыми. Максимальные значения Al_2O_3 отмечаются в плагиопорфировых кумулятах непрерывных комплексов Бурибайского, Александринского и Джусинского районов и андезито-базальтовых формаций Абзелиловского, Бурибайского и Ащebutакского районов. Пониженные содержания глинозема при относительно высоких количествах MgO установлены в базальтах ордовикско-силурийского возраста Вознесенско-Сакмарской зоны. По названным характеристикам к ним примыкают основные породы базальт-риолитовой формации Таналыкского поднятия. Повышенные содержания Al_2O_3 в афировых базальтах недифференцированных и контрастных комплексов (15,35–16,8%) отмеча-

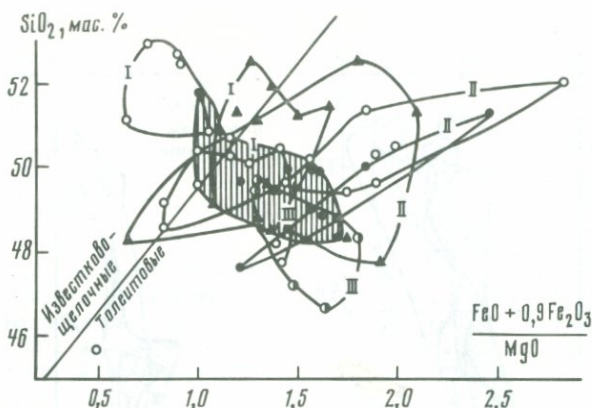


Рис. 10. Зависимость кремнезем—железо-магниевого отношения в базальтах различных формаций Магнитогорского мегасинклинория

Условные обозначения те же, что и на рис. 7.

Римскими цифрами обозначены ареалы фигуративных точек базальтов соответствующих формационных рядов

ются в Домбаровской и Амамбайской зонах, что, вероятно, обусловлено развитием их на более мощном сиалическом основании.

Сравнение степени окисленности железа в базальтах разновозрастных формаций показало: 1) закономерные вариации внутри формаций по латерали и вертикали не устанавливаются; 2) от ранних к поздним членам формационных рядов в общем возрастает размах колебаний по степени окисленности железа, но в андезито-базальтовой формации I ряда он наименьший; 3) в разновозрастных дифференцированных формациях от I к III ряду закономерно уменьшается размах вариаций и степень окисленности железа в базальтах, что прямо коррелируется с уменьшением в них содержания SiO_2 (рис. 12). Полученные выводы, с одной стороны, подтверждают данные Т.И. Фроловой с соавторами о циклическом усилении флюидного режима в ходе геосинклинального процесса [191, 345], с другой — свидетельствуют о значительной роли метаморфизма в изменении первоначальных соотношений в сторону увеличения степени окисленности железа в базальтах.

Иногда высказываются мнения [73], что процессы регионального метаморфизма обуславливают главные петрохимические различия формаций. Ошибочность этих представлений была показана Т.И. Фроловой и И.А. Буриковой [315], установившими различия состава клинопироксенов в разных формациях. Нами проанализированы ранее малоизученные пироксены базальт-риолитовой (S_2-D_1) формации. При сравнении этих пироксенов с пироксенами андезито-базальтовой (D_1-D_2ef) и базальт-риолитовой (D_2ef-gv) формацией видно, что их составы меняются в каждой из формаций по-разному (рис. 13). В базальт-риолитовой (S_2-D_1) формации в пироксенах варьируют содержания Mg—Fe без существенного изменения содержания Ca. В андезито-базальтовой формации реализуется два направления изменений — по оси Mg—Ca, без существенных вариаций железистости,

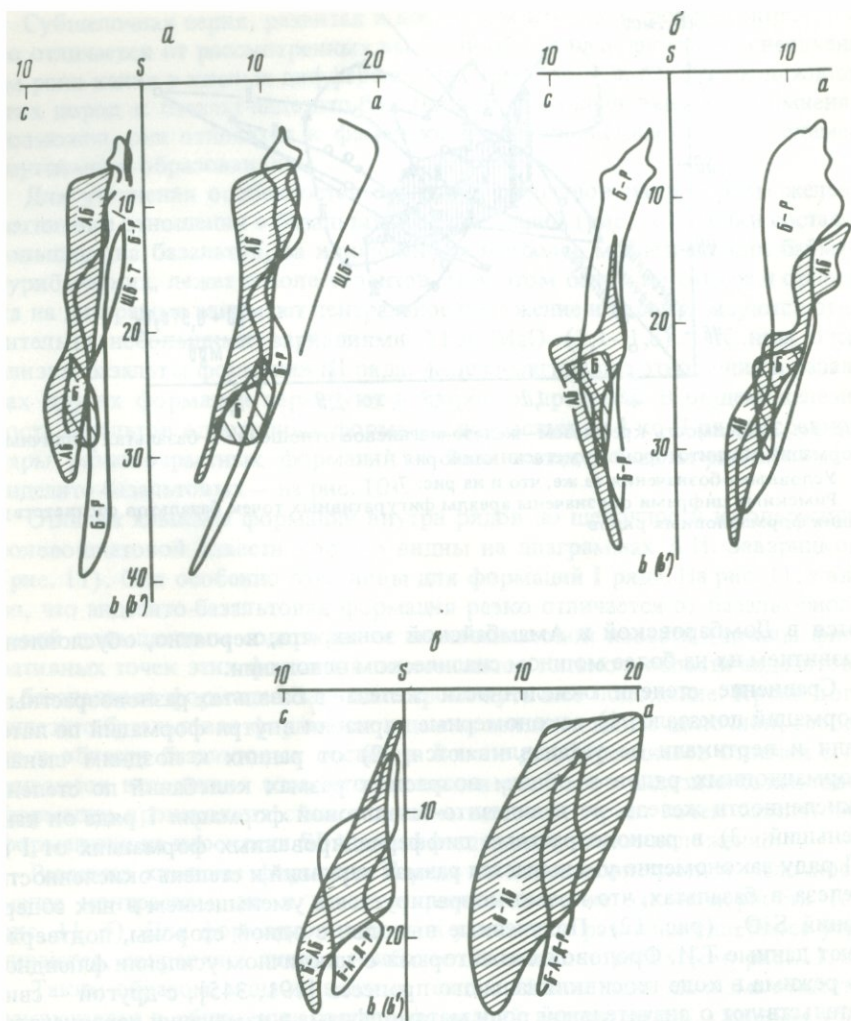


Рис. 11. Диаграммы А.Н. Заварицкого для вулканогенных формаций I (а), II (б) и III (в) рядов

Ареалы фигуративных точек формаций: базальтовой (Б), базальт-риолитовой (Б-Р), щелочнобазальт-трахитовой (ШБ-Т), андезито-базальтовой (А-Б), базальт-андезит-дацит-риолитовой (Б-А-Д-Р), базальт-андезито-базальтовой (Б-АБ)

и в направлении Mg-Fe, с некоторым обеднением Са железистых составов. Наконец, в базальт-риолитовой (D₂) формации реализован Mg-Fe тренд с небольшим обеднением Са железистых составов. Легко заметить, что рассмотренные направления вариаций составов клинопироксенов согласуются с теми тенденциями, которые установлены для петрохимических серий анализируемых формаций. Следовательно, петрохимические данные в общем отражают первоначальный состав последних.

Рис. 12. Зависимость степени окисленности железа — от кремнезема в базальтах различных формаций I (а), II (б) и III (в) рядов и в базальтах дифференцированных формаций I—III рядов (з)

Условные обозначения те же, что и на рис. 7, а буквенные сокращения те же, что и на рис. 11

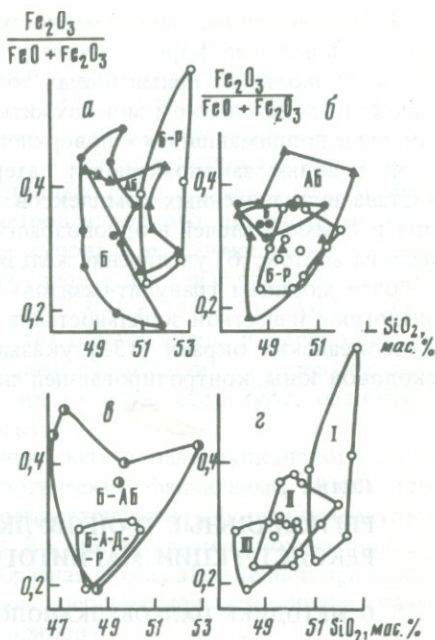
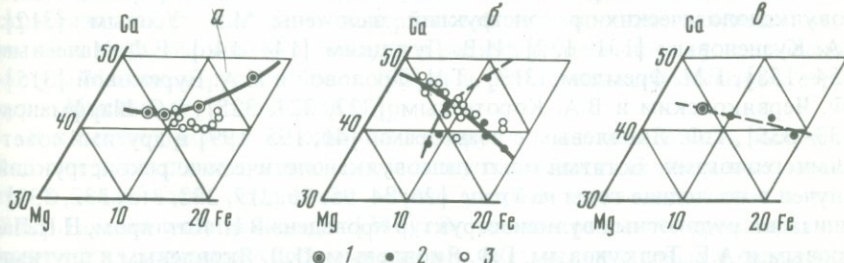


Рис. 13. Диаграммы соотношений весовых количеств Mg—Ca—Fe в клинопироксенах из базальтоидов базальт-риолитовой S₂—D₁ (а), андезито-базальтовой D₁—D₂ ef (б) и базальт-риолитовой D₂gv (в) формаций

1, 2 — по данным химического анализа: 1 — автора (лаборатория ИГ БФАН СССР), 2 — Т.И. Фроловой и И.А. Буриковой [315]; 3 — по оптическим данным



Основные выводы из проведенного анализа сводятся к следующему.

1. Геосинклинальные формации Магнитогорского мегасинклинория образуют ряды с закономерно повторяющимися петрохимическими свойствами вулканитов. Дискретность свойств внутри рядов дает возможность выделить три, а не четыре стандартных формации — базальтовую, базальт-риолитовую и андезито-базальтовую. Контрастные и непрерывные комплексы, по этим данным, должны объединяться в одну формацию.

2. Основные закономерности вариаций состава вулканитов во времени заключаются в циклическом усилении известково-щелочных тенденций, увеличении содержаний глинозема в базальтах, общей щелочности и калиевого порода, возрастании вариаций железо-магниевого отношения в базальтах, а также в увеличении железистости базальтов однотипных формаций к концу геосинклинальной стадии. Переходы от серий толеитового типа к известково-щелочным осуществлялись в пределах базальт-риолитовых и андезито-базальтовых формаций каждого ряда. Наиболее полно известково-щелочные тенденции реализовались в андезито-базальтовых формациях, усиливаясь в формациях поздних рядов.

3. Перечисленные закономерности позволяют считать, что все главные геосинклинальные формации имели общий источник и образовались в результате эволюции примитивных толеитов, близких к океаническим. Таким общим источником мог служить мантийный диапир, длительно и пульсирующе поднимавшийся к поверхности.

4. Главные закономерности латеральных вариаций петрохимического состава вулканогенных комплексов: а) увеличение щелочности и роли калия в сумме щелочей в разновозрастных образованиях в направлении с запада на восток; б) увеличение железистости различных формаций в блоках с более мощным гранулит-базитовым слоем. Первая закономерность по аналогии с известной зональностью в распределении щелочей в вулканитах Тихоокеанских окраин [135] указывает на восточное падение глубинной сколовой зоны, контролировавшей дифференцированный вулканизм.

ГЛАВА 2

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

О МЕТОДИКЕ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Методические основы фациального анализа вулканогенных формаций и палеовулканологических реконструкций заложены М.А. Усовым [312], Ю.А. Кузнецовым [131, 132], И.В. Лучицким [144–146], Е.Ф. Малеевым [154–158], Г.М. Фремдом [313], Т.И. Фроловой и И.А. Буриковой [315], Г.Ф. Червяковским и В.А. Коротеевым [322, 323, 325], В.С. Шарфманом [333–335], Г.Ф. Яковлевым с соавторами [41, 195, 199] и другими советскими геологами. Богатый опыт палеовулканологических реконструкций получен в последние годы на Урале [26, 84, 95, 96, 217, 232, 315, 332, 333]. Типизация рудоносных вулканоструктур проведена В.Н. Котляром, Н.П. Лаверовым и А.Е. Толкуновым, Г.Ф. Яковлевым, П.Д. Яковлевым и другими исследователями [116, 117, 138, 351, 354–356].

В процессе изучения колчеданных рудных районов, полей и месторождений, с учетом опыта работ перечисленных исследователей, автором совместно с П.Ф. Сопко и А.М. Косаревым разработана методика среднемасштабных и детальных палеовулканологических реконструкций [253, 262, 264]. Она заключается в комплексном применении метода мощностей, фациального и структурного анализа в совокупности с интерпретацией геофизических данных и изучением аэрофото- и космических снимков.

Анализ мощностей вулканогенных формаций, толщ и горизонтов позволяет в первом приближении выяснить тип вулканизма и наметить положение его центров. В качестве самостоятельного элемента методики может быть рекомендован для сравнительно хорошо изученных районов со слабо выраженной складчатой структурой. Такие условия характерны для многих колчеданных полей Южного Урала, разбуренных до глубин 300–500, иногда до 800–1200 м и более. Например, в относительно однородных по фациальному составу толщах основных эффузивов западной части Бурибайского рудного района по увеличению мощностей толщи диабазов, диабазовых и

базальтовых порфиритов были выделены крупные щитовые вулканы, отчетливо фиксирующиеся положительными гравиметрическими аномалиями. Более детальный анализ мощностей с составлением карт изопахит определенных горизонтов позволил выяснить резкие выклинивания, несогласные залегания и притыкания вулканогенных толщ и пачек и, таким образом, реконструировать на склоне Петропавловского щитового вулкана шлаковые и лавово-гиадокластитовые купола и разделяющие их диабазовые валы, играющие резко различную роль в локализации колчеданного оруденения на Юбилейном месторождении [300, с. 118–121]. Анализ мощностей сопровождался составлением карт стратоизогипс поверхностей отдельных вулканогенных пачек и изучением сейсмических разрезов, что дало возможность установить кальдеро-депресссионную структуру, осложняющую постройку Юбилейного месторождения.

Структурные методы играют важную роль в палеовулканологических реконструкциях, объединяя общегеологические, фациальные, геолого-геофизические исследования и помогая реконструировать форму палеовулканических построек или их фрагментов. В качестве примера можно привести Маканский палеовулкан – уже своеобразная форма выявленной при геологической съемке полукольцевой в плане гребневидной антиклинали указывает на ее возможную вулканическую природу.

Продуктивный элемент структурных построений – составление карт стратоизогипс определенных поверхностей, позволившее, например, выяснить сложную блоковую структуру и рельеф погребенного вулканического конуса Майского рудного поля [90] или рельеф кальдерообразных структур – Маканской, Подольской и др.

В качестве примера использования структурных методов для выяснения истории развития вулканических и синвулканических структурных элементов и стадийности оруденения можно указать на рассмотренное в гл. 4 Бакр-Тауское месторождение [247]. Во многих реконструированных вулканических аппаратах хорошо выражены системы кольцевых и радиальных трещин, в изучении которых важную роль приобретает дешифрирование крупномасштабных фотоснимков при выявлении структур диаметром от 1–3 до 5–10 км, а также высотных и космических, на которых хорошо читаются структуры диаметром от 15–20 до 50–100 км и более [115].

Интересные результаты дает применение методов микроструктурного анализа. В качестве примера можно привести реконструкцию Горно-Байкаринской вулканической постройки в Баймакском рудном районе [101, с. 90]. Проведенные массовые замеры ориентировки осей столбчатой отдельности в заполняющем жерловину экструзивном куполе, преобладающих роев микролитов (в ориентированных шлифах) и ориентировки миндалинов в андезитовых порфиритах, слагающих фрагменты вулканического конуса, а также направления флюиальности в субвулканическом силле кислого состава – все это позволило выявить четкую радиально-концентрическую структуру палеовулкана.

Любопытные данные получаются при изучении эффузивных потоков шаровых и подушечных диабазов, спилитов и вариолитов. Как показывают работы Ф.Ю. Левинсон-Лессинга [140], Р. Широка [341], Н.С. Скрипченко [270] и многочисленные данные, полученные в последние годы при исследованиях океанического дна [166, 363, 385, 391, 393], по ориентировке

труб и валиков в пиллоу-лавах и по другим структурно-текстурным признакам может быть воссоздана первоначальная картина движения лавовых потоков. Результаты таких наблюдений в породах Карамалыташской антиклинали приведены в гл. 6.

Фациальный анализ является основным элементом рассматриваемой методики. В связи с неоднозначностью понимания термина "вулканогенная фация" следует заметить, что автор придерживается определения, приведенного в Геологическом словаре издания 1973 г. [т. II, с. 353]: "фации вулканогенные — совокупность характерных вулканогенных пород, отличительные особенности которых обусловлены рядом факторов, из которых важнейшими являются: тип вулканизма, характер физико-географической среды, глубина остывания расплава, положение относительно центров извержения...". Специфика вулканогенных фаций, как и магматических фаций вообще, отличающая их от фаций осадочных, заключается, по-видимому, в активном взаимодействии родоначальных магматических расплавов с окружающей средой. Поэтому понятия "фация" и "генетический тип" применительно к магматическим породам частично совпадают, хотя они и не однозначны. Термин "фация вулканогенная" является более широким, так как он отражает свойства породы, связанные с ее генетическим типом (типом вулканизма, составом и температурой магмы и т.д.), а также определяемые условиями формирования (характером физико-географической среды, положением относительно центра извержения и т.д.).

При изучении палеовулканических фаций приходится сталкиваться, во-первых, с разными сторонами сложных процессов возникновения, переноса и отложения вулканического материала и, во-вторых, анализировать пачки и толщи вулканитов, сложенные породами различной фациальной принадлежности. В связи с этим классификация палеовулканических фаций является многомерной, а само содержание понятия палеофаций не вполне совпадает с понятием фаций современных.

Наиболее общим классификационным критерием, как отмечает Ю.А. Кузнецов [131], должна служить глубина застывания расплавов. Используемая нами классификация вертикального ряда (табл. 4) составлена в соответствии с классификациями М.А. Усова [312] и Ю.А. Кузнецова [131]. Оценка глубин формирования фаций проведена с учетом материалов В.Н. Котляра и по нашим данным, полученным при реконструкциях разрезов рудных полей Южного Урала.

В наиболее сложной группе поверхностных палеовулканических фаций нами различалось три класса.

1. Простые фации, или монофации, в которых специфика вулканических процессов прошлого запечатлена в одной определенной породе.

В последние годы благодаря работам И.В. Лучицкого [145], Е.Ф. Малеева [154—156, 159] и многих других исследователей интенсивно развивается изучение простых вулканических фаций, все увеличивающееся число которых отображается и на палеовулканологических картах. Хорошо известные [105, 131, 312] и недавно появившиеся классификации фаций [49, 66, 110, 333 и др.] систематизируют главным образом простые фации. Наибольшая их детализация осуществлена Е.Ф. Малеевым, относившим, например, к самостоятельным фациям различные части лавовых потоков.

Наиболее распространенными и общеупотребительными являются следующие простые фации: эффузивных потоков, покровов и куполов, пирокластических и агломератовых потоков, игнимбригов, пирокластических пород, лахаров, тефроидов, вулкано-терригенных пород, тефротурбидитов и др.

2. Фациальные комплексы, или полифации, характеризуются тем, что тип вулканизма, условия переноса и отложения его продуктов отображены в наборе пород — пачке или толще вулканитов.

Нами предложена систематика поверхностных полифаций [262], служившая основой проведенного палеовулканологического картирования. Несколько модернизированный ее вариант представлен в табл. 5. Отличительная ее особенность — выделение трех групп палеовулканических фаций, отвечающих трещинному, центральному и ареальному типам вулканизма. В группы входят латеральные ряды полифаций, хорошо известные применительно к вулканизму центрального типа [154—156] и эмпирически установленные нами при картировании продуктов трещинных и ареальных извержений. Полифации отражают типы извержений и положение пород по отношению к вулканическим центрам. Они характеризуются специфическими наборами простых фаций и присутствием пород-индикаторов. Предложенная классификация позволяет анализировать типовые для определенных тектоно-магматических и физико-географических условий наборы вулканогенных пород, отвечающие отрезкам геологического времени с сохраняющимися фациальными условиями. Такой подход к фациальному анализу больше отвечает целям и задачам палеовулканологического картирования, объектами которого являются в первую очередь пачки и толщи вулканогенных пород, состоящие из сложно, иногда часто переслаивающихся эффузивных, пирокластических, вулканомиктовых и прочих вулканогенных образований.

На основании большого опыта палеовулканологического картирования к аналогичным выводам пришли В.В. Авдонин и Г.Ф. Яковлев, считающие, что "фациальный анализ должен проводиться по двум направлениям: 1) изучение фациальных особенностей пород и слагаемых ими тел и 2) изучение фациальной принадлежности пачек или толщ, сложенных переслаивающимися между собой или находящимися в иных сложных взаимоотношениях вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами" [41, с. 205].

При показе на палеовулканологической карте прежде всего полифаций она приобретает объемный характер и большую объективность, отображая главные элементы палеовулканической структуры, а не случайную подчас картину размещения простых фаций на уровне современного эрозионного среза.

Одно из главных отличий палеовулканологических карт, представляющих итог комплексного анализа какой-либо формации (или ее части), от традиционных геологических, структурно-фациальных или иных специальных карт, несущих информацию об определенной поверхности, заключается в их объемности и изображении главных типов вулканоструктур значительного отрезка времени.

3. Палеогеографические фации отражают внешнюю обстановку генезиса вулканитов. Принятая нами классификация совмещена с систематикой

фации глубинности (см. табл. 4). Выделяются наземная, мелководная (шельфовая), промежуточная и глубоководная группы фаций. Близкое подразделение принято Т.Я. Гончаровой [49]. Выделение наземной, мелководной и глубоководной групп не вызывает значительных трудностей, так как является традиционным, а фациальный облик формирующихся в этих зонах пород обладает характерными чертами [156, 158, 159, 230, 297]. Не углубляясь в эти вопросы, укажем в качестве примеров, что в глубоководной обстановке, как теперь установлено прямыми наблюдениями при подводных исследованиях, очень характерным является формирование трубчатых и шаровых лав и гиалокластитов; ассоциирующих с пелагическими кремнистыми и кремнисто-глинистыми осадками; для мелководной обстановки характерно накопление грубообломочных пестроцветных туфогенных, тефрогенных и вулканогенно-осадочных толщ с локальными перерывами, обусловленными зонами размыва или нулевой седиментации, в сочетании с образованием рифогенных известняков и т.д. Более или менее определена и нижняя граница шельфовой зоны — 200 м глубже уровня моря, так как изобата 200 м обычно принимается за границу шельфа.

Наиболее сложной в фациальном отношении и вместе с тем очень важной для анализа палеогеографической обстановки является промежуточная зона, отвечающая в современных аналогах геосинклинальных систем — островных дугах — склонам геосинклинальных котловин (внутренних морей) и глубоководных желобов и междуговым прогибам в двойных островных дугах. Здесь, по данным исследователей современного осадкообразования [11, 173], накапливаются наиболее мощные толщи вулканотерригенных пород, образующие в порядке убывания гидродинамической активности фации размыва, неустойчивого накопления песчано-гравийных осадков, отсортированных песков и устойчивого накопления плохо отсортированных алевроито-песчаных осадков [173]. В этой же зоне происходит частичное отложение турбидитов, в основном накапливающихся в глубоководных желобах, а также на склонах океанических котловин. Границы глубин промежуточной фациальной зоны весьма непостоянны в разных структурах, составляя в среднем 0,2–2,0 км на склонах геосинклинальных котловин и в междуговых прогибах, 0,2–4,0 км и более на склонах глубоководных желобов. В соответствии с этими данными и приняты условные вертикальные границы рассматриваемой зоны.

Важное значение при сопоставлении и анализе палеовулканических фаций имеет классификация обломочных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Благодаря работам Е.Ф. Малеева [156, 158, 159], М.Н. Ботвинкиной [31], Г.С. Дзюценидзе и И.В. Хворовой [57] разработана рациональная классификация этих образований [100], общепринятая в настоящее время среди советских геологов. Нами при анализе обломочных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород использовался несколько видоизмененный вариант классификации, разработанный на основе упомянутых работ для Бурибайского рудного района [114]; номенклатура основана на реальных типах пород, откартированных и изученных в районе.

Автором при детальных реконструкциях осуществлен количественный анализ вулканогенных формаций по методике, близкой к рекомендован-

Таблица 5

Классификация поверхностных полифаций геосинклинального вулканизма Южного Урала

| Фациальные группы | Полифации | Текстурно-литологические и фациальные особенности |
|------------------------------|---|--|
| Трещинных извержений | Равнин (лавовых плато) | Подушечные спилиты, вариолиты с подчиненными потоками диабазов, кремнисто-глинистых и песчано-глинистых пород |
| | Щитовых вулканов | Преобладающие потоки диабазов и базальтовых порфиритов при подчиненной роли спилитов |
| | Шлаковых и лавовых куполов | Брекчиевидные, шлаковые и подушечные спилиты и вариолиты, гиалокластиты |
| Извержений центрального типа | Жерловой зоны | Агломераты, агглютинаты, экструзивные купола |
| | Около жерловой зоны (вулканических конусов) | Переслаивающиеся эффузивы, туфы, туфовые и вулканические брекчи |
| | Межвулканических депрессий и равнин | Преобладающий пирокластический материал, лахаровые брекчи, эффузивы |
| | Удаленной зоны | Преобладающие тефроиды и вулканомиктовые породы, туфы |
| | Выполнения кальдер | Преобладающая пирокластика, игнимбритовидные породы, тефроиды, туффиты, эффузивы, экструзии |
| Ареального вулканизма | Эффузивно-экструзивных куполов | Мощные накопления однородных пород кислого и среднего состава с витрокластическими, перлитовидными и флюидальными текстурами |
| | Лавовых плато | Серии лавовых потоков кислого и среднего состава |
| | Жерлово-прижерловой зоны | Грубая пирокластика, эффузивы, экструзивные тела |
| | Удаленной зоны | Мелкообломочные туфы и тефроиды смешанного состава |

ной Е.Ф. Малеевым [157]. На Мамбетовском участке по многочисленным скважинам для отдельных толщ пород были проведены подсчеты процентного содержания вулканитов различного петрографического и фациального состава и определены индексы кислотности, эксплозивности и др. Составленная детальная структурно-фациальная карта (рис. 14) позволила в составе преимущественно лавовой базальт-андезит-дацит-риолитовой толщи общего гомодромного строения выделить кислые эффузивные купола, выявить синвулканическую природу закартированной синклинальной структуры, определить общую форму и контуры постройки ареального

| Характерные черты | | Преобладающий состав |
|--|--|--|
| Отсутствие пирокластики | Присутствие вулканогенно-осадочных пород | Толетовые базальты |
| | Обилие потоков базальтов массивной текстуры | |
| Обилие гиалокластитов и шлаков | | |
| Преобладание грубой пирокластики | Отсутствие упорядоченности в размещении типов пород | Полный ряд от базальтов до риолитов с преобладанием андезито-базальтов и дацитов |
| | Резкое преобладание эффузивов над пирокластикой (для лавовых вулканов) | |
| Преобладание мелкообломочной пирокластики, значительные объемы тефроидов | | |
| Значительные объемы вулканомиктовых пород | | |
| Присутствие в слоистом комплексе игнимбритовидных пород | | |
| Отсутствие или небольшие объемы пирокластики | | Андезиты, дациты, риолито-дациты |
| Грубая пирокластика, ассоциирующая с экструзивными гелами | | |
| Значительные объемы тефроидов | | |

вулканизма и установить закономерную приуроченность известных проявлений колчеданной минерализации к кислым вулканическим куполам (см. рис. 14, б).

Необходимо хотя бы кратко остановиться на критериях выделения пород субвулканической и экструзивной фаций. Ряд лет этому вопросу были посвящены специальные исследования многих геологов, в том числе и автора [101, 199, 249, 286, 300].

Наиболее надежным критерием субвулканических фаций являются признаки активного контакта с породами кровли, но однозначно такие

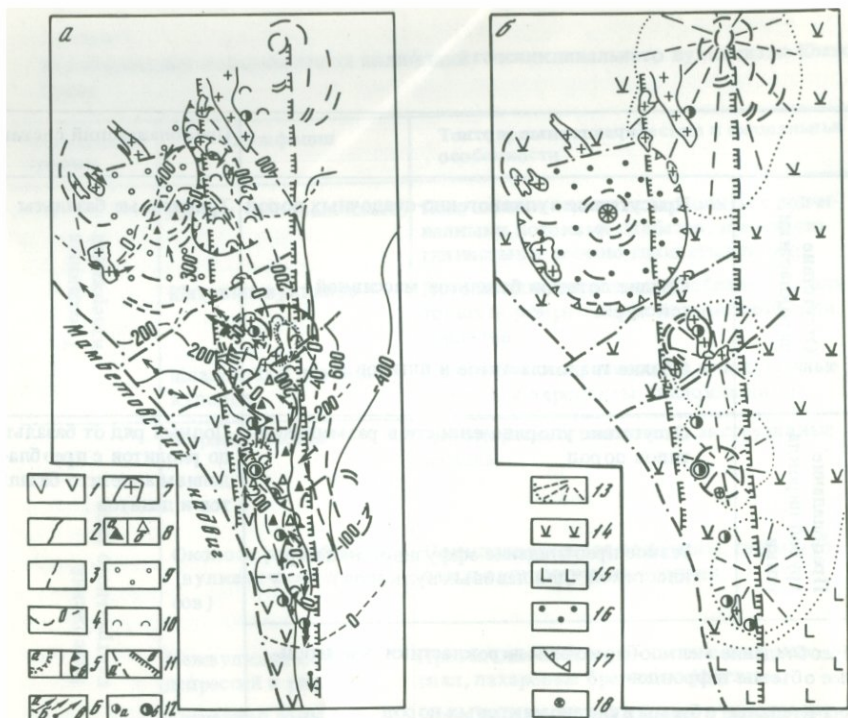


Рис. 14. Структурно-фациальная карта с элементами количественной оценки (а) и палеовулканологическая реконструкция (б) базальт-риолитовой формации (S_2-D_1), расчлененной на пять толщ (Мамбетовский участок, Бурибайский рудный район)

1 – выходы на поверхность 3-й и 4-й толщ; 2 – стратоизогипсы поверхности формации; 3 – стратоизогипсы поверхности 4-й толщи; 4 – изопахиты 5-й толщи; 5 – изолинии индекса кислотности: а – 60%, б – 50%; 6 – векторы эксплозивного индекса 5-й толщи (а), индекса основности 5-й (б) и 4-й (в) толщ; 7 – кислые субвулканические тела; 8–10 – фации центральных вулканов: 8 – прижерловой зоны (а – базальтового, б – кислого состава), 9 – удаленной зоны, 10 – эффузивных куполов кислого и среднего состава; 11 – поздние разломы (а), границы зоны синвулканических рудоконтролирующих разломов (б); 12 – колчеданные рудопроявления (а) и Мамбетовское месторождение (б); 13 – эффузивно-экструзивные купола кислого состава; 14 – лавово-туфовые плато базальт-андезит-дацит-риолитового состава; 15 – базальтоидное основание вулканического массива; 16 – область накопления вулканокластических пород; 17 – граница кальдерообразной депрессии; 18 – базальтовый вулканический центр

соотношения устанавливаются редко и приходится руководствоваться критериями состава и структурно-текстурных особенностей пород. Установлено, что субвулканические породы отличаются от аналогичных по составу эффузивов более высокой степенью раскристаллизации вещества, большим количеством фенокристаллов, симметрично-зональным размещением вкрапленников, микроструктур и текстур породы относительно центральной зоны тела, преобладанием массивных текстур и наличием в контактовых зонах тел определенного типа магматогенных (главным образом автомагматических) брекчий, присутствием в некоторых телах

пегматоидных сростков и гомеогенных включений и другими признаками. Пожалуй, одним из наиболее ярких и не требующих специальных исследований критериев является существенно большая степень упорядоченности и однородности структур и текстур в субвулканических телах.

Вместе с тем, как выяснилось при детальных комплексных исследованиях в Бурибайском [255, 263, 266], Учалинском и Верхнеуральском [18] рудных районах, большинство перечисленных критериев характеризует не только субвулканическую, но и экструзивную фации. Практически единственным надежным критерием отличия экструзивных образований от аналогичных субвулканических пород служит присутствие их обломков в расположенных на одном стратиграфическом уровне или перекрывающих вулканогенно-обломочных отложениях. Примеры таких соотношений приведены при описании Сибайского, Подольского и других рудных полей. Менее надежным критерием, установленным в Бурибайском районе и требующим детальных исследований, является асимметричная зональность экструзивных тел, сближающая их в этом отношении с мощными эффузивными потоками и отличающая от преимущественно симметрично-зональных субвулканических образований.

Рассмотренные элементы методики применялись как при детальных и среднемасштабных палеовулканологических реконструкциях рудных полей и районов, так и при составлении мелкомасштабной палеовулкано-логической карты Магнитогорского мегасинклинория. При составлении схем-срезов основным было выявление ареалов активного вулканизма и общей палеофациальной зональности территории.

ТИПЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА И ОСНОВНЫЕ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ

Фактической основой для выделения типов вулканизма и его структурных форм послужили проведенное автором палеовулкано-логическое картирование и составление палеовулкано-логической карты Магнитогорского мегасинклинория в масштабе 1:500 000, схематизированный вариант которой приведен на рис. 15.

Главные типы палеовулканических структур охарактеризованы в табл. 6. Здесь необходимо отметить следующее. Проведенные исследования показали, что известные по работам Р. Дэли [60] типы вулканической деятельности — трещинный, центральный и ареальный — проявлялись и на геосинклинальной стадии развития Магнитогорского мегасинклинория. Продукты этих типов вулканизма имеют достаточно характерные петрографические и фациальные особенности, позволяющие их картировать. При формировании первичных базальтоидных вулканических поясов (базальтовой и базальт-риолитовой формаций) типы вулканизма сменялись по схеме: трещинный → центральный → ареальный. Вулканизмом трещинного типа были созданы лавовые плато и щитовые вулканы базальтовой формации и сходные с ними структуры основания контрастной субформации. Вулканизм центрального типа проявлялся в периоды накопления контрастных и непрерывных комплексов базальт-риолитовой формации. При этом происходила смена вулканоструктур сложного строения: шлаковых и эффузивно-экструзивных построек (типов "а" и "б", см. табл. 6), харак-

терных для контрастных комплексов, стратовулканами преобладающего андезито-базальтового состава, осложненными вершинными и периферическими кальдерами и самостоятельными кальдера-вулканами. Последние типы вулканоструктур ("в"- "д", см. табл. 6) принадлежат уже непрерывным субформациям. В кальдерах, осложнявших вулканические постройки, и в самостоятельных кальдерах-вулканах, в которых предшествовавшие кальдерообразованию вулcano-купольные формы были утрачены вследствие синвулканических деформаций и эрозии, проявлялся андезит-дацит-риолитовый вулканизм. Он был особенно интенсивен в структурах с периферическими кольцевыми разломами (типы "г" и "д", см. табл. 6) и развивался часто вдоль этих нарушений, вследствие чего указанные типы построек выделены в качестве кольцевых структур. Реальный вулканизм в целом завершал образование первичных базальтоидных поясов, проявляясь преимущественно в конце накопления непрерывных комплексов, но по периферии поясов развивался местами и на более ранних этапах их формирования.

Андезито-базальтовые островодужные пояса сформировались в результате деятельности вулканов центрального типа, как правило, лишенных кальдер.

Смена тектонических обстановок, определивших типы вулканизма, не была резкой, что обусловило появление промежуточных структурных

Рис. 15. Схематическая палеовулканологическая карта геосинклинальных формаций Магнитогорского мегасинклиория

1 — структуры обрамления: поднятия Центрально-Уральское (а) и Восточно-Уральское (б); 2-12 — формации: 2 — базальтовая О-S, 3 — трахибазальт-трахитовая D_1 (?), 4 — базальт-риолитовая S_2-D_1 , контрастная (а) и непрерывная (б) субформации, 5 — андезито-базальтовая D_1-D_2 ef, базальт-андезито-базальтовая (а) и непрерывная базальт-андезито-базальт-дацит-риолитовая (б) субформации, 6 — базальтовая $S_2(?) - D_{1-2}$, 7 — базальт-риолитовая D_2 , базальтовая (а), контрастная (б) и непрерывная (в) субформации, 8 — андезито-базальтовая D_2 , базальт-андезито-базальтовая (а) и непрерывная (б) субформации, 9 — флишoidная D_2 gv, 10 — базальт-андезит-дацит-риолитовая калиево-натриевая D_2 gv- D_3 f, юсинский (а) и джусинский (б) комплексы, 11 — флишoidная D_2 gv- D_3 f, 12 — базальт-андезито-базальтовая D_3 f (а), флишoidная D_3 f(б); 13 — серпентиниты; 14 — образования переходной стадии (C_1) и более молодые (на участках, где по скважинам или предположительно устанавливаются геосинклинальные формации, они не показаны); 15 — крупные вулканические постройки центрального типа и их номера: а — дифференцированного состава (4 — Тубинская, 9 — Майская, 11 — Юбилейного месторождения, 12 — Маканская, 14 — Гайская, 16 — Сибайская, 17 — Учалинская, 23 — Исиргужинская, 24 — Мажаровская, 26 — Сайтаковская, 27 — Джусинская), б — базальт-андезито-базальтовые стратовулканы (1 — Куркакский, 2 — Крыктинский, 3 — Аскарковский, 5 — Гадельшинский, 6 — Галеевский, 10 — Вишнеvский, 21 — Верхне-Солончатский, или Маячный, 22 — Кызылсайский); 16 — контуры палеовулканических структур: а — базальтовых и базальт-риолитовых гряд и щитовых вулканов (15 — Карамалыташского, 30 — Джайлганского), б — кальдер и построек с периферическим кольцевым разломом (7 — Уваряжской, 8 — Бакр-Тау-Таш-Тау-Абейсазовской, 13 — Подольской, 18 — Узельгинской, 19 — Заматохинской, 20 — Александринской, 25 — Ащедутаской, 28 — Будамшинской, 31 — Весеннего месторождения); 17 — наиболее крупные надвиги и взбросо-сдвиги (а), прочие разломы (б); 18 — границы: а — мегасинклиория (стратиграфические), б — формаций и субформаций; 19 — поперечные дислокации, выделяемые по геолого-геофизическим данным; 20 — колчеданные месторождения: а — серноколчеданные, б — медноколчеданные, в — медно-цинковоколчеданные, г — медно-цинковоколчеданные с проявлением полиметаллической минерализации, д — колчеданно-полиметаллические с золотом, е — барит-полиметаллические с золотом, ж — полиметаллические (существенно сферитовые) стратиформные; I-I — линия разреза, показанного на рис. 3.

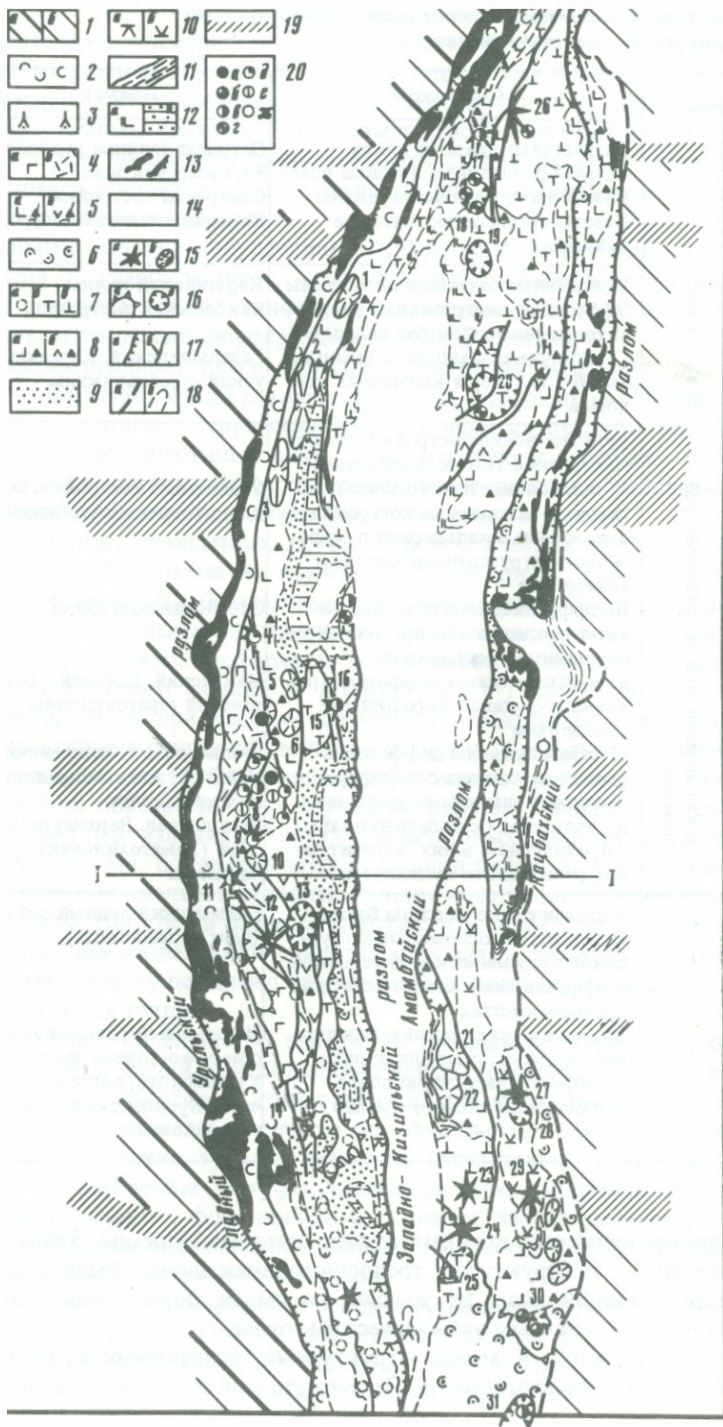


Таблица 6

Главные типы вулканизма и палеовулканические структуры
Магнитогорского мегасинклинория

| Типы вулканизма | Структуры | Пример | |
|-----------------|--|--|---|
| Трещинный | Базальтовые лавовые плато Базальт-риолитовые лавовые плато Базальтовые щитовые вулканы Базальт-риолитовые щитовые вулканы | Петропавловское рудное поле Узункырская зона Самарская постройка Карамальташская постройка | |
| Центральный | без кальдер | Моногенные базальтовые вулканы Эффузивно-экструзивные риодацитовые постройки без кальдер Стратовулканы андезито-базальтовые без кальдер и кольцевых разломов | Карагайский вулкан Какбашская постройка Гадельшинский, Карсаклытауский стратовулканы |
| | с кальдерами или кольцевыми разломами | Вулканические постройки сложного строения (колчеданоносные): а) шлаковые и лавово-гиадокластитовые базальтовые постройки, осложненные кальдерами и эффузивно-экструзивными кислыми аппаратами б) эффузивно-экструзивные базальт-риодацитовые постройки с вершинными кальдерами в) стратовулканы дифференцированного состава с вершинными кальдерами г) стратовулканы дифференцированного состава с периферическими кольцевыми разломами д) кальдеры (кальдера-вулканы) с проявлением в них андезит-дацит-риолитового вулканизма | Учалинская постройка, постройка Юбилейного месторождения Сибайская постройка Маканский, Гайский, Джусинский стратовулканы Узельгинский, Вишневский, Майский, Александринский стратовулканы Подольская, Верхнеуральская (Заматохинская) кальдеры |
| Ареальный | Вулканические массивы базальт-андезитовые, осложненные групповой вулканической постройкой и эффузивными плато кислого и среднего состава Вулканические массивы базальт-андезитовые, увенчанные лаво-пирокластическими плато существенно кислого состава | Баймакский рудный район (центральная часть) Макан-Мамбетовская зона, северо-восточная часть Учалинского, восточная часть Бурибайского рудных районов | |

форм, ярким примером которых служат щитовые вулканы. Эти сооружения, отнесенные к структурам трещинного вулканизма, были созданы в результате излияний лавы из трещин, но имели форму, переходную от лавовых плато к типичным вулканическим горам.

Нет четких границ и между структурами, созданными вулканизмом центрального и ареального типов. Промежуточной формой здесь являются

групповые вулканические постройки, сочетающие в своем строении расчлененные по площади небольшие аппараты центрального типа с лавовыми плато. Последние состоят из многочисленных экструзивных куполов и связанных с ними лавовых потоков. Между двумя подтипами центральных вулканов — не осложненных кальдерами и прошедших стадию деструкции с образованием кальдер — также наблюдаются промежуточные разности, в которых проявилась лишь начальная стадия кальдерообразования, выразившаяся в возникновении кольцевых или полукольцевых разломов без аккумулятивных депрессий.

Трещинные излияния обусловили накопление толщ диабазов, спилитов, вариолитов и гиалокластитов — эвмагматитов афирового облика. Они слагают основной объем недифференцированных базальтовых формаций и комплексы оснований дифференцированных формаций.

В недифференцированных формациях излияния базальтов, локализовавшиеся, вероятно, в виде лавовых покровов, чередовались с накоплением хемогенных и тонких терригенных глубоководных осадков. Вследствие этого были сформированы относительно расслоенные лавовые плато. В отличие от них цоколи дифференцированных формаций образованы главным образом эффузивами и имеют более массивное строение.

В контрастных комплексах, кроме широко развитых афировых базальтов, около 1–2% объема их изученных частей составляют кумуляты — высокомагнезиальные базальтовые и пикрит-базальтовые порфириды [265]. На долю кислых вулканитов — риолитовых, риолито-дацитовых порфиритов и дацитовых порфиритов, пород преимущественно фельзитового и среднепорфирового облика — приходится от 1 до 5% объема. Такие цифры получаются при расчете соотношений различных типов пород в суммарном объеме формаций, включая их мощное базальтовое основание. В отдельных же постройках количество кислых вулканитов составляет до 30–40% их объема. Во всех изученных разрезах контрастных субформаций начальные излияния "сухих" базальтовых расплавов сменялись основными лавами, более богатыми флюидной фазой, и затем чередующимися излияниями кислых и основных лав, происходившими на фоне мелющего бассейна. Поэтому в разрезах контрастных серий обычно снизу вверх выделяются диабазовая (или спилит-диабазовая), спилит-вариолит-гиалокластитовая (или существенно спилитовая) и контрастная диабаз-спилит-дацит-риолитовая толщи.

Подавляющее большинство продуктов трещинных излияний принадлежит эффузивной фации. Среди вулканогенных обломочных пород, составляющих около 10% объема контрастных комплексов, преобладают гиалокластиты, кластолавы и продукты их перемыва — витрокластические тефроиды. Собственно туфы практически отсутствуют. Тефроиды, часто ошибочно принимаемые за туфы, разделяют пачки эффузивных потоков в верхних горизонтах формаций, в их средних частях осадочная компонента представлена яшмоидами, а нижние горизонты формаций содержат лишь редкие прослойки кремнистых пород.

Преобладающие элементарные формы локализации базальтовых продуктов трещинных излияний в дифференцированных формациях — лавовые потоки мощностью от 2–5 до 10–15 м и протяженностью 1–3 км. Среди них выделяются два связанных промежуточными разностями типа:

1) преимущественно массивные палеобазальты с интерсертальными и микрофитовыми структурами, 2) шаровые и подушечные палеобазальты, близкие к спилитам и ассоциирующие с брекчиевыми разностями и гиалокластитами. Обоим типам присуще асимметричное строение со сменой от подошвы к кровле массивных и лучше раскристаллизованных разностей шаровыми или брекчиевидными более стекловатыми породами. Кислые расплавы застывали в виде эффузивных (экзогенных экструзивных) куполов выдавливания мощностью от нескольких десятков до сотен метров и непротяженных эффузивных потоков. Их периферические зоны нередко сложены кластолавами.

Элементарные вулканические формы в совокупности образуют лавовые плато и щитовые вулканы. В районах развития контрастного базальт-риолитового вулканизма те и другие нередко увенчаны вулканическими сооружениями центрального типа — шлаково-лавовыми и лавово-гиалокластитовыми конусами.

Лавовые плато имеют сравнительно простую слоистую структуру, осложненную небольшими валообразными поднятиями, локализованными, по-видимому, в участках сгущения магмовыводящих трещин. Магмоподводящие зоны фиксируются пакетами диабазовых даек, заполнивших трещины отрыва. Примером локальных рифтовых зон является западная часть Бурибайского рудного района [292, 300].

Щитовые вулканы возникли в местах пересечения рифтоподобных зон с поперечными разрывными нарушениями. В силурийской формации они имеют простое строение, диаметр основания 5–10 км, однородный базальтовый состав, сложены эффузивными потоками массивных диабазов. В ядерных частях некоторых построек вскрыты штоки комагматических базальтам габброидов. Отдельные щитовые вулканы (Самарский) осложнены кальдерами и кольцевыми структурами, по которым внедрялись дайки дацитовых порфиритов.

Более сложное строение и контрастный состав имеют вулканические сооружения среднедевонского возраста, типичный пример которых — Карамалыташская (15)* постройка.

Характерными региональными палеовулканическими структурами областей развития базальтового и контрастного вулканизма являются лавовые плато в сочетании со щитовыми вулканами (см. рис. 15). Последние нередко образуют гряды, вытянутые вдоль зон магмовыводящих трещин, как, например, в Акъяр-Бурибайской зоне Бурибайского рудного района [300]. Близкие структуры того же и более молодого возраста выявлены к югу от Орска и в Домбаровском рудном районе (30) И.А. Смирновой и В.Л. Черкасовым, а фрагменты лавовых плато — в Узункыро-Жураминской зоне и в основании среднедевонского разреза Учалинского района П.Ф. Сопко [284]. Иной тип региональных структур представляют крупные одиночные щитовые вулканы, например Карамалыташский, развивавшийся в седиментационном бассейне на склоне Ирендлыкской вулканической гряды.

*Здесь и далее в скобках указаны номера вулканических структур, показанных на рис. 15.

Вулканизм центрального типа проявлялся в предостровной и островной обстановке, обусловив накопление верхних частей базальт-риолитовых и целиком андезито-базальтовых формаций. Вулканические постройки возникали преимущественно в осевых частях палеовулканических зон, контролируясь узлами пересечения магмовыводящих разломов общеруральского и диагонального простирания с поперечными нарушениями.

Палеовулканы центрального типа разнообразны по строению и составу слагающих их продуктов. С определенной долей условности могут быть выделены моногенные вулканы, эффузивно-экструзивные постройки, стратовулканы и вулканические постройки сложного строения и состава.

Моногенные вулканы — небольшие постройки размером 0,5–3 км в поперечнике. Они реконструированы почти во всех формациях, кроме силурийской базальтовой, и входят в структуру сложных вулканических сооружений и эффузивных плато. Выявлено несколько разновидностей моногенных палеовулканов — эксплозивные постройки базальтовые и андезито-базальтовые, шлаковые, эффузивно-шлаковые и эффузивно-гиалокластитовые конусы базальтового состава, эффузивные постройки кислого и андезито-дацитового состава.

Примером построек первой разновидности является Карагайский палеовулкан, изученный А.М. Косаревым в нижнедевонско-эйфельской андезито-базальтовой формации [13]. Он состоит из экструзивно-субвулканического ядра, фиксирующего жерловую зону, и окаймляющей его линзы диаметром 1–3 км грубообломочных пирокластических пород, сложенных обломками плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых базальтовых порфиров.

Шлаковые, эффузивно-шлаковые и эффузивно-гиалокластитовые конусы небольших размеров широко распространены в районах развития базальт-риолитовой формации, например, на рассмотренном ниже Хворостянском участке Бурибайского рудного района, в Баймакском, Учалинском и Сибайском районах. Эти постройки формировались главным образом в поздние стадии накопления спилит-вариолит-гиалокластитовых толщ контрастных базальт-риолитовых субформаций перед массовыми излияниями кислых эффузивов.

Эффузивные моногенные палеовулканы кислого и среднего состава реконструированы автором в непрерывной субформации Баймакского рудного района на фланге месторождения Абей-Саз, на окраине д. Ишмурзино и на других участках [101]. Для них характерны неккч, сложенные агломератовыми брекчиями, и фрагменты конусов, образованных лавовыми брекчиями, имеющими состав, аналогичный породам некков. Такие постройки выделены также П.Ф. Сопко в Учалинском районе [284].

Эффузивно-экструзивные постройки — широко распространенная форма проявления кислого вулканизма контрастных субформаций. Как составные элементы они входят в комплексы выполнения кальдер, в сложные эффузивно-экструзивные сооружения трещинно-центрального типа и плато ареального вулканизма.

Небольшие эффузивно-экструзивные постройки дацитового и дацит-риолитового состава, состоящие из центральной экструзии и нескольких лавовых потоков, закартированы автором на Хворостянском участке. Аналогичные аппараты обусловили и другие локальные проявления кисло-

го вулканизма в контрастной субформации Бурибайского района, а также в Куянтауском блоке Баймакского района. Так, кроме того, выявлены своеобразные криптовулканические аппараты, состоящие из центрального экструзивного тела и системы окружающих его кольцевых и радиальных даек, прорывающих породы базальтового цоколя, или же представленные только радиально-кольцевыми дайками [101].

Эффузивно-экструзивные постройки типа куполов выжимания – неперемнная принадлежность внутрикальдерных комплексов, например Маканской (12), Подольской (13), Будамшинской (28) кальдер. Это основная форма локализации кислых расплавов в сложных многостадийных палеовулканах, где купола выжимания слагают иногда большую часть вулканического сооружения, как в Сибайском палеовулкане (16). Часто в крупных постройках, прошедших стадию деструкции, но не имеющих четко выраженной кальдеры, эффузивно-экструзивные аппараты контролируются кольцевыми разломами – Узельгинская (18), Майская (9) и другие постройки.

В строении плато ареального вулканизма эти формы также играют важную роль. Например, цепочка эффузивно-экструзивных куполов кислого состава размерами в поперечнике от 1,5–2 до 5–7 км протягивается с севера на юг от Подольского месторождения через Мамбетовский и Новочеркасский участки к Гайскому рудному полю на расстояние около 55 км. В Гайском рудном районе они были изучены Е.С. Контарем [23].

По составу, строению и отчасти размерам эффузивно-экструзивные постройки подразделяются на две разновидности – однородного дацитового, риодацитового или риолитового состава, преимущественно массивного сложения и сравнительно небольших размеров (от 0,1 до 1–2 км в поперечнике), дифференцированного андезит-дацит-риолитового состава и зонального строения, сопровождающиеся магматогенными брекчиями и продуктами автометасоматоза (от 0,5–1 до 4–5 км). Постройки первой разновидности выявлены в верхней части кальдерного комплекса Маканского стратовулкана (9), в подрудной зоне Сибайского месторождения, широко распространены в Баймакском районе, слагают значительные объемы пород упомянутой Подольско-Гайской полосы. Постройки второй разновидности – рудоносные эффузивно-экструзивные купола [256, 257], из которых Подольский, Мамбетовский, Сибайский (риолитовый) рассмотрены специально.

Стратовулканы (без кальдеры или кольцевого разлома) наиболее характерны для андезито-базальтовой формации. Это преимущественно пирокластические базальт-андезито-базальтовые постройки размером 7–10 до 25 км в поперечнике – Куркакский (1), Крыктинский (2), Аскарковский (3), Гадельшинский (5), Галеевский (6) и другие более мелкие палеовулканы. В результате их преобладающей эксплозивной деятельности сформировались породы хребтов Куркак, Крыкты и Ирендык. Отдельные палеовулканы и их фрагменты в разное время были описаны Г.Ф. Червяковским и В.А. Коротеевым [109, 325], В.С. Шарфманом и Р.И. Костиной [334], А.Г. Волчковым [37], Т.И. Фроловой и И.А. Буриковой [315].

В Южно-Ирендыкской структурно-формационной подзоне реконструированы многочисленные небольшие существенно базальт-андезито-базальтовые стратовулканы, размером в поперечнике в среднем 5 км. (Жарсаклыт-

ауский, Ельбашский, Сукраковский, Тамаковский, Сагитовский) и еще более мелкие (2—4 км) постройки кислого состава — группа Суурганских вулканов, Северо-Сукраковская и др. [13, 292]. Их деятельность привела к накоплению непрерывной субформации андезито-базальтовой формации. Многие из них извергали наряду с базальтовыми в значительных количествах и андезито-базальтовые продукты, а некоторые (Карсаклытауский, Сагитовский, Нововоздвиженский стратовулканы), кроме того, в небольших объемах извергали андезитовые и дацитовые лавы и пирокластику. Установлены также существенно лавовые базальтовые стратовулканы (Тамаковский). Основные же объемы кислых пород были извергнуты из самостоятельных мелких аппаратов центрального типа [13].

В большинстве построек андезито-базальтовой формации фациальный состав вулканитов зоны конуса характеризуется преобладанием грубо-обломочных пирокластических пород и подчиненным значением эффузивных потоков массивного сложения. В пирокластических породах преобладает ювенильный базальт-андезито-базальтовый материал, выброшенный в пластическом, полуконсолидированном и твердом состоянии. Резургентный материал содержится, как видно на примере Карсаклытауского вулкана, в количестве до 10% и представлен полустекловатыми андезито-базальтами, андезитами и дацитами, слагающими жерловину и и нижние части постройки. Чуждые обломки редки. Они сложены кремнистыми породами либо песчаниками. В нижних частях разреза и в цоколе некоторых сооружений широко развиты субвулканические тела пироксеновых мегафировых порфиритов (Гадельшинский, Гадилевский вулканы). Некоторые субвулканические камеры имели связь с поверхностью, на что указывают пирокластические, реже эффузивные аналоги и жерловые лавобрекчи этих пород.

Характерны простые стратовулканы и для областей развития непрерывных комплексов базальт-риолитовой формации. Их фрагменты, реже относительно хорошо сохранившиеся аппараты реконструированы в смлурийско-нижнедевонской формации Баймакского и Бурибайского районов, в среднедевонской формации Учалинской, Верхнеуральской и Ащebutакской структурно-формационных подзон. Эти стратовулканы, имевшие сравнительно небольшие размеры (табл. 7), формировались главным образом на средних стадиях накопления непрерывных субформаций, располагаясь в подножье крупных и длительно функционировавших палеовулканов и в промежутках между ними в пределах вулканических гряд. Чаще всего это эффузивно-пирокластические сооружения более или менее однородного состава: базальт-андезито-базальтового, существенно андезитового или кислого. В небольших объемах в некоторых из них встречаются породы иного, чем преобладающий петрографический тип, состава и размах дифференциатов (по SiO_2) становится шире (базальт-андезито-базальт-андезитовая постройка рудопроявления "Белая Глинка" или андезит-дацит-риолитовые Горнобайкаринский, Первомайский и другие стратовулканы).

Вулканические постройки сложного строения представляют собой длительно формировавшиеся, многостадийные структуры, как правило, колчеданосные. Их главные элементы — стратовулканы или эффузивно-экструзивные постройки, обычно заложенные на базальтовом щитовидном основании. Для них характерны деформации кальдерообразования и блоковых

Таблица 7

Основные характеристики простых стратовулканов непрерывных субформаций базальт-риолитовой формации Магнитогорского мегасинклинория

| Состав вулкани- тов зоны конуса | Силурийско-нижнедевонская субформация | | Среднедевонская субформация | |
|--|--|--|-----------------------------|---|
| | поперечные размеры, км | стратовулкан (пример) | поперечные раз- меры, км | стратовулкан (пример) |
| Базальт-андези- то-базальтовый | 3 × 2 | Аргаганский | 6 × 2 | Аслаевский* |
| | 14 × 4 | Ташиганский | | |
| | 11,5 × 6 | Акмурумский | | |
| | 2,5 × 3,5 | Горно-Байка- ринский (ба- зальтовый) | | |
| Базальт-андези- то-базальт-анде- зитовый | 4 × 3,5 | Рудопроявле- ния "Белая Глинка" | 9 × 2,5 | Самарский (Суртандин- ский)* |
| Андезит-ба- зальт-андези- товый | 0,5 × 1 – | Группа по- строек Запад- но-Баймак- ской зоны | 2,5 × 3 | Стабиякский** Сокольный* |
| | 1 × 1,5 x | | 8 × 4 | |
| Андезит-дацит- риолитовый | 2 × 1,5 | Горнобай- каринский | 5,5 × 4 | Курудинский* Истамгуловский Япаевский |
| | | | 2 × 1 | |
| | | | 4 × 0,7 | |
| Дацил-риоли- товый | 4 × 2 | Западно-Ку- янтауский | 4 × 2 | Сафаровский* |
| | 5 × 1,5 | Емельяновский | | |
| | 4 × 3,5 | Санкымский | | |

* Выделен П.Ф. Сопко.

** Реконструирован В.С. Шарфманом.

перемещений, многочисленные экструзивные и субвулканические тела нескольких поколений, а также гиповулканические породы, обычно вскрываемые скважинами на глубоких горизонтах. Выделяются пять подтипов этих сооружений (см. табл. 6).

Базальтовые шлаковые и лавово-гиалокластитовые купола, осложненные кальдерами, в некоторых из которых проявился кислый вулканизм, характерны для контрастных базальт-риолитовых комплексов. Типичные примеры – постройка Юбилейного месторождения, рассмотренная в гл. 5 [261, 262, 300], и рудное поле Учалинского месторождения, где реконструкции осуществлялись П.Ф. Сопко и А.С. Бобоховым. По данным А.С. Бобохова [18], кислые породы Учалинского рудного поля в фациях пирокластических, игнимбритовидных пород, тефройдов и экструзивных куполов накапливались в небольших кальдерообразных депрессиях, заложившихся на базальтовом основании в районе месторождения и на поздней базальт-андезито-базальтовой вулканической постройке, перекрывающей Учалинский палеовулкан. Более молодые депрессии – Буранчин-

ская, Курпалы, Юго-Восточная, — окаймляющие его с запада, юга и юго-востока, сформировались, по-видимому, вдоль кольцевого разлома, погребенного базальт-андезито-базальтовой толщей.

Таким образом, устанавливается многостадийное развитие этих сложных вулканоструктур с проявлением кислого вулканизма в экстрезивных, пирокластических (обычных и пемзовых туфов, игнимбритовидных пород) и тефрогенных фациях, образующих полифацию выполнения кальдер. Накопление кальдерных фаций контрастных субформаций происходило в подводной (мелководной) обстановке с последующим их перекрытием мелководными базальт-андезито-базальтовыми эффузивно-пирокластическими толщами, принадлежащими уже непрерывным субформациям.

Эффузивно-экстрезивные палеовулканы с вершинными кальдерами также характерны для контрастных субформаций. Примером может служить Сибайская постройка (16), представляющая уникальное вулканическое сооружение, не имеющее, по-видимому, аналогов среди современных вулканов. Она рассмотрена в гл. 6.

Стратовулканы, осложненные вершинными кальдерами, принадлежат непрерывным субформациям. Наиболее детально из них автором изучен Маканский палеовулкан [264, 266, 300], описанный в гл. 5. К тому же структурно-палеовулканическому типу относится Гайская (14) вулканокупольная постройка, отличающаяся преимущественно кислым (андезито-дацит-дацит-риодацитовым) составом слагающих ее пород.

Сложное палеовулканическое сооружение представляет собой Джусинский (27) палеовулкан (рис. 16). В его строении, по данным Я.А. Рихтера [231], принимают участие три толщи (снизу вверх): 1) базальтовая, образующая щитообразное лавовое основание; 2) преимущественно трахидацитовая, представленная туфами, лавовыми брекчиями и эффузивами, сопровождающимися многочисленными экстрезивными и субвулканическими телами; эти породы заполняют Будамшинскую кальдеру (28), сформировавшуюся на склоне базальтового палеоконуса, и образуют серию мелких вулканических аппаратов по его периферии; 3) андезитобазальтовая, обусловленная деятельностью центрального вулкана и многочисленных побочных аппаратов. На уровне современного эрозионного среза предполагаемая жерловая зона вулкана заполнена гиповулканическими субщелочными гранитоидными и основными породами, комагматичными вулканикам 2-й и 3-й толщ. 4-я толща вулкаников риолито-дацитового состава повышенной щелочности занимает, по Я.А. Рихтеру, низложенную позицию, приурочена к вулканотектоническому грабену и, видимо, накапливалась в результате арального вулканизма.

Кольцевые структуры представлены стратовулканами, осложненными по периферии кольцевыми разломами, и кальдерами. Между ними нет резких различий — собственно кальдеры отличаются от структур первого типа отчетливо выраженными признаками обрушения центрального блока пород по периферическому кольцевому разлому. Эти вулканоструктуры характерны для непрерывных субформаций с широким развитием кислых пород.

Длительно существовавший вулканический центр располагался в районе Александринского рудного поля (20). Здесь, по данным А.Д. Штейнберга

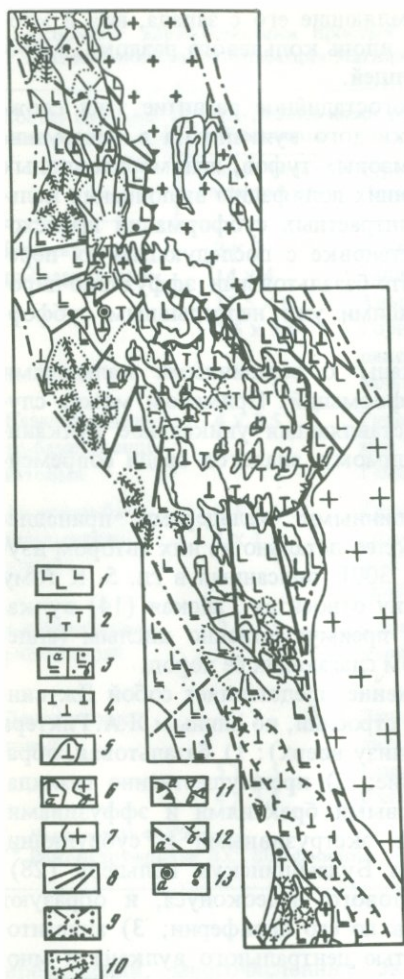


Рис. 16. Палеовулканологическая реконструкция Джусинского рудного поля. Составлена с использованием данных М.А.Кригера и Я.А. Рихтера

1-4 - базальт-андезит-дацит-риолитовая формация D_2-D_3f , толщи снизу вверх: 1 - базальтовая, 2 - трахидацитовая, 3 - эффузивная (а) и эффузивно-пирокластическая (б) андезит-базальтовая, 4 - трахидацит-риолитовая; 5 - кислые субвулканические тела; 6 - гипабиссальные и гиповулканические породы основного (а), субщелочного гранитоидного (б) состава; 7 - гранитоиды PZ_3 ; 8 - зона конуса Джусинского стратовулкана; 9, 10 - побочные вулканические постройки центрального типа: 9 - лавово-туфовые, 10 - лавовые; 11 - контуры жерловой зоны стратовулкана (а) и Будамшинской кальдеры (б); 12 - разломы поздние (а), синвулканические по границам грабенообразных структур (б); 13 - Джусинское месторождение (а) и рудопроявление (б)

и др. (1980 г.), была сформирована сложная кольцевая структура размером около 35×20 км. Эту структуру образуют: 1) крупный щитовой вулкан базальт-риолитового состава, достигающий 25×17 км в поперечнике и осложненный центральной кальдерой диаметром 10×5 км и кольцевым разломом по периферии; 2) стратовулканы и экструзивные постройки, расположенные в центральной кальдере и по периферии кольцевой структуры и сложенные вулканитами базальт-андезит-дацит-риолитового состава непрерывной субформации базальт-риолитовой формации; 3) вулканические аппараты, приуроченные к периферии кольцевой структуры и извергавшие вулканиты андезит-базальтового и дифференцированного состава, относящиеся к андезит-базальтовой формации.

Александринская кольцевая структура (рис. 17) прекрасно выражена в поле силы тяжести. Особенно четко она отображена на плане локальных аномалий Δg ($R = 10$ км), где внешний контур отрицательной полукольцевой аномалии точно совпадает с положением внешнего кольцевого раз-

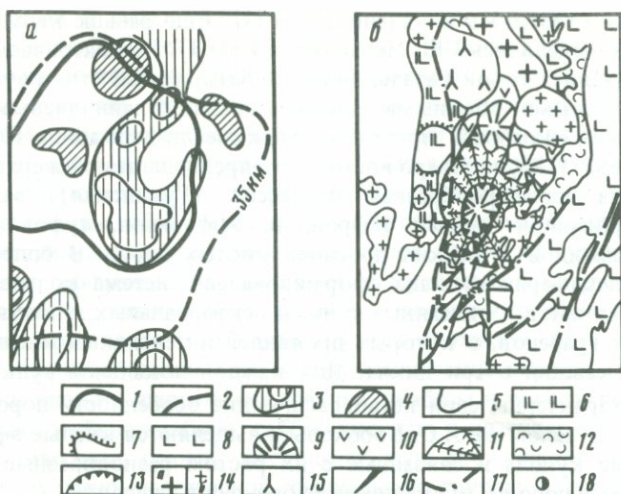


Рис. 17. Геофизическая схема (а) и палеовулканологическая реконструкция (б) Александринской вулканической постройки

1 – контур положительной осредненной аномалии Δg ($R_{cp} = 30$ км); 2 – изолиния мощности гранулит-базитового слоя (35 км); 3–4 – локальные аномалии Δg ($R_{cp} = 10$ км): 3 – отрицательные, 4 – положительные; 5 – осадочные отложения (C_1); 6 – базальт-андезито-базальтовая формация $D_3 f$; 7 – контур франской вулканической постройки; 8 – андезито-базальтовая формация $D_2 gv$, фации промежуточной и удаленной зон; 9–12 – базальт-риолитовая формация: 9 – постройки базальт-дацито-риолитового состава, 10 – фации промежуточной зоны непрерывной субформации, 11 – щитовой базальт-риолитовый вулкан, 12 – базальт-риолитовые лавовые плато; 13 – границы кальдер; 14 – гранитоиды позднепалеозойские (а) и раннекаменноугольные (б); 15 – брабброиды; 16 – серпентиниты; 17 – разломы; 18 – Александринское месторождение

лома. Но структура имеет более глубокие "корни", так как в целом ей соответствуют изометричное в плане утолщение базальтового слоя и крупная положительная аномалия силы тяжести на плане осредненных аномалий ($R = 30$ км).

Александринская структура является примером сложных построек, сочетающих в своем строении вершинную кальдеру с периферическим кольцевым разломом. Стратовулканы, осложненные только периферическими кольцевыми разломами, представлены Узельгинской (18), Майской (9), Вишневской (10) структурами. Близки к ним также Сайтаковская (Учалинский район), Семеновская, Юлалинская (Баймакский район), Хворостянская, Восточно-Акъярская (Бурибайский район) и некоторые другие постройки. Они не имеют хорошо выраженных кольцевых разломов, но эти структурные элементы трассируются субвулканическими, экструзивными телами и дайками нескольких поколений. В составе вулканической зоны конуса преобладают андезито-базальты, встречаются андезито-дациты и андезиты, большая же часть пород среднего состава и почти все кислые вулканиды связаны с деятельностью мелких вулканических центров, расположенных по периферии построек или вдоль относительно молодых разломов чаще всего диагональных простираений.

Характерная структура рассматриваемого типа – Узельгинская (18).

автором она относилась к кальдерам [260]. Еще раньше кальдеры обрушения здесь выделялись Г.Б. Мельниковой [163]. Рассматриваемая структура представляет собой базальт-андезито-базальтовый стратовулкан, сложенный глыбовыми, обычными агломератовыми и лапиллиевыми туфами и эффузивами, который претерпел сложные деформации. По данным А.С. Бобохова [18], к северо-востоку от предполагаемой жерловой зоны существовала кальдерообразная депрессия (Гунинская), заполненная стратифицированной толщей тефроидов, эффузивов, туфов основного состава, яшмоидов и редких прослоев кислых пород. В более поздний период на периферии вулкана сформировалась система кольцевых и радиальных разломов и связанных с ними секториальных и полукольцевых депрессий и грабенов, в которых проявился интенсивный кислый вулканизм, протекавший в три цикла. Для каждой локальной вулканической постройки характерны свои петрографические особенности пород и типы из разрезов, в целом же А.С. Бобоховым выделяются кислые эффузивно-экструзивные купола и связанные с их ростом разнообразные пемзово-игнимбритовые породы, вулканические брекчии и тефроиды.

Однотипные кольцевые структуры – Узельгинская (18), Заматохинская (19) и Александринская (20) – прослеживаются в меридиональном направлении в северной части Учалинско-Верхнеуральской структурно-формационной зоны, что подчеркивает автономность ее развития (см. рис. 15).

Сложные вулканические постройки, приближающиеся к категории кольцевых структур, выделены И.А. Смирновой и В.М. Черкасовым в Ащевутакской структурно-формационной подзоне – Верхне-Солончатский, или Маячный (21), и Кызылсайский (22) палеовулканы. Для них характерны совмещение в одной постройке вулканических продуктов непрерывной субформации базальт-риолитовой формации с вулканитами андезито-базальтовой формации, как это имело место и в Александринской структуре, а также наличие гипабиссальных пород в жерловых зонах вулканов.

По данным И.А. Смирновой и В.Л. Черкасова с привлечением материалов Г.Ф. Яковлева и личных наблюдений, автором в той же зоне выделены крупные (12–18 км в поперечнике) кольцевые структуры – Иссиргужинская (23) и Можаровская (24), в ядрах которых выходят одноименные интрузивные массивы, крылья сложены вулканитами преимущественно андезито-базальтового состава, а вдоль периферических кольцевых разломов сформированы многочисленные мелкие аппараты, извергавшие продукты дифференцированного, преимущественно кислого состава.

Ярким примером кальдера-вулканов служит Подольская (13) кольцевая структура, рассмотренная в гл. 5. Другие реконструированные кальдеры показаны на рис. 15.

Фациальный состав внутрикальдерного вулканизма весьма пестр, но специфичен. Характерные для него простые фации (монофации) объединяются в вулканокластическую, эффузивную и экструзивно-субвулканическую группы. В первую группу входят: а) широко распространенные лавокластические и пирокластические потоки андезитового, андезито-дацитового, дацитового и риолитового состава, по ряду петрографических признаков близкие к игнимбритам; б) обвальные, осыпные и экспло-

зивные брекчии и туфы, возникавшие в процессе формирования экструзивных тел и эффузивных куполов обычно кислого и умеренно кислого, реже среднего состава; в) собственно пирокластические породы — туфы и туфовые брекчии, продукты эксплозий, сопровождавших формирование кальдер, имеющие обычно неоднородный состав, за счет смешения ювенильного кислого и резургентного, чаще всего андезито-базальтового материала, образовавшегося при разрушении цоколя кальдеры; г) широко развитые тефроиды, образованные в результате перемыва вулканокластического материала перечисленных выше типов. Фации эффузивной группы представлены эффузивными потоками и куполами. Экструзивные тела имеют кислый и средний состав, обычно содержат вкрапленники кварца; это штоки, крупные многофазные купола сложного, часто зонального строения, воронкообразные тела. Субвулканические породы — кварцевые дацитовые и риолито-дацитовые порфиры, диабазы и породы гиповулканической фации, габбро-диабазы, габбро-диориты и плагиограниты образуют небольшие массивы, штоки, лакколиты, тела сложной формы и дайки.

Породы вулканокластической фациальной группы в совокупности с другими типами пород, находящимися в подчиненном количестве, приурочены чаще всего к низам кальдерного комплекса. Эффузивные фации более характерны для верхних его горизонтов, хотя четкое подразделение на нижнюю, вулканогенно-обломочную, и верхнюю, эффузивную, толщи можно провести лишь иногда (Маканская кальдера). Экструзивные тела в одних случаях занимают центральное положение внутри кальдер (Подольское рудное поле), в других — располагаются по периферии, контролируя коническими кольцевыми разломами (Маканское, Майское, Бакр-Тау—Таш-Тауское, Узельгинское рудные поля). Субвулканические тела преимущественно локализовались среди пород нижней части внутрикальдерного комплекса и основания кальдер. Реконструированные глубины их становления составляют 100—500 м от древней поверхности осадконакопления. Породы гиповулканической фации, образующие корни кальдера-вулканов, застывали, по тем же данным, на глубинах 600—2100 м.

Характерными региональными первично-вулканическими структурами вулканизма центрального типа являются вулканические гряды, фрагменты которых показаны на рис. 15.

Ареальный вулканизм характеризуется рассредоточением вулканических проявлений на более или менее обширных площадях. При этом возникали вулканические массивы, увенчанные лавовыми и лавово-вулканокластическими плато, которые, в свою очередь, были осложнены некрупными моногенными постройками и стратовулканами, а также многочисленными экструзивными куполами. Эти вулканоструктуры формировались в мелководной и частично наземной обстановке, характерной для архипелага островов. Намечаются два подтипа массивов ареального вулканизма: 1) групповые постройки небольших вулканов центрального типа в сочетании с лавовыми плато, 2) массивы, увенчанные лавовыми плато. Таким образом, лавовые плато, возникшие в результате ареального вулканизма, являются наиболее характерными для этого типа вулканоструктурами. В наиболее ярком выражении они реконструированы в верхах баймакбурибаевской свиты в юго-восточной части Бурибайского рудного района (Мамбетовский участок) и в Западно-Баймакской зоне. Общая особен-

ность плато ареального вулканизма — большое количество мелких вулканических аппаратов центрального типа, расположенных цепочками или рассредоточенных по площади. Характерные петрографические и петрохимические черты продуктов ареального вулканизма — это их стекловатый облик и повышенные содержания K_2O (до 6%), аномальные для вулканигов, входящих в формации натриевого профиля. Элементарными вулканическими формами здесь служат моногенные эффузивные купола выжимания, экструзивные тела и лавовые потоки. Над магмовыводящими каналами эти формы в совокупности образовали небольшие вулкано-купольные постройки диаметром от 1 до 5 км, а на некотором удалении от них — лавовые плато. Многочисленные экструзивные тела кислого состава, представленные обычно кварцевыми дацитовыми и риолито-дацитовыми порфирами, в плане имеют изометричную, а в разрезе — грибообразную или воронковидную форму. В Баймакском районе часто встречаются экструзивные тела с веерообразно расположенной столбчатой отдельностью.

РЕКОНСТРУКЦИИ СТРОЕНИЯ И МИГРАЦИИ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Латеральная миграция вулканизма, по мнению Т.И. Фроловой и И.А. Буриковой, составивших палеовулканологические карты ирендыкской, кара-мыташской, улутауской и колтубанской формаций [315, с. 176–192], осуществлялась в мегасинклинии центростремительно, а, по данным В.М. Сергиевского [267], М.Б. Бородаевской, А.И. Кривцова [24], в целом на Южном Урале — асимметрично, со смещением вулканических поясов с запада на восток.

Для выяснения строения и миграции палеовулканических зон автором была составлена серия палеовулканологических схем-срезов, отвечающих времени накопления главных вулканогенных формаций геосинклинального этапа (рис. 18).

Силурийский срез (рис. 18, 1), на котором анализировались фации базальтовой (O–S) и оснований базальт-риолитовой (S_2 – D_1) и базальтовой (S_2 ?– D_{1-2}) формаций, наиболее гипотетичен вследствие того, что силурийская формация представлена фрагментами в серпентинитовом меланже, а возраст других датирован предположительно. На западном крыле мегасинклинии все же устанавливается достаточно определенная картина фашиальной зональности. В поперечном направлении с запада на восток в базальтовой формации (O–S) прослеживаются зоны преимущественного развития терригенно-известковистых, вулканогенных и кремнисто-глинистых фаций.

Терригенно-известковистые фации, судя по рифогенному характеру известняков с остатками водорослей, кораллов и брахиопод, формировались в обстановке шельфа. Вулканогенные и кремнисто-глинистые отложения накапливались в условиях средних и больших глубин, если принять во внимание широкое развитие шаровой отдельности и гиалокластиков среди вулканигов, преобладание переслаивающихся хемогенных кремнистых, кремнисто-глинистых и глинистых граптолитовых сланцев черной, зеленовато-серой и малиновой окраски среди осадочных пород.

Указанная зональность наиболее полно выражена в Вознесенско-Аска-

ровском блоке, где она впервые была намечена Т.И. Фроловой и И.А. Буриковой [315, с. 25–31], выделившими вознесенский, поляковский и мансуровский типы разрезов, соответствующие рассматриваемым зонам. Южнее, в Баймакско-Сибайском блоке и большей (северной) части Бурибайско-Орского блока (до широты г. Орска), с запада на восток выделяются фациальные зоны: 1) преимущественно вулканогенная; 2) габбро-диабаз-спилитовой ассоциации; 3) глубоководных кремнисто-глинистых отложений.

Вулканогенная зона продолжает аналогичную зону более северного блока, но разрез имеет здесь, по данным А.А. и А.А. Захаровых [67], трехчленное строение: спилит-диабазовые толщи с прослоями углисто-глинистых сланцев и фтанитов ($S_1l-S_1w_1$ и S_2ld) разделены толщей грубых терригенных пород ($S_1w_2-S_2ld_1$). В целом здесь преобладают вулканы, тогда как в Вознесенско-Аскарловском блоке они составляют около половины мощности разреза [315]. Примерно с широты пос. Гай доля вулканитов начинает уменьшаться и южнее Орской широтной ступени силурийский разрез представлен лишь кремнисто-глинистыми фациями.

Габбро-диабаз-спилитовая ассоциация вскрыта в основании баймак-бурибайской свиты. Характерный набор пород – главным образом диабазов, диабазовых, гиабазальтовых и пикрито-базальтовых порфиритов, ассоциирующих с комагматичными им габбро-диабазами, габбро-порфиритами и долеритами, – роднит эту ассоциацию с породами нижних частей второго океанического слоя северо-западной части Тихого океана [235]. Контакты зоны габбро-диабаз-спилитовой ассоциации тектонические или предполагаются на основании анализа гравиметрических данных, но ее выклинивание к югу более определено, так как глубокой скважиной на западном фланге Гайского месторождения под девонскими отложениями вскрыты возможные аналоги силурийской формации в фациях вулканогенных и кремнисто-глинистых пород, а южнее на простирании рассматриваемой ассоциации выходит мощная кремнисто-глинистая толща силура, слагающая самостоятельную фациальную зону.

Таким образом, в размещении фаций силурийских отложений западно-го борта наряду с поперечной намечается и продольная зональность, заключающаяся в уменьшении доли вулканогенного материала к северу и полному его выклиниванию к югу от Баймак-Бурибайского блока. В последнем, кроме того, в силурийской формации появляются кислые породы [67], придавая ей элемент контрастности, а к востоку спилит-диабазовые толщи нарастают мощной линзой габбро-диабаз-спилитовой ассоциации Таналыкского поднятия.

В осевой зоне мегасинклинория, в западном контакте Ахуновского гранитного массива, в узкой тектонической пластине залегают породы габбро-диабазовой ассоциации, отнесенные М.Ш. Биковым предположительно к силурийским образованиям. Действительно, по петрографическим особенностям и химизму (повышенным содержаниям окиси титана) эти породы аналогичны силурийским. Судя по крутому, субвертикальному положению элементов Агыро-Буйдинского разлома, ограничивающих пластину этих пород, она не испытала значительных горизонтальных перемещений.

В восточном крыле мегасинклинория, как отмечает В.А. Маслов [162],

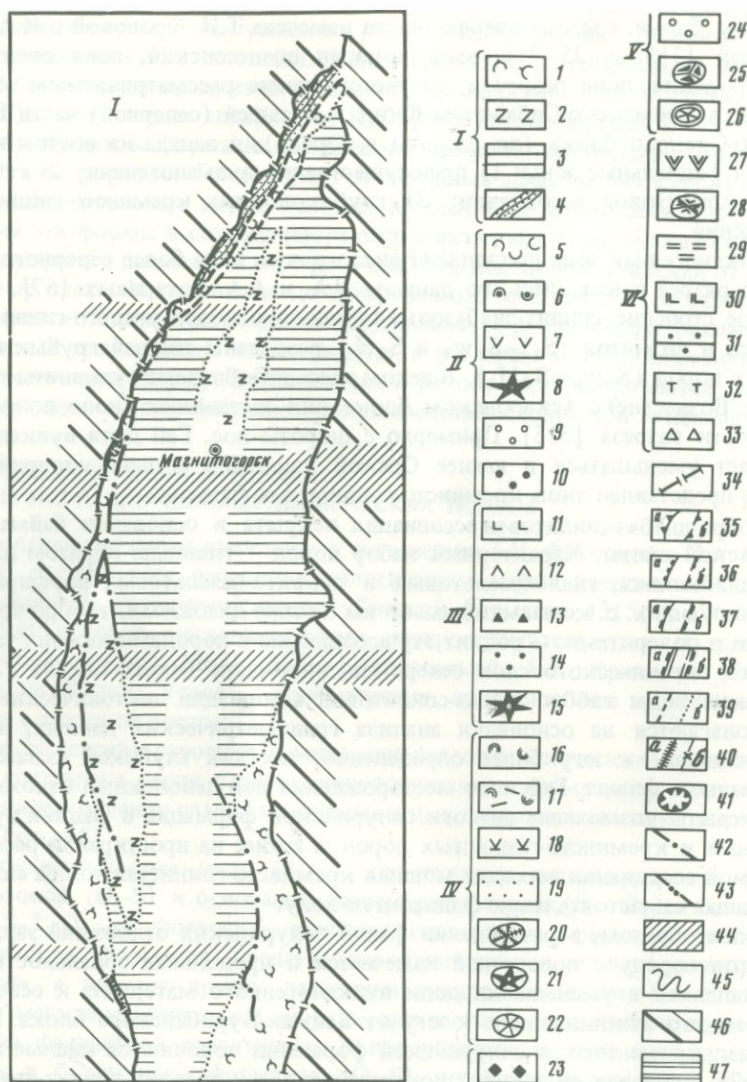


Рис. 18, I

фаунистически охарактеризованные силурийские образования не известны. Однако, по данным Ю.П. Бердюгина и других челябинских геологов, в восточной части Учалинско-Нагайбакского и Верхнеуральского блоков известны черные глинистые сланцы, аналогичные по составу и стратиграфическому положению граптолитовым сланцам силура соседних к востоку районов Восточно-Уральского поднятия. В Субутакско-Амурском блоке силурийские образования не установлены, а южнее, в Кульминско-Домбаровском блоке, к ним предположительно относятся вулканиты основания киембаевской свиты, представленные главным образом массивными базальтами (диабазами). По петрографическим признакам они близки к эффузивам основания баймак-бурибаевской свиты.

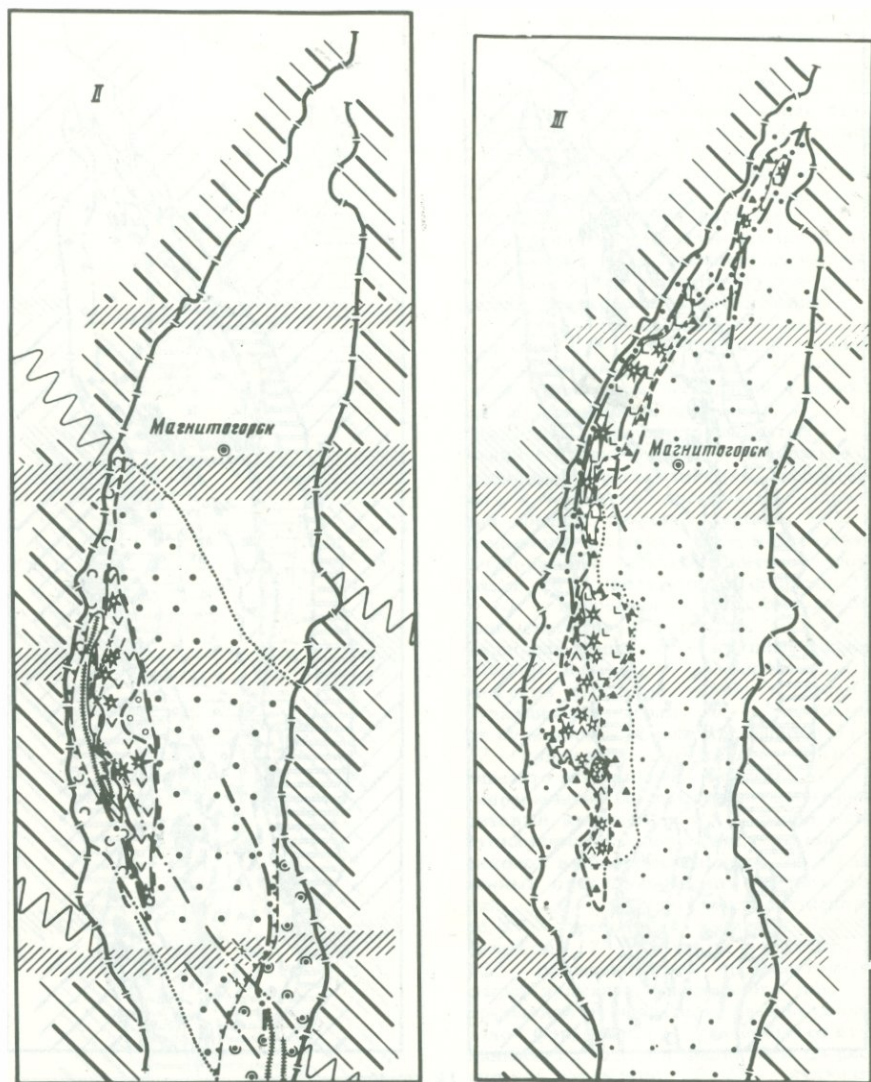


Рис. 18, II, III

Рассмотренная зональность сирурийских образований в совокупности с данными о преобладающем их залегании в виде тектонических пластин и блоков среди серпентинитового меланжа [94, 203] позволяют предполагать следующее: 1) отдельные пластины, соответствующие структурно-фациальным зонам или их частям, перемещены на значительные горизонтальные расстояния (несколько десятков километров, возможно больше), о чем свидетельствует совмещение в узкой Вознесенско-Присакмарской зоне отложений, характеризующих различные палеофациальные обстановки; 2) перемещение осуществлялось с сохранением порядка первоначальной фациальной зональности; 3) базальтовая формация (O-S) накапливалась в пределах шельфа, континентального склона и узкого про-

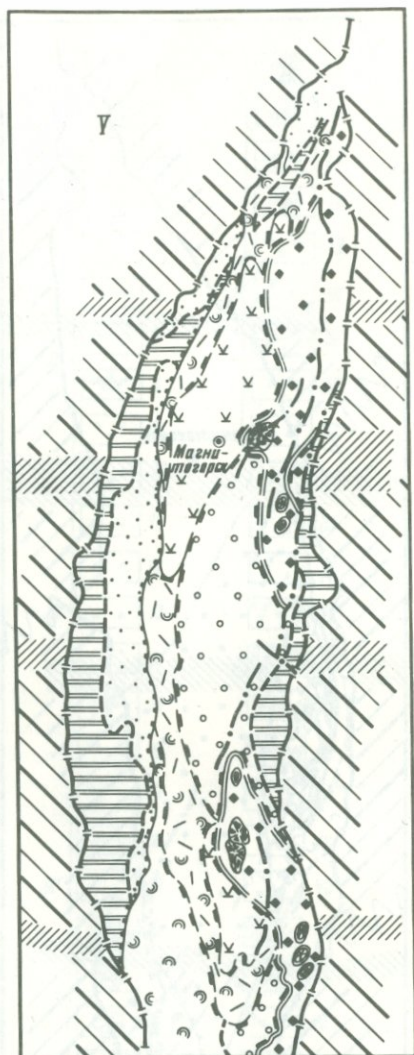
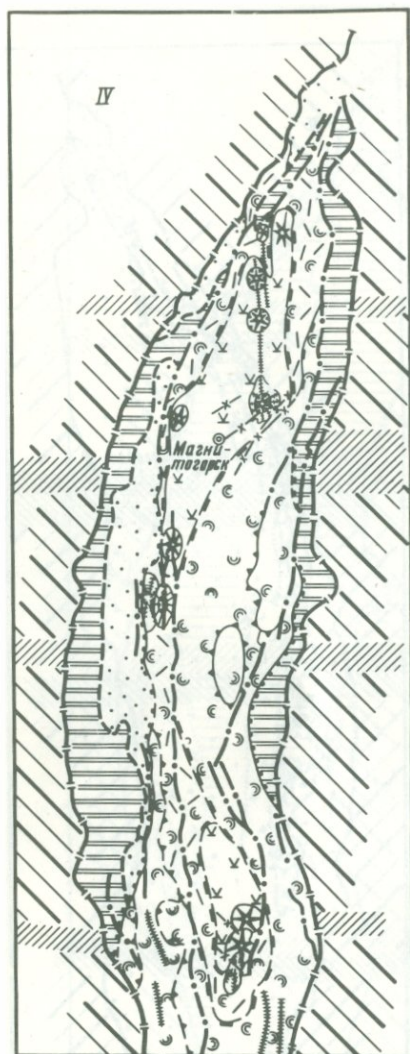


Рис. 18, IV, V

гиба, располагавшегося в осевой зоне мегасинклиория, откуда базальтовые массы в результате спрединга были перемещены в районы его западного борта.

Силурийско-нижнедевонский срез дает представление о размещении фаций базальт-риолитовой (S_2-D_1) и базальтовой ($S?-D_{1-2}$) формаций (см. рис. 18, IV).

Слагающая Таналыкскую структурно-формационную зону базальт-риолитовая формация образована двумя субформациями – базальт-риолитовой контрастной и базальт-андезит-дацит-риолитовой непрерывной.

Накопление вулканитов основания контрастной субформации контролировалось субмеридиональными локальными рифтами. В результате излия-

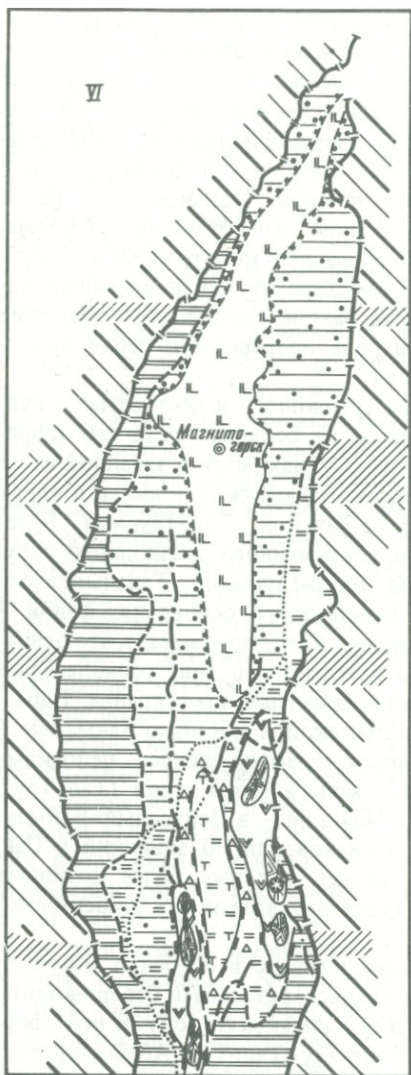


Рис. 18. Палеовулканогеологические срезы Магнитогорского мегасинклиория

I — силурийский (базальтовая формация), II — силурийско-раннедевонский (базальт-риолитовая и базальтовая формации), III — раннедевонско-эйфельский (андезито-базальтовая формация), IV — среднедевонский (базальтовая и базальт-риолитовая формации), V — живетский (андезито-базальтовая формация), VI — позднедевонский (базальт-андезит-дацит-риолитовая K-Na, базальт-андезито-базальтовая K-Na и андезито-базальт-трахиандезит-трахириолитовая формации)

1-33 — площади преобладающего развития: 1 — глубоководных трещинных излияний базальтов; 2 — габбро-диабаз-спилитовой ассоциации (подводные вулканические поднятия), 3 — глубоководных кремнисто-глинистых отложений (глубоководные котловины), 4 — терригенно-известковистых, терригенных и терригенно-кремнистых отложений средних и малых глубин; 5-6 — трещинных излияний (5 — контрастная субформация базальт-риолитовой формации, 6 — базальтовая формация); 7-10 — непрерывной субформации базальт-риолитовой формации (7 — прижерловые фации, 8 — крупные вулканические центры, 9 — фации межвулканических депрессий, равнин и склонов вулканических гряд, 10 — удаленные от вулканических центров фации); 11-12 — прижерловых фаций (11 — базальт-андезито-базальтовый комплекс, 12 — непрерывный базальт-андезит-дацит-риолитовый комплекс); 13 — фаций межвулканических депрессий, равнин и склонов вулканических гряд, 14 — удаленных от вулканических центров фаций, 15 — крупных палеовулканов; 16, 17 — трещинных излияний (16 — базальты, 17 — базальты и риолиты); 18 — прижерловых и промежуточных фаций вулканов центрального типа непрерывной субформации базальт-риолитовой формации, 19 — удаленных от вулканических центров фаций базальт-риолитовой формации, 20-22 — вулканических построек центрального типа (20 — щитовые вулканы контрастного

состава, 21 — стратовулканы базальт-андезит-дацит-риолитового состава, 22 — эффузивно-экструзивные постройки существенного кислого состава); 23 — прижерловых и промежуточных фаций вулканов центрального типа, 24 — удаленных фаций, 25 — стратовулканов, в строении которых участвуют породы базальт-риолитовой и андезито-базальтовой формаций, 26 — стратовулканов базальт-андезито-базальтового состава; 27-29 — непрерывной K-Na формации (27 — околожерловые фации, 28 — вулканические постройки центрального типа, 29 — удаленные от вулканических центров фации); 30, 31 — базальт-андезито-базальтовой K-Na формации (30 — околожерловые фации, 31 — удаленные фации); 32, 33 — андезито-базальт-трахидацит-трахириолитовой формации (32 — околожерловые и промежуточные фации, 33 — удаленные фации); 34-39 — границы (а — установленные, б — предполагаемые); 34 — Магнитогорского мегасинклиория, 35 — базальтовых вулканических гряд, 36 — ареалов вулканической деятельности нижнедевонско-эйфельской андезито-базальтовой, среднедевонской базальт-риолитовой и верхнедевонской базальт-андезито-базальтовой формаций, 37 — вулканических гряд последовательно дифференцированного состава (непрерывных

ний из трещин образовалась гряда щитовых вулканов, сопряженных с лавовыми плато [300]. Многочисленные трещинные аппараты, шлаковые базальтовые и спилит-гиалокластитовые конусы, а также центральные аппараты кислого вулканизма, в результате деятельности которых накопилась верхняя (контрастная) толща базальт-риолитовой субформации, располагались в западной части Таналыкского поднятия. Стратовулканы (Северо-Хворостянский, Хворостянский, Маканский) и более мелкие аппараты, обусловившие накопление непрерывной субформации, контролировались зоной Макан-Петропавловского разлома и образовали ареал общего северо-западного простирания, расположенный восточнее. Таким образом, в Бурибайском районе установлены смещение вулканизма с запада на восток и контроль непрерывной серии вулканитов тектонической зоной сколового типа.

В Баймакском рудном районе ареалы трещинного и центрального вулканизма были пространственно совмещены на большей части его территории. Продукты нижнего ритма вулканизма обнажаются в западной части Куян-Тауской структуры (на севере Западно-Баймакской зоны) и в ядрах вулканических брахиантиклиналей (Бакр-Тауской, Таш-Тауской, Богачевской и др.), выведенных на уровень современного эрозионного среза в результате взбросовых движений по Бакр-Таускому, Таналыкскому и другим разломам. Анализ рельефа базальтового основания, фаций и мощностей отдельных вскрытых скважинами пачек показывает, что основная магмовыводящая зона вулканизма контрастного типа располагалась в западной части района и имела субмеридиональное простирание. Параллельно ей к востоку, в Центрально-Баймакской и Восточно-Баймакской зонах, прослеживаются скрытые разломы, трассирующиеся цепочками вулканических аппаратов базальтового и контрастного типов (Таш-Тауский, рудопроявления "Белая Глинка" и Майский — в Центрально-Баймакской и Ташиганский, Емельяновский, Семеновский, Юлалинский и Санкымский — в Восточно-Баймакской зонах), а также более поздними субвулканическими телами и дайками, унаследовавшими эти относительно древние разломы.

Более поздние проявления андезито-базальтового и особенно андезито-кислого вулканизма контролировались разломами северо-восточного простирания, образовавшими Аргаган-Баймакскую зону. В ней сформировались кальдеры обрушения (Бакр-Тау-Таш-Тау-Абейсазовская, Уваряжская), многочисленные мелкие аппараты центрального типа и широко проявился кислый вулканизм в субвулканических, экструзивных, эффузивных и пирокластических фациях.

субформаций и формаций), 38 — вулканических гряд среднедевонской андезито-базальтовой формации, 39 — фациальных зон и комплексов; 40-43 — разрывные нарушения: 40 — синвулканические магмоконтролирующие и магмоподводящие разломы (а — зон преимущественного растяжения, б — зон преимущественного сжатия, или сколовых зон), 41 — кальдеры и кольцевые структуры, 42 — поздние надвиги, взбросы и сдвиги, 43 — разломы, выделяемые по данным дешифрирования космических снимков; 44 — субширотные дислокации, выделяемые по геолого-геофизическим данным; 45 — региональные дислокации, выделяемые по гравиметрическим данным (по И.С. Огарину и Н.И. Халевину); 46 — области и блоки континентальной коры в обрамлении Магнитогорского мегасинклинория; 47 — поднятия (области стабилизации)

Положение восточной границы ареала дифференцированного вулканизма можно предполагать на основании увеличения в разрезах фаций промежуточной и появления фаций удаленной зон в восточном направлении (см. рис. 18, II). Северное и южное выклинивание непрерывной субформации установлено поисково-разведочными работами соответственно на флангах Тубинского и Гайского рудных полей. Таким образом, в Таналыкском поднятии в целом ареал вулканизма непрерывной субформации по отношению к основным магмовыводящим структурам контрастной субформации смещен к центру зоны.

В Домбаровской структурно-формационной зоне, по данным И.А. Смирновой и В.Л. Черкасова, магмоподводящие рифтоподобные структуры, контролировавшие базальтовый вулканизм, имели общеуральское простиране. Более поздние разломы, вдоль которых прослеживаются отдельные дайки и субвулканические тела кислого состава, имеют северо-западное и северо-восточное простираения. По данным П.В. Лядского и др. [147], наиболее долгоживущие северо-западные разломы играли главную роль в размещении вулканических фаций киембаевской свиты, ограничивая Джайлганскую депрессию и одноименный щитообразный палеовулкан, сложенный контрастным комплексом мелкошаровых базальтов, спилитовидных диабазов, базальтовых порфиритов, вариолитов и гиалокластитов, ассоциирующих с туфами и пластовыми субвулканическими телами кислого состава. Кроме того, эти разломы контролировали положение кальдерообразных депрессий, вмещающих Летнее и Осеннее медно-колчеданные месторождения.

Дешифрирование космических снимков показало [115], что единая зона разрывных нарушений протягивается из Домбаровского района к северо-западу в Таналыкскую структуру, к Гайскому и Мамбетовскому месторождениям. Учитывая данные региональных геофизических исследований [188], согласно которым к северу и югу от Таналыкского поднятия прослеживаются юго-восточные окончания Дюртюлинской и Северо-Прикаспийской тектонических зон северо-западного простираения, можно предполагать, что эти структуры допалеозойского фундамента предопределили простираение магмоподводящих разломов, контролировавших вулканизм непрерывной субформации и проявления вулканизма центрального типа контрастной субформации в Домбаровской зоне. Влияние структур фундамента проявилось наиболее отчетливо на поздних этапах накопления рассматриваемых формаций, при образовании сколовых зон в обстановке прогрессирующего сжатия, тогда как более ранние структуры периода растяжения такого влияния не испытывали, если не считать общей приуроченности ареалов силурийско-нижнедевонского вулканизма к блоку, ограниченному указанными региональными (геофизическими) дислокациями.

Нижнедевонско-эйфельский срез (см. рис. 18, III) позволяет рассмотреть размещение фаций андезито-базальтовой (D_1-D_2ef) формации. Как было установлено и ранее [315, 325], она слагает отчетливо выраженную вулканическую гряду, сформированную деятельностью крупных, преимущественно эксплозивных стратовулканов. Наиболее значительные из них реконструированы. Эти палеовулканы образуют субмеридиональную цепь, дугообразно выгнутую к западу. Их положение очерчивает осевую часть палео-

вулканической зоны (жерловые и прижерловые фации), вокруг которой прослеживается симметричная фациальная зональность.

В западном крыле гряды она надежно установлена в Учалинском и Орско-Джусинском мегаблоках. В первом из них, к западу от зоны развития жерлово-прижерловых и промежуточных фаций, в пределах Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоны, развиты фации промежуточного и удаленного от вулканических центров типов (к северу от Аратауской мульды, в западном и северном бортах Имангуловской синклинали, к востоку от пос. Миндяк и т. д.).

В южном мегаблоке зональность проявлена еще отчетливее. В Баймакском районе удаленные от вулканических центров фации ирендыкской формации, датированные остатками криноидей, залегают в Шайняк-Тауской мульде и ряде аналогичных, но мелких наложенных структур. Переход от жерлово-прижерловых фаций вулканов зоны хр. Ирендык к удаленным фациям в Центрально- и Восточно-Баймакской зонах зафиксирован промежуточными фациями в Мурзинской мульде, в районе рудопроявления Санкым, а также серией мелких вулканических аппаратов, извергавших продукты промежуточные по петрохимическим и петрографическим особенностям между баймак-бурибаевской и ирендыкской формациями. Толща этих пород залегают в верхах баймак-бурибаевской свиты, слагающая гору Уваряж, Тулькулетауские горы, основание горы Вараш. В Бурибайском рудном районе андезитово-базальтовая формация залегают на баймак-бурибаевских отложениях на значительной территории и имеет с ними местами постепенные переходы [162], а также соотношения "фациальной пилы" (наши данные по Мамбетовскому участку). В южной части района, от участков деревень Гадилево и Мамбетово до горы Турат, в обнажениях и по скважинам, пробуренным в Мамбетовской синклинали, установлено последовательное изменение мощностей и смена фаций от жерлово-прижерловых, через промежуточные к удаленным. Последние представлены туратской толщей нижнедевонско-эйфельского возраста [330]. В северной части Гайского рудного района выявлена фациальная зональность выклинивающейся здесь ирендыкской гряды и пространственное ее совмещение с жерлово-прижерловыми фациями предшествовавшего вулканизма. Южнее Гайского месторождения встречены лишь удаленные фации вулканизма ирендыкской формации.

В центральных блоках мегасинклинория, от широты г. Верхнеуральска на севере, до широты г. Баймака на юге, ирендыкская формация находится в тектоническом залегании на подстилающих породах [148], образуя две пластины с круто падающими к востоку западными контактами: Ирендыкскую (основную) и Узункырскую. Максимальная суммарная горизонтальная амплитуда перемещения Ирендыкской пластины к западу по Западно-Ирендыкскому взбросу составляет примерно 10 км. Именно на такое расстояние осевая зона гряды, залегающая в тектонической пластине, выдвинута к западу по отношению к положению осевой зоны той же гряды в блоках с нормальным залеганием. Перемещение этой пластины в общем ограничивалось Белорецкой и Юлалинской широтными дислокациями. На севере ограничение надвига было резким, а в Баймакском районе амплитуда его уменьшалась постепенно. Амплитуда взброса Узункырской пластины была того же порядка, так как с севера она соединяется с Ирендык-

ской зоной и имеет с ней общую фациальную зональность (см. рис. 18, III).

Восточная граница Ирландской гряды более проблематична, чем западная, но в ряде мест устанавливается прямыми фактами фациальной зональности (рис. 19). Фашии удаленной зоны к востоку установлены в южном окончании Узункырской структуры, на Гадельшинском, Сагитовском и других участках. К такому же выводу на основании анализа фаций и мощностей в северной части Ирландской зоны ранее пришли Т.И. Фролова и И.А. Бурикова.

В меридиональном направлении Ирландская гряда также обладает отчетливой фациальной и отчасти петрографической зональностью. Намечаются три района концентрации вулканических аппаратов — северный, центральный и южный.

Северный район, включающий блоки, лежащие к западу от Тунгатаровского и в зоне Агыро-Буйдинского разломов (Учалинский мегаблок), характеризуется плохой сохранностью вулканических построек, которые имеют средние для этой формации размеры: 8–10 × 3–4 км. Здесь А.М. Косаревым и П.Ф. Сопко реконструированы Тунгатаровский и Буйдинский палеовулканы и несколько мелких построек в северной части зоны. Центральный отрезок гряды характеризуется цепью крупных, иногда "спяных" по простиранию палеовулканов (сдвоенный Куркакский, Крыктинский, Аскарковский и др.). Их группы и отдельные постройки обладают отчетливой концентрической зональностью в размещении жерлово-прижерловых, промежуточных и удаленных фаций. Южный отрезок Ирландской гряды отличается сложностью состава формации, многочисленными некрупными постройками центрального типа. Они, по данным А.М. Косарева, контролируются положением меридиональной Подольско-Сукраковской зоны, рассекающей восточный склон Таналыкского поднятия. Такое тектоническое положение Южно-Ирландской зоны, залегающей здесь на кислом субстрате, в отличие от остальных ее частей, где подстилающими были преимущественно базальтовые породы, вполне объясняет развитие непрерывной субформации андезито-базальтовой формации, богатой к тому же гибридными петрографическими разностями пород.

В промежутках между рассмотренными группами вулканов — в межвулканических депрессиях — накапливались толщи тефроидов и терригенно-тефроидных пород зоны удаленных фаций. Наиболее ярко выражен перерыв Ирландской палеогряды между центральным и южным ее отрезками (от широты оз. Талкас на юге до широтного колена р. Большой Кизил на севере), где моноκлиально падающие к востоку толщи ирландской свиты представлены ритмично-построенными пачками тефрогенных турбидитов.

Таким образом, андезито-базальтовая формация, согласно распространенному мнению, накапливалась в условиях островной дуги, в мелководных, меняющихся и субазальных условиях. О последних свидетельствуют интенсивные краснокаменные изменения в кровле лавовых потоков, бомбовые горизонты, пизолитовые туфы и другие фациальные признаки. На остальной обширной территории Магнитогорского мегасинклинория синхронные отложения были, видимо, представлены удаленными фациями андезито-базальтовой формации, а также (в конце эйфельского века) продуктами вулканизма нового тектоно-магматического этапа.

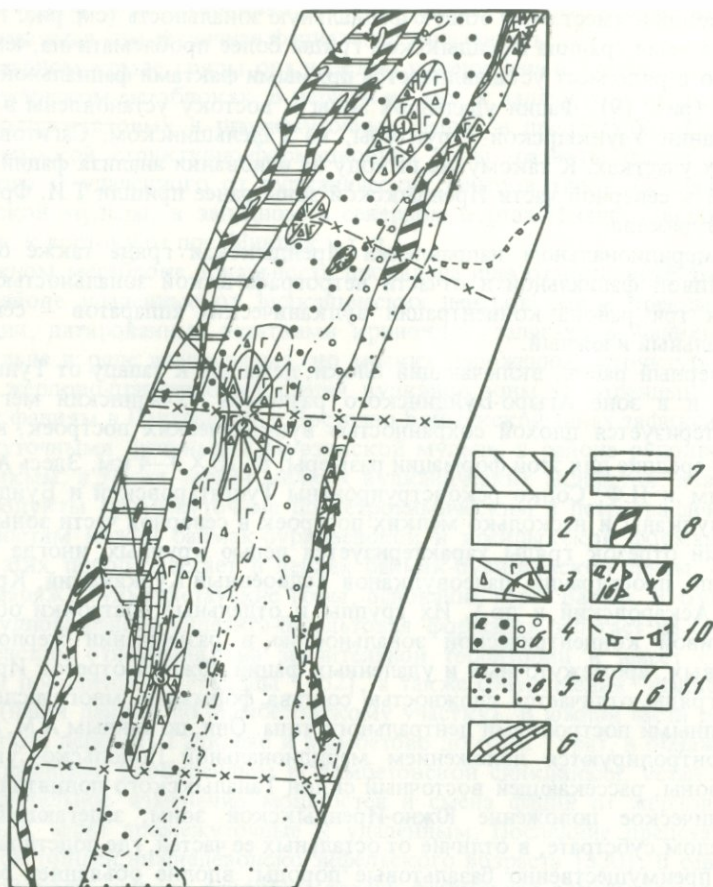


Рис. 19. Палеовулканологическая карта центральной части Иртышской структурно-формационной зоны. Составлена совместно с П.Ф. Сопко и А.М. Косаревым

1 — структуры обрамления Магнитогорского мегасинклинория; 2 — формации позднегеосинклинальной стадии ($D_3-C_1t_1$); 3–6 — палеовулканические структуры и фации андезито-базальтовой формации D_1-D_2ef : 3 — стратовулканы базальт-андезито-базальтовые, существенно пирокластические (1 — Куркакский, 2 — Крыктинский, 3 — Аскарковский), 4 — фации промежуточной зоны установленные (а) и предполагаемые (б), 5 — фации удаленной зоны установленные (а) и предполагаемые (б), 6 — известняки; 7 — поднятия, области сноса; 8 — серпентиниты; 9 — разломы синвулканические (а), поздние (б) и выделенные по геолого-геофизическим данным (в); 10 — контуры погребенных вулканических построек (по геофизическим данным); 11 — границы между фациями установленные (а) и предполагаемые (б)

Среднедевонский срез дал возможность проанализировать размещение фаций верхней части базальтовой (S_2-D_2), базальт-риолитовой (D_2ef-gv) и флишоидной (D_2gv) формаций (см. рис. 18, IV).

Ареал распространения базальтовой и контрастной субформаций: базальт-риолитовой формации занимает центральную часть мегасинклинория. В прибортовых зонах в конце эйфеля и в живете существовали амагматичные поднятия, нарастившие континентальную кору структур обрамления.

Западная граница ареала прослеживается по восточному склону Ирендыкской гряды. Контакты базальт-риолитовой формации с подстилающими отложениями большей частью тектонические, но на отдельных участках имеются сложные фациально-стратиграфические соотношения. Нормальное залегание диабазов с прослоями кремнистых яшмовидных пород карамалыташской свиты на туфовых брекчиях пироксен-плагиоклазовых порфиритов ирендыкской свиты задокументировано Ю.Л. Куваевским в канаве, пройденной в северо-западной части Карамалыташской структуры. По падению контакт прослежен скважинами; по данным Г.К. Долматова и др. установлено, что он носит стратиграфический характер, а тектоническая зона прослеживается значительно западнее и проходит в породах ирендыкской свиты.

В зоне Калиновского и Савельевского разломов, к западу от них, на Южно-Гадилевском, Султангузинском участках и восточнее этих разломов, на Вишневском, Северо-Калиновском и Калиновском участках развит комплекс недифференцированных базальтов, переслаивающихся с кремнистыми породами. Принадлежность этого комплекса на Восточно-Гайском, Северо-Калиновском и Калиновском участках к базальтовой субформации карамалыташской формации была показана нами выше. На Вишневском участке Гайского района и Южно-Гадилевском и Султангузинском участках Башкирии базальтовые породы близкого состава занимают аналогичное стратиграфическое положение, залегая внутри гадилевской толщи, над ней или, при отсутствии известковистых отложений этой толщи, на том же стратиграфическом уровне (рис. 20). Как видно на схеме, мощность этих образований, также относимых нами вслед за Б.М. Садрисламовым к эфельско-живетской базальт-риолитовой (карамалыташской) формации, возрастает к юго-востоку от 10–80 до 700 м и более. Подстилающими для них являются туфовые брекчии ирендыкской формации. Здесь, таким образом, мы видим те же соотношения частично перекрывающих одна другую "формационных линз", о которых говорилось выше.

На Подольском месторождении в надрудной толще, представляющей непрерывную субформацию андезито-базальтовой формации, залегают два маломощных горизонта диабазов и связанных с ними гиалокластитов, которые по химизму являются промежуточными между палеобазальтами ирендыкской и карамалыташской формаций. Базальтовые эффузивы последней вскрыты скважинами под отложениями улутауской свиты к востоку от Подольского месторождения, они имеют здесь значительную мощность, слагая субмеридиональную гряду, и отделены от надрудной толщи Подольского месторождения Савельевским разломом. Можно предположить, что палеобазальты надрудной толщи Подольского месторождения являются производными базальт-риолитовой формации и представляют краевую (к западу) фацию упомянутой гряды.

Таким образом, на значительном расстоянии — от Карамалыташской до Гайской структуры (около 150 км) — накопление базальт-риолитовой субформации происходило на склоне Ирендыкской гряды и восточнее, а с запада ограничивалось эшелонированной, местами кулисообразной системой синвулканических разломов крутого восточного падения (с севера на юг): Восточно-Ирендыкским, Савельевским, Калиновским. Эти раз-

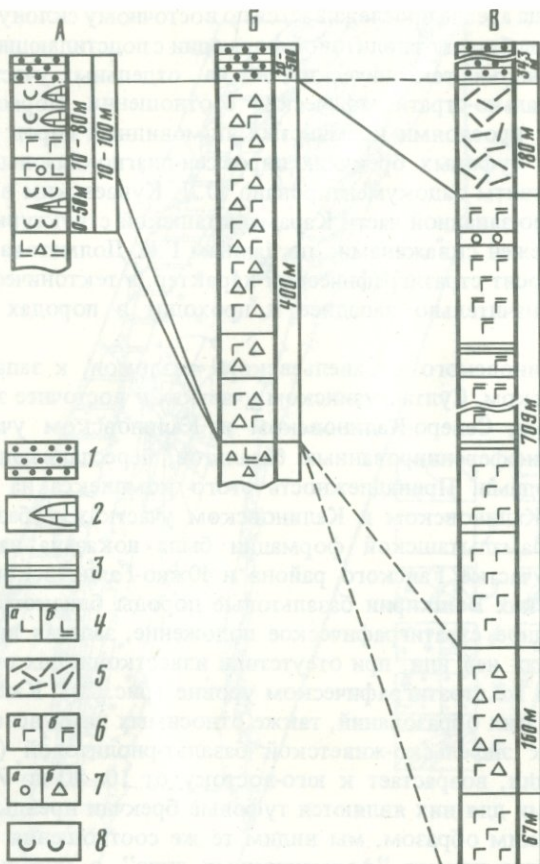


Рис. 20. Схема сопоставления разрезов базальт-риолитовой формации (D_2 ef-gv) южной части Бурибайского и северной части Гайского рудных районов (по Б.М. Садрисламову и А.М. Косареву)

А — Гадилевский, Б — Султангузинский, В — Вишневский участки

1 — слоистые вулканогенно-осадочные породы; 2 — известняки; 3 — кремнистые породы, яшмы; 4 — андезито-базальтовые афириты (а) и порфириты (б); 5 — риодацитовые порфириты; 6 — базальтовые афириты (а) и порфириты (б); 7 — туфы (а) и туфобрекчии (б); 8 — тефроиды и туфы с обломками кислого и основного состава

ломы являются нормальными сбросами, их синвулканический характер доказывается резким увеличением мощности базальт-риолитовой субформации к востоку и отсутствием смещений в перекрывающих отложениях улутауской свиты (рис. 21). В зоне разломов и в узкой полосе, примыкающей к ней с запада, мощность среднедевонских базальтов резко сокращается, а западнее Ирендькской гряды они за редким исключением не формировались.

Восточная граница рассматриваемого ареала определяется отсутствием в разрезах южной половины Уйско-Кацбахской структурно-формационной зоны среднедевонских базальтов, которые развиты западнее, в Амамбайской и Ашебутакской подзонах.



Рис. 21. Геологический разрез через центральную и восточную части Бурибайского рудного района. Составлен с использованием данных А.М. Косарева и геологов Сибайской ГРЭ

1 — флишвидные отложения улутауской свиты (D_2gv) с бугулыгырским горизонтом яшм в основании; 2 — базальтовая субформация базальт-риолитовой формации (карамалыташская свита D_2ef-gv); 3—4 — непрерывная гибридная субформация андезито-базальтовой формации (ирендыкская свита D_1-D_2ef): 3 — вулканокластические и эффузивные породы разнообразного состава, 4 — эффузивные и экстразивные кварцевые мегафиды и крупнопорфировые риодацитовые порфиры; 5—6 — базальт-риолитовая формация (баймак-бурибаевская свита S_2-D_1): 5 — непрерывная субформация (а — нерасчлененные вулканы андезито-базальтового, андезитового и кислого состава, б — кислые эффузивы и вулканогенно-осадочные породы, выполняющие Маканскую кальдеру), б — породы базальтового основания; 7 — субвулканические (а) и гиповулканические (б) породы кислого и среднего состава; 8 — геологические границы, установленные (а) и предполагаемые (б); 9 — разломы крупные (а), безамплитудные и малоамплитудные (б)

О распространении базальтовой и базальт-риолитовой субформации (D_2) в центральной части мегасинклиория, перекрытой более молодыми образованиями, данных нет. Вместе с тем нет никаких оснований считать, что эти формации там отсутствуют, так как в северном центриклинальном замыкании структуры они распространены, а в бортах мегасинклиория нет данных, свидетельствующих о выклинивании базальтовой субформации к центру мегасинклиория. Напротив, в западном крыле (Баймакско-Сибайский блок) установлена [287] отчетливая латерально-возрастная миграция вулканических проявлений с запада на восток — от Карамалыташской структуры, где преобладают основные вулканы, к Сибайской постройке, сложенной преимущественно кислыми породами контрастного базальт-риолитового комплекса, а далее к Бакр-Узякской структуре, образованной дифференцированной серией вулканитов. Сибайская и Бакр-Узякская постройки в современном эрозионном срезе представлены лишь своими западными частями, их большие восточные блоки погружены, следовательно палеозона рассматриваемого вулканизма распространялась к востоку.

Указанная зональность прослеживается, по-видимому, и к югу, в пределах Бурибайско-Орского блока. Здесь в западной части Орской структурно-формационной подзоны автором совместно с А.М. Косаревым по геофизическим данным и отдельным выходам на поверхность (в Гайском рудном районе) среднедевонских базальтов была выделена базальтовая гряда, погребенная под улутаускими отложениями. Впоследствии она была подтверждена бурением и в Бурибайском рудном районе, где под улутауски-

ми отложениями скважинами были вскрыты базальты мощностью до 450 м, содержащие маломощные прослои кислых обломочных пород в фациях, удаленных от вулканических центров. По гравиметрическим данным (расчеты выполнены А.А. Цветковой), кислые породы могут быть развиты восточнее, между осевой зоной базальтовой гряды и Кизильским разломом.

В целом фрагментарная зональность в размещении фаций базальтовой и контрастной субформации Магнитогорского мегасинклинория заключается в следующем.

1. В Учалинском и Магнитогорско-Верхнеуральском мегаблоках ареал бимодального вулканизма вписан в более обширную область распространения базальтовых излияний и обнаруживает элементы симметричной концентрической зональности. Она заключается в том, что по периферии ареала (с запада — в Узункыро-Кураминской, с востока — в Первомайской зонах) расположены базальт-риолитовые лавовые плато, сформировавшиеся в результате трещинных извержений, а в осевой зоне на базальтовом основании формировались щитообразные базальтовые и базальт-риолитовые постройки, контролировавшиеся субмеридиональной зоной и служившие цоколями более молодых кольцевых структур.

2. В Баймак-Кацбахском мегаблоке кислый вулканизм контрастной субформации проявился лишь в западном крыле мегасинклинория — в одиночных вулканических постройках центрального типа: Карамалыташской, Сибайской, Бакр-Узякской.

3. В Орско-Джусинском мегаблоке, напротив, проявления бимодального вулканизма отмечаются в восточном крыле структуры в составе базальтовой формации Домбаровской зоны и базальт-риолитовой формации Ащевутакской подзоны. Области активного вулканизма, обусловившего накопление рассматриваемых формаций, в целом мигрировали с востока на запад, из Домбаровской зоны в Ащевутакскую подзону, а в последней — с юга на север [199]. Пробуренные в последнее время на севере Ащевутакской подзоны скважины показали, что отложения верхнеживетской андезито-базальтовой формации ложатся на базальтовое основание среднедевонской базальт-риолитовой формации, а дифференцированные вулканы отсутствуют. Этим определяется северо-западное простираие границы дифференцированного вулканизма.

Таким образом, реконструированный ареал контрастного вулканизма имеет в южной части мегасинклинория общую северо-западную, а в северной части — северо-восточную ориентировку, образуя выгнутую к западу дугу. Положение вулканических аппаратов контролировалось зародившимися сколовыми зонами, которые более отчетливо проявились на последующих стадиях развития среднедевонской базальт-риолитовой формации.

Ареалы вулканизма непрерывной субформации, очерченные по распространению жерлово-прижерловых фаций, имеют диагональные простираения и локализованы внутри области контрастного вулканизма.

Северный ареал охватывает большие части Учалинской и Верхнеуральской подзон и, по-видимому, простирается под франскими и каменноугольными отложениями до районов западного борта, где по его периферии реконструированы западные фрагменты вулканических аппаратов централь-

ного типа, восточные части которых перекрыты более молодыми отложениями. По данным Т.И. Фроловой и И.А. Буриковой [315] и согласно материалам В.П. Мухиной и В.П. Шуйского [196], живетская геосинклиналь простиралась к северо-востоку в пределы современного Восточно-Уральского поднятия. В пользу существования единого среднедевонского палеоподнятия северо-восточного простирания свидетельствуют и особенности современной структуры этой части мегасинклиория — Гумбейский "структурный нос" на пересечении восточного борта мегасинклиория с Агаповской широтной ступенью (см. рис. 15) далеко вдается в Центрально-Магнитогорскую зону и вместе с изгибом к юго-востоку окончания Узункырской структуры очерчивает южное замыкание этого палеоподнятия.

Накопление вулканитов непрерывной субформации в значительной мере контролировалось разломами диагональных простираний: 1) протяженными северо-восточными нарушениями сколового типа (Тунгатовский, Восточно-Первомайский разломы в Учалинской зоне, серия нарушений в Александринской и Заматохинской структурах), вдоль которых местами возникли цепочки небольших вулканических аппаратов (Первомайская постройка); 2) локальными нарушениями северо-западного простирания, контролировавшими проявления кислого вулканизма и колчеданного оруденения (Узельгинская структура). Южный ареал развития непрерывной субформации по отношению к ареалу контрастного вулканизма в целом смещен к северу, что отражает общую тенденцию миграции вулканизма в Ащевтакской зоне.

Рассмотренные области проявления дифференцированного вулканизма представляли собой подводные поднятия, увенчанные отдельными вулканическими горами, выступавшими над уровнем моря, о чем свидетельствуют субазральные фации, чередующиеся с мелководными отложениями, рифогенные известняки и т.д. За пределами этих поднятий, а также в межвулканических депрессиях внутри них отлагалась флишоидная формация живетского возраста (улутауская свита). Ее петрофондом служили вулканокластический материал синхронного вулканизма и продукты разрушения подстилающих формаций. Об этом свидетельствует характерный состав улутауской свиты, значительно меняющийся по простиранию и соответствующий составу определенных вулканических сооружений. Например, нижние горизонты улутауской свиты в районе Сибайской постройки сложены преимущественно обломками кислых вулканитов, образующих это сооружение, состав же нижних горизонтов той же свиты в Гадилевской синклинали соответствует составу разрушавшихся вулканических аппаратов андезито-базальтовой формации, расположенных поблизости.

Главной ареной накопления живетской флишоидной формации был прогиб субмеридионального простирания, расположенный на месте западного борта и, возможно, центральной части Магнитогорского мегасинклиория. Западная палеограница прогиба надежно устанавливается по закономерному уменьшению мощностей улутауской свиты с востока на запад и ее выклиниванию. Западнее этой границы существовала амагматичная континентальная обстановка. Восточная граница прогиба неопределенна, но с востока, видимо, также существовала область нулевой седиментации — подводное и, отчасти, островное поднятие нарождающейся островной дуги,

так как отложения живетской андезито-базальтовой формации на восточном борту мегасинклиория залегают на вулканитах базальтовой и базальт-риолитовой формаций.

Живетский срез (см. рис. 18, V) дает представление о размещении фаций андезито-базальтовой формации (D_2 gv). Образованный ею пояс, как и ирендыкская островная гряда, имеет общую выпуклость к западу и состоит из двух отрезков – Уйско-Кацбахского и Ащebutакско-Домбаровского. В пределах этих отрезков картируются фации жерлово-прижерловых и промежуточных зон андезито-базальтового вулканизма центрального типа, реконструируются фрагменты стратовулканов, на остальной площади распространены фации промежуточной и удаленной зон андезито-базальтового вулканизма.

Северный отрезок рассматриваемого пояса изучен слабо. В его южной части, по данным А.Д. Штейнберга и др., реконструированы вулканические постройки центрального типа андезито-базальтового состава, представляющие одноименную субформацию, и крупный стратовулкан дифференцированного состава, продукты извержений которого относятся к непрерывной гибридной субформации. Восточная граница палеогряды, по данным Е.П. Ширая, проходила по западному флангу Узельгинской структуры.

Южный отрезок пояса занимает северные части Ащebutакской и Домбаровской зон. В разделяющей эти районы Джусинской зоне андезито-базальтовая формация, по-видимому, фациально замещается непрерывным калиево-натриевым джусинским комплексом. В Ащebutакской зоне, по данным И.А. Смирновой и В.Л. Черкасова, расположены два крупных палеовулкана (Верхне-Солончатский и Кызылсайский), в ядрах которых выходят вулканиты базальт-риолитовой, а крылья сложены породами андезито-базальтовой формаций. Севернее в Ащebutакской и Домбаровской зонах выявлены, кроме того, более мелкие стратовулканы базальт-андезито-базальтового состава.

Таким образом, в размещении продуктов вулканизма рассматриваемой формации прослеживаются те же тенденции, которые установлены для Южно-Ирендыкской зоны: непрерывные серии пород возникали в участках, где андезито-базальтовый вулканизм развивался на субстрате дифференцированного, существенно кислого состава; там же, где в основании гряды залегают базальтовые или вулканогенно-осадочные толщи, она имеет стандартный – базальт-андезито-базальтовый – состав. К востоку от живетской андезито-базальтовой гряды существовала амагматичная зона, нарастающая блок континентальной коры Восточно-Уральского поднятия, так как в этой зоне из разреза выпадают отложения значительного стратиграфического интервала среднего девона.

Общий анализ размещения фаций среднедевонских формаций выявляет следующие закономерности.

1. Миграция вулканических гряд во всех блоках западного крыла мегасинклиория была направлена с запада на восток.

2. Соотношения формаций восточного борта более сложные. Так, в Учалинско-Нагайбакском блоке в течение эйфеля и живета происходило параллельное накопление двух формаций – базальт-риолитовой (в Учалинской и Верхнеуральской подзонах) и андезито-базальтовой (в Уйско-Кацбахской зоне), с некоторым запаздыванием развития последней. В Учалинской

и Верхнеуральской подзонах ареалы вулканизма контрастной и непрерывной субформации в общем были совмещены, что привело к сложным пространственно-возрастным соотношениям вулканогенных комплексов. В западной части Учалинской подзоны, по данным П.Ф. Сопко [284] и А.С. Бобохова [18], вулканические центры мигрировали с севера на юг. В Кульминско-Домбаровском блоке области активного вулканизма, обусловившие накопление базальтовой и базальт-риолитовой формаций, в целом мигрировали с востока на запад, а в Ашебутакской подзоне — с юга на север. В эйфеле — раннем фране зона активного вулканизма вновь сместилась на восток, в Джусинскую зону.

3. В целом в среднем девоне произошло общее сокращение ареала вулканической деятельности. Схема миграции вулканических комплексов базальтовой и базальт-риолитовой формаций является центростремительной, ареалы распространения более молодых комплексов смещены к центру мегасинклиория, как в широтном, так и в меридиональном направлениях. Вулканизм базальтовой и основания базальт-риолитовой формаций контролировался субмеридиональными рифтоподобными структурами, зафиксированными в вулканогенных толщах сериями параллельных даек.

Комплексы контрастного и особенно непрерывного типов, контролировавшиеся сколовыми нарушениями северо-восточного и северо-западного простираний, локализованы в пределах дугообразной зоны, продолжающейся, по-видимому, под более молодыми отложениями между западным и восточным бортами мегасинклиория.

4. Среднедевонская андезито-базальтовая формация, образовавшая наложенную дугообразную гряду, по отношению к проявлениям предшествовавшего и синхронного вулканизма других формаций была смещена к востоку.

Верхнедевонский срез дал возможность рассмотреть размещение фаций К-Na формаций III ряда — непрерывной базальт-андезит-дацит-риолитовой (D_2gv-D_3f) и базальт-андезито-базальтовой (D_3f), а также андезито-базальт-трахидацит-трахириолитовой ($D_3fm-C_1t_1?$) формации переходной стадии.

Непрерывная калиево-натриевая формация распространена в Орско-Джусинском мегаблоке. Ее образуют два комплекса: джусинский, локализованный в одноименной структурно-формационной зоне, и юсинский, выделенный В.Г. Тищенко в восточной части Орской подзоны, где калиево-натриевые вулканиды образуют линзы в верхах разреза улутауской свиты. Эти комплексы формировались в самостоятельных вулканических грядах, не объединенных общим ареалом, так как в промежутке между ними — в Ашебутакской подзоне — известны лишь удаленные от вулканических центров фации непрерывной формации.

Джусинский комплекс имеет, как отмечалось, сложное строение. Его соотношения с живетской андезито-базальтовой формацией однозначно не установлены, так как контакты большей частью тектонические. Автором принят вариант И.А. Смирновой и В.Л. Черкасова, согласно которому эти формации развивались в живете параллельно, но в целом джусинский комплекс является более молодым. В пользу этого варианта свидетельствуют и наблюдения автора в овраге Таубекты, где базальты джусинского комплекса залегают на вулканитах андезито-базальтовой формации.

Накопление джусинского комплекса сначала происходило в субмаринных условиях в результате трещинных излияний базальтов, образовавших Джусинскую и Карабутакскую щитообразные постройки. Позднее в их пределах проявился интенсивный кислый вулканизм, связанный с деятельностью многочисленных аппаратов центрального типа, кальдерообразованием и формированием периферических кольцевых разломов. В подножье этих длительно функционировавших вулканических центров впоследствии возникли мелкие щитовидные вулканы базальт-андезито-базальтового состава, деятельность которых привела к накоплению третьей толщи джусинского комплекса. Четвертая толща, как отмечалось, формировалась в вулканических грабенах в результате вулканизма арéalного типа.

Область распространения пород промежуточной и удаленной фаций непрерывной калиево-натриевой формации ограничивается районами развития вулкано-терригенных отложений флишоидной формации средне-верхнедевонского возраста и верхов живетской флишоидной формации, содержащих материал соответственно джусинского и юсинского вулканогенных комплексов. Эта область занимает большую центральную часть Орско-Джусинского мегаблока и узкую прибортовую зону Субутакско-Амурского блока (см. рис. 18, VI). К югу и западу от границ рассматриваемого арéала существовали поднятия, фиксируемые отсутствием в разрезе живетско-нижнефранских отложений.

Франская базальт-андезито-базальтовая калиево-натриевая формация накапливалась в Центрально-Магнитогорской зоне в пределах Учалинского, Магнитогорско-Верхнеуральского и Баймакско-Кацбахского мегаблоков. Выходы эффузивов этой формации известны не только в обоих бортах Магнитогорского мегасинклинория и на его северном замыкании (Имангуловская синклиналь и др.), но и в отдельных антиклинальных структурах они выступают из-под нижнекаменноугольных отложений в осевой части мегасинклинория (Гумбейский "структурный нос", антиклиналь в среднем течении р. Большая Караганка). Контакты франских эффузивов с подстилающими породами в основном стратиграфические. Например, на горе Биягода в подошве базальтового эффузивного потока автором совместно с А.С. Бобоховым, Д.Н. Салиховым и другими геологами наблюдались зона закалки и проникновение материала подстилающих пород в базальт по контракционным трещинкам, что не оставляет сомнений в автохтонном залегании эффузивов. Стратиграфические контакты известны и во многих других пунктах.

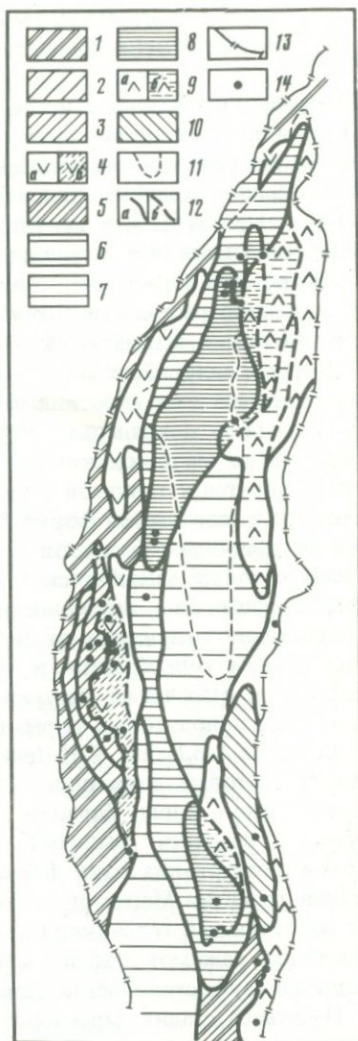
Вне арéала развития эффузивов распространены отложения флишоидной франской формации (колтубанская свита), содержащие базальт-андезито-базальтовый материал и продукты разрушения подстилающих формаций и являющиеся, таким образом, удаленными фациями франского вулканизма.

Контур их распространения близок к арéалу развития живетской и средне-верхнедевонской флишоидных формаций, но несколько смещен к северо-востоку: во франское время в зону материковой суши были вовлечены Таналыкское поднятие и южная часть мегасинклинория, а площадь Уйско-Кацбахской и восточных частей Учалинской и Верхнеуральской зон испытала опускание.

Фаменско-нижнетурнейский субщелочной (андезито-базальт-трахидацит-

Рис. 22. Палеовулканологическая реконструкция Магнитогорского мегасинклиория (силур—поздний девон)

1-4 — вулканогенные формации I ряда (O-D₂ef): 1 — базальтовая O-S, 2, 3 — базальт-риолитовая S₂-D₁ (2 — контрастная, 3 — непрерывная субформации), 4 — андезито-базальтовая D₁-D₂ef, базальт-андезито-базальтовая (a) и непрерывная гибридная (б) субформации; 5-9 — вулканогенные формации II ряда (S₂?-D₂): 5 — базальтовая S₂?-D₂, 6-8 — базальт-риолитовая D₂ef-gv (6 — базальтовая, 7 — контрастная, 8 — непрерывная субформации), 9 — андезито-базальтовая D₂, базальт-андезито-базальтовая (a) и непрерывная гибридная (б) субформации; 10 — K-Na базальт-андезит-дацит-риолитовая формация III ряда (D₂-D₃f); 11 — древний контур развития базальт-андезито-базальтовой формации D₃f; 12 — реконструированные границы ареалов распространения жерлово-околожерловых и промежуточных фаций вулканитов: a — установленные на палеозойской поверхности и предполагаемые под отложениями позднегеосинклиальной (D₃fm-C₁t₁) стадии, б — перекрытые последующими геосинклиальными вулканогенными формациями; 13 — границы Магнитогорского мегасинклиория; 14 — колчеданные месторождения



трахириолитовый) комплекс слагает гряду в западном крыле Ашебутакской зоны, моноκлиально погружающуюся под нижнекаменноугольные отложения к западу. По данным В.В. Авдонина, Е.М. Захаровой, Г.Ф. Яковлева [199, с. 149-157], слагающие комплекс эффузивы залегают на подстилающих породах с резким угловым несогласием и горизонтом базальных конгломератов в основании. Однородность состава пород, подавляющее развитие эффузивных потоков и широкое распространение краснокаменных изменений свидетельству-

ет, что субщелочной комплекс формировался в результате трещинных излияний в субазальной обстановке. Судя по всему, он принадлежит переходной стадии. Ареной последующего нижнекаменноугольного вулканизма служила главным образом центральная часть мегасинклиория.

В целом в позднеживетско-франское время произошла локализация областей вулканической деятельности, основными ареалами которой стали Джусинская зона и осевая часть Магнитогорской геосинклинали. В этот период миграция вулканических процессов осуществлялась от бортов к центру мегасинклиория.

Основные результаты анализа рассмотренных палеовулканологических схем отображены на рис. 22.

МОДЕЛЬ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

По данным проведенных исследований мегасинклинорий представлял собой внутриконтинентальную эвгеосинклираль, развивавшуюся при неоднократной смене режимов растяжения и сжатия, что обусловило образование трех латерально-возрастных рядов вулканогенных формаций ($O-D_2ef$, $S_2?-D_2gv$, D_2-D_3f). Все имеющиеся сведения — геофизические, геологические, палеовулканологические и петрохимические — позволяют утверждать единство этой структуры, в которой латерально разрозненные блоки и пояса и разновозрастные геологические формации объединяет общая эволюция тектонических, магматических и метаморфических процессов.

Породы силурийской базальтовой формации тесно связаны с кремнистыми сланцами и альпинотипными гипербазитами. По петрохимическим особенностям — повышенная титанистость, принадлежность к толеитовому типу — и по тектоническому положению в зоне серпентинитового меланжа они относятся к типичной офиолитовой ассоциации. По составу к ней приближается базальтовая формация восточного борта ($S_2?-D_{1-2}$), особенно толща афировых базальтов (D_1), залегающая в Амамбайской подзоне. Нижняя толща киембаевской свиты Домбаровской зоны по химизму и петрографическим особенностям близка к силурийской формации, но существенно отличается от нее меньшим развитием кремнистых пород, отсутствием гипербазитов и тектоническим положением. Еще более существенны отличия от силурийской формации у толщ, слагающих основную базальт-риолитовых формаций.

Вслед за А.В.Пейве, С.Н.Ивановым и др. [200, 213, 306] можно считать, что базальтовые формации ($O-S$ и $S_2?-D_{1-2}$) представляют верхнюю часть земной коры, близкой к океанической, сформировавшейся в результате раздвига сиалического субстрата и последующего спрединга. Время образования этих формаций соответствует предгеосинклинальной стадии развития Магнитогорской структуры. Эту стадию следует отделять от последующей геосинклинальной стадии, так как они отличались тектоническим режимом, хотя смена геодинамических обстановок не была резкой и осуществлялась не одновременно на всей площади раздвига.

Начальная стадия характеризовалась устойчивым режимом растяжения, формированием первичной коры в осевой зоне, где происходил спрединг, и растеканием новообразованных базальтовых масс преимущественно к западу, возможно, с некоторым надвиганием их на край Русской платформы.

Геосинклинальная стадия отличалась неоднократным циклическим изменением тектонической обстановки, которое было связано с импульсивным латеральным сближением континентальных плит, обрамлявших Магнитогорскую эвгеосинклираль. В результате растяжение сменялось переменным режимом и прогрессирующим сжатием. В эту стадию формировались дифференцированные колчеданоносные надстройки первичных базальтоидных вулканических поясов, сложенные базальт-риолитовой формацией. Затем в условиях релаксации сжимающих напряжений, связанной со срывами по глубинной зоне сколов, происходило образование островодужных андезитово-базальтовых поясов. Соответственно генеральная схема эволюции

вулканизма в пределах одного формационного ряда имела вид: трещинные излияния → вулканизм центрального типа → кальдерообразование → ареальный вулканизм → вулканизм центрального типа. Эта схема местами не выдерживается. Отклонения связаны со спецификой автономного развития различных блоков земной коры, обусловленного глубинным строением и положением в осевой зоне или на фланге вулканического пояса. В одних случаях происходило неполное развитие указанного ряда, в других — гипертрофированное проявление отдельных структурных форм. К аномальным блокам осевой зоны относится, например, Баймакский, характеризующийся возникновением в силурийско-раннедевонское время вулканоплутонической ассоциации, общими устойчивыми тенденциями к воздыманию, повышению мощности и жесткости новообразованной коры и связанным с этим своеобразным вулканизмом. В блоках, располагавшихся по периферии вулканических гряд, преобладали трещинные излияния базальтовых и кремнекислых расплавов, а вулканизм центрального типа в дифференцированной формации не получил полного развития. Примером может служить Узункырская структура.

В первом приближении для районов развития дифференцированных базальт-риолитовых формаций могут быть выделены следующие типы блоков с различной эволюцией вулканической деятельности: 1) с полным развитием эволюционного ряда вулканоструктур (Учалинский, Верхнеуральский, Бурибайский блоки); 2) с преимущественным проявлением вулканизма центрального типа (Сибайский, Гайский блоки); 3) с преимущественным проявлением трещинных извержений (Узункырский блок); 4) с тенденцией развития ареального вулканизма (Баймакский блок).

Палеовулканологические реконструкции показали, что миграция вулканических поясов и гряд была более сложной, чем предполагалось ранее сторонниками как троговой гипотезы [315], обосновавшими центростремительное перемещение вулканических зон, так и островодужной концепции, отстаивающими модель асимметричного развития структуры [24, 123].

Ареал среднедевонского ряда вулканогенных формаций по отношению к ареалу вулканизма силурийско-эйфельского ряда в целом смещен к востоку, но вулканические зоны и отдельные вулканические центры базальтовой и базальт-риолитовой формации обоих рядов смешались от бортов к центру вулканических поясов. Это обусловило более сложное, преимущественно полиформационное строение структурно-формационных зон восточного крыла мегасинклиория по сравнению с его западным крылом (см. рис. 22).

Омоложение возраста "рифтогенных" формаций от бортов к оси мегасинклиория, исходя из наших палеовулканологических данных и геофизической модели, логичнее объяснить не миграцией магмоподводящих каналов, а спредингом новообразованной коры при фиксированном положении питающего магматического источника по оси структуры. Наиболее вероятно, что таким общим источником был мантийный диалир, длительно и пульсирующе поднимавшийся к поверхности. Импульсам его интенсивного внедрения отвечали периоды спрединга коры и проявления толеит-базальтового вулканизма, а в стабильной обстановке и при горизонтальном сжатии, обусловленном движением литосферных плит, осуществлялась дифференциация базальтовой магмы. Если учесть, что наиболее благоприятные

условия для дифференциации магмы существовали в апикальной части диапира, то становятся понятными центростремительная миграция вулканизма дифференцированных формаций и симметрично-зональное строение соответствующих вулканических поясов.

На геосинклинальной стадии неоднократно происходила смена геотектонических режимов — "рифтогенного" и "островодужного", — характеризовавшихся разными тенденциями миграции и наборами вулканогенных формаций. Нестабильная тектоническая обстановка на границе литосферных плит, связанная с пульсацией их движения, обусловила различный тектонический контроль вулканизма. Базальтовые и отчасти контрастные базальт-риолитовые комплексы, сформировавшиеся в обстановке растяжения и переменного режима, контролировались локальными рифтами общеуральского простирания. Дифференцированные комплексы образовали дугообразную гряду, обращенную выпуклостью к западу и не совпадающую с границами современных структурно-формационных зон. Они формировались в обстановке преобладающего сжатия, будучи приурочены к северо-западным (Домбаровско-Макан-Петропавловским) и северо-восточным (Баймак-Верхнеуральским) крутопадающим нарушениям, которые, видимо, были элементами зарождавшейся глубинной сколовой зоны, наклоненной к востоку. Последняя контролировала вулканизм андезито-базальтовых формаций. Она имела восточное падение, о чем свидетельствуют: а) закономерное увеличение щелочности и доли калия в сумме щелочей среди одновозрастных вулканогенных комплексов в направлении с запада на восток; б) выгнутость всех вулканических гряд к западу; в) присутствие, по данным ГСЗ, под островодужными комплексами элементов глубинных сколов восточного падения [126, 133, 254].

Восточное падение гипотетической глубинной сколовой зоны не позволяет сопоставлять ее с большей частью зон Заварицкого—Беньофа, падающих под континенты. Лишь в некоторых современных островных дугах юго-западной части Тихого океана, обращенных фронтом к Австралийскому континенту, сейсмофокальные зоны имеют падение в сторону океана. Так, сколовая зона, контролирующая вулканизм Ново-Гейбридской островной дуги, падает от континента, под океаническое плато Фиджи, в котором происходит интенсивный спрединг [167].

Таким образом, на Южном Урале, как полагают Л.П.Зоненшайн и его соавторы [80], реализовался механизм обдукции. Распределение напряжений по латерали было, однако, весьма сложным. Например, условия растяжения на юге центральной и восточной частей мегасинклиниория, сопровождавшие образование базальтовой формации ($S_2? - D_{1-2}$), по-видимому, вызвали сжатие в западном крыле структуры, которое обусловило близкосовершенное развитие дифференцированных комплексов Таналькской зоны. Аналогичные условия смены по латерали обстановок растяжения и сжатия возникали, вероятно, на севере мегасинклиниория в среднем девоне, определив параллельное накопление базальт-риолитовой и андезито-базальтовой формаций.

В позднегеосинклинальную стадию в осевой части мегасинклиниория в условиях увеличившейся жесткости коры формировались субщелочные порфиритовые комплексы базальт-андезито-базальтовой формации (D_3).

Эти комплексы прослеживаются и к северо-востоку, в пределы Восточно-Уральского поднятия (см. рис. 1). На континентальном фундаменте последнего и частично в восточном крыле мегасинклиория (Шелудивые горы) в позднем девоне более широко проявились субщелочные и щелочные порфириновые комплексы формации калиевых базальтов-трахитов. Накоплению базальт-андезито-базальтовой формации, по данным Г.Ф.Червяковско-го и В.М.Нечехина [328], как и становлению щелочных комплексов Шелудивых гор, по данным Б.Л.Кабанова, предшествовал перерыв, выразившийся в стратиграфическом и угловом несогласиях. На этом основании Г.Ф.Червяковский и В.М.Нечехин считают, что позднедевонская активизация магматизма и глубокие расколы коры дали начало формированию наложенных вулканических поясов новой — субконтинентальной — стадии развития [328]. Автор, однако, исходя из общей картины размещения субщелочных комплексов и рассмотренной выше закономерной связи их состава с составом продуктов предшествовавшего вулканизма, полагает, что эти комплексы являются производными позднегеосинклинальной стадии. Эта стадия завершилась накоплением флишоидных толщ залаирской свиты ($D_3 \text{ fm} - C_1 t_1$).

Переходная стадия характеризовалась преимущественным режимом растяжения и формированием в Центрально- и частично в Восточно-Магнитогорской мегазонах нижнекаменноугольных субщелочных вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов, что происходило на фоне общего медленного поднятия территории Южного Урала. Об этом свидетельствуют работы Л.С.Либровича [141], Г.А.Смирнова [277], Г.Ф.Червяковского [324]. В период новой активизации тектонических движений, по мнению Г.Ф.Червяковского и В.М.Нечехина [328], образовались наложенные вулканические пояса — Центрально-Магнитогорский и Восточно-Уральский, которые в структурном отношении представляли субмеридиональные грабены. Основная магнеподводящая зона раннекаменноугольного вулканизма Центрально-Магнитогорского пояса имела меридиональное простирание и располагалась в одноименной мегазоне. Ее трассирует цепочка интрузий магнитогорского комплекса от г. Магнитогорска на севере до широты верховьев Ириклинского водохранилища на юге.

В орогенную стадию в обстановке интенсивного горизонтального сжатия произошло значительное сокращение поперечных размеров Магнитогорской эвгеосинклинали, сопровождавшееся шарьированием пород офиолитовой ассоциации по Главному Уральскому и Кацбахскому надвигам. Это в целом подтверждает выводы сторонников мобилизма [93, 198, 200, 203, 213]. Вместе с тем внутренняя структура мегасинклиория и в орогенную, и в предшествовавшие стадии развития не была нарушена значительными горизонтальными перемещениями, что соответствует точке зрения А.С.Перфильева [203]. На поздних этапах орогенеза, видимо, в период релаксации горизонтальных сжимающих напряжений, формировались узкие грабены (Джусинско-Акжарский и др.).

Рассмотренная динамическая модель формирования Магнитогорского мегасинклиория удовлетворительно объясняется с позиций гипотезы мантйных струй, если не ограничивать действие этого механизма только океаническими бассейнами [386, 398]. Установленные противоречивые тен-

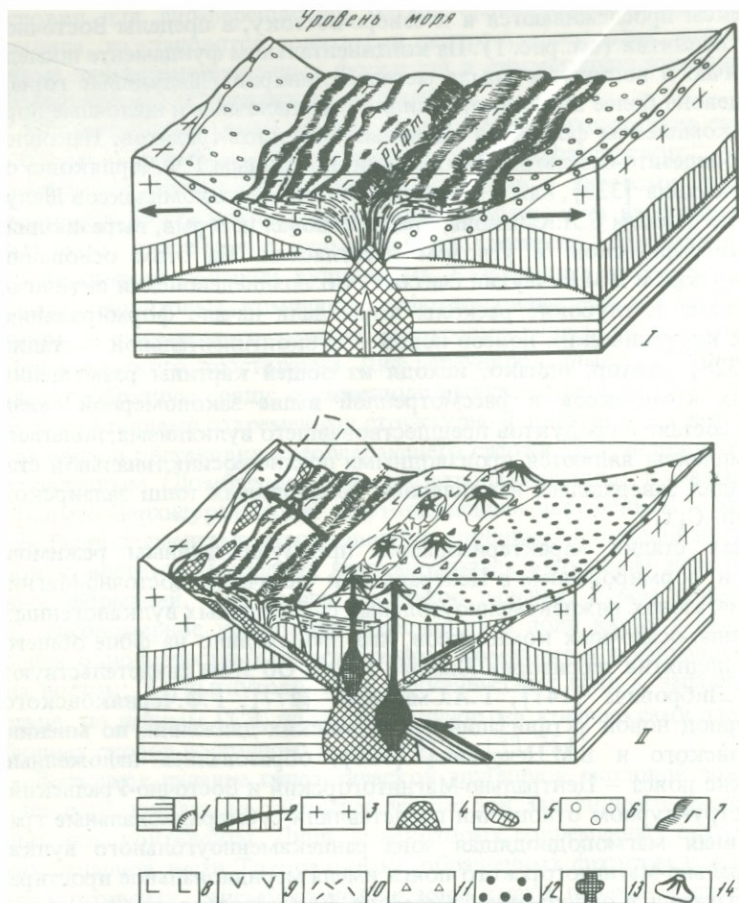


Рис. 23. Модель развития Магнитогорского мегасинклиория в течение одного тектоно-магматического этапа

I – стадия растяжения (образование базальтовой формации); II – стадия нарастающего сжатия (образование базальт-риолитовой и андезито-базальтовой формаций)

1 – верхняя мантия (а) и граница Мохоровичича (б); 2 – гранулит-базитовый слой; 3 – гранитно-метаморфический слой; 4 – магматический диапир; 5 – серпентинитовый меланж; 6 – формации стадии континентального рифтогенеза; 7 – базальтовая формация; 8–10 – базальт-риолитовая формация; 8 – базальтовое основание вулканической гряды, 9 – зона трещинного базальт-риолитового вулканизма, 10 – зона дифференцированного вулканизма центрального типа; 11 – андезито-базальтовая формация; 12 – удаленные фации вулканов центрального типа; 13 – магматические очаги; 14 – вулканические постройки

денции миграции вулканических поясов на геосинклиальной стадии развития Магнитогорского мегасинклиория были связаны, по-видимому, с поднятием мантийного диапира и его эволюцией, сопровождавшимися раздвигом коры, а также с движениями Казахстанской плиты, ее столкновением с окраиной Русской платформы и с тектоническим ссучиванием по зоне Главного Уральского разлома (рис. 23).

Оценка полученных выводов с позиций актуализма показывает, что

Магнитогорская эвгеосинклиналь не является прямым аналогом ни современных островных дуг, ни современных рифтовых зон, а сочетает в своем строении и развитии черты тех и других структур. Такое сочетание до последнего времени часто трактовалось как результат совмещения разнородных геотектонических обстановок вследствие крупных горизонтальных перемещений литосферных плит [213]. Последние теоретические обобщения показывают, однако, вероятность эволюции геотектонических обстановок в пределах определенных геоструктур как для Урала [42], так и для других геосинклинальных систем [59, 149].

ГЛАВА 3

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В Магнитогорском мегасинклинории сосредоточено подавляющее большинство колчеданных месторождений Южного Урала, сгруппированных в девяти рудных районах: Баймакском, Бурибайском, Гайском, Сибайском, Учалинском, Верхнеуральском, Ащebutакском, Теренсайском и Домбаровском [217] (рис. 24).

Большинство месторождений принадлежит к так называемому уральскому типу, включающему серноколчеданную, медноколчеданную, медноцинковоколчеданную и колчеданно-полиметаллическую рудные формации, но имеющему преимущественно медно-цинковоколчеданный состав [41, 81, 102, 303]. Месторождения Домбаровского, а также Блявинского района, лежащего за пределами мегасинклинория, отнесены Е.П.Шираем к кипрскому типу.

С учетом данных ряда исследователей [33, 123, 178, 216, 281, 300] нами принята следующая систематика минералого-геохимических типов колчеданных месторождений Магнитогорского мегасинклинория: 1) серноколчеданные; 2) медноколчеданные; 3) медно-цинковоколчеданные; 4) медно-цинковоколчеданные с проявлением полиметаллической минерализации; 5) колчеданно-полиметаллические с золотом; 6) барит-полиметаллические с золотом; 7) колчеданно-полиметаллические, существенно цинковые.

Наряду с этими типами, имеющими характерные признаки месторождений колчеданного семейства [82, 102, 273], в южной части Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоны в породах силурийской базальтовой формации известны сульфидные медно-никель-кобальтовые месторождения (Ивановское, Дергамьшское, Ишкининское). По данным А.А. и А.А.Захаровых [68, 72], они имеют сложный генезис; источником никеля и части кобальта служили серпентиниты, а медь, цинк, железо, сера и большая часть кобальта связаны с базальтоидным магматизмом, что определяет близость этих месторождений с колчеданными.

Общие закономерности размещения колчеданного оруденения на Южном Урале рассмотрены М.Б.Бородаевской, А.И.Кривцовым, Е.П.Шираем и др. [123, 309], С.Н.Ивановым и В.М.Нечухиным [87], В.А.Прокиным

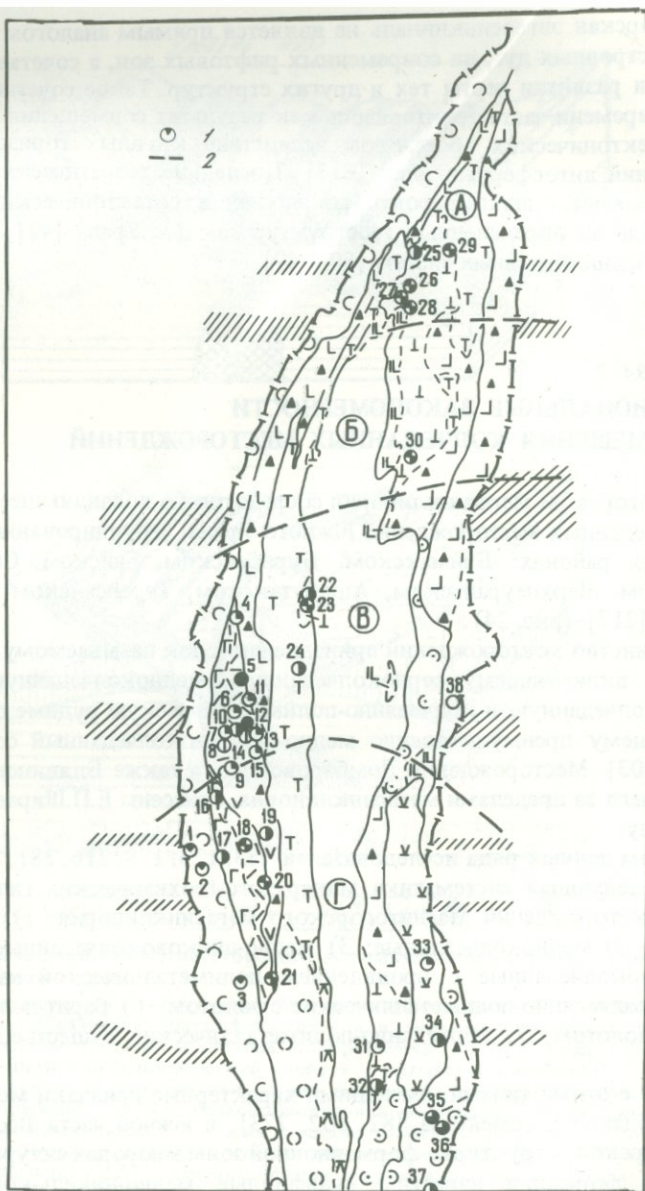


Рис. 24. Размещение колчеданных месторождений в вулканогенных формациях Магданогорского мегасинклиория

1 — сульфидные медно-кобальтовые месторождения; 2 — границы поперечных мегаблоков А-Г (см. рис. 4); остальные условные обозначения те же, что и на рис. 15

Цифры на схеме — месторождения: 1-3 — Присакмарской зоны (1 — Ивановское, 2 — Дергамышское, 3 — Ишкининское); 4-15 — Баймакского рудного района (4 — Тубинская группа, 5 — Куль-Юрт-Тау, 6 — Увараж, 7 — Бакр-Тау, 8 — Горная Байкара, 9 — колчеданно-полиметаллическое, 10 — Таш-Тау, 11 — Таналык-Баймакское, 12 — Семеновское, 13 — Юлалы, 14 — Туба-Каин, 15 — Балта-Тау); 16-20 — Бурибайского рудного района (16 — Юбилейное, 17 — Бурибайское, 18 — Маканская группа,

[217], С.А. Рокачевым, С.Н. Ивановым, А.И. Ковальчуком [233], Д.В. Рундквистом, Э.И. Кутыревым, Л.А. Кондяином и др. [298], П.Ф. Сопко, А.С. Бобуховым, автором и др. [101, 289, 290, 300], Г.Ф. Яковлевым, В.В. Авдониним, Т.Я. Гончаровой, В.И. Старостиним [199], П.Я. Ярошем [357] и другими исследователями. При некоторых различиях взглядов указанных геологов на роль магматических и структурных факторов в образовании и размещении колчеданных руд, на время и способ их формирования все согласны, что колчеданное оруденение является производным геосинклинального вулканизма и, следовательно, палеовулканические факторы определяют главнейшие закономерности его размещения. Были рассмотрены некоторые зависимости состава колчеданных руд от состава рудовмещающих формаций и строения коры. Л.Н. Овчинников и В.Д. Баранов обратили внимание на уменьшение доли меди в суммарных запасах меди, цинка и свинца как во времени, т.е. в процессе магматической эволюции, так и в пространстве — с запада на восток в Магнитогорском мегасинклинии [186], что они связывают с восточным падением магма- и рудоконтролирующей палеозоны Заварицкого—Беньофа.

Наиболее детально региональные закономерности размещения колчеданных руд рассмотрены В.А. Прокиным. Этот исследователь показал приуроченность этих руд: а) к спилито-кератофировой формации; б) к зонам над склонами и осевыми частями хребтов в поверхности базальтового слоя земной коры; в) к бортам андезито-базальтовых островодужных палеоподнятий, сложенным продуктивными формациями; г) к эмпирически установленным широтным поясам; д) к дифференцированным комплексам вулканитов, занимающим вполне определенное место в типовом геологическом разрезе, при широком стратиграфическом (от нижнего силура до конца среднего девона) и литологическом (в основных, средних и кислых породах) диапазоне развития оруденения; е) к пограничной зоне зеленокаменной и залегающей выше пумпеллиит-пренитовой фаций регионального метаморфизма.

М.Б. Бородаевской, А.И. Кривцовым и Е.П. Шираем утверждается закономерная приуроченность колчеданного оруденения: к локальным блокам зон ранней стабилизации, к внутренним полиформационным зонам островодужных комплексов и к рифтовидным трогам, сложенным продуктивными на колчеданное оруденение контрастными (базальт-дацит-липаритовыми и базальтовыми дацитсодержащими) и непрерывными (базальт-андезит-дацит-липаритовыми) формациями.

Региональные закономерности размещения колчеданных месторождений включают: 1) связь месторождений с вулканогенными формациями и комплексами вулканическими комплексами; 2) металлогеническую специализацию определенных зон и блоков мегасинклинии, характеризующихся

←
19 — Подольское, 20 — Мамбетовское); 21 — Гайского рудного района (Гайское); 22—24 — Сибайского рудного района (22 — Бакр-Узьяк, 23 — Южный Бакр-Узьяк, 24 — Сибайское); 25—30 — Учалинско-Верхнеуральского рудного района (25 — Учалинское, 26 — Озерное, 27 — Узельгинское, 28 — Молодежное, 29 — Таш-Яр, 30 — Александринское); 31, 32 — Ащевутакского рудного района (31 — Иссыргужинское, 32 — Западно-Ащевутакское); 33, 34 — Теренсайского рудного района (33 — Джусинское, 34 — Барсучий Лог); 35—37 — Домбаровского рудного района (35 — Летнее, 36 — Осеннее, 37 — Весеннее); 38 — Амурское стратиформное полиметаллическое (существенно цинковое)

спецификой строения и истории геологического развития; 3) стратиграфическое положение месторождений; 4) положение оруденения в региональных палеовулканических структурах; 5) связь оруденения с крупными разрывными нарушениями; 6) положение оруденения в современной структуре и отображающих ее физических полях; 7) положение оруденения по отношению к фациям регионального метаморфизма.

Ниже рассмотрены закономерности размещения месторождений, отвечающие первым шести пунктам; положение оруденения в фациях метаморфизма охарактеризовано В.А. Прокиным [217] и разбирается нами в гл. 7.

1. Наиболее общая и хорошо обоснованная закономерность — приуроченность колчеданного оруденения к геосинклинальным дифференцированным вулканогенным формациям (контрастной и непрерывной) преимущественно натриевого профиля. Эта связь прослеживается в глобальном масштабе [102] и блестяще подтверждает идеи А.Н.Заварицкого и В.И.Смирнова.

На Южном Урале тесная связь колчеданообразования с формированием контрастных и непрерывных натриевых комплексов находит убедительное подтверждение в корреляции состава продуктивных формаций с минерало-геохимическими особенностями колчеданных месторождений, отмеченной П.Ф.Сопко [281] и затем детально изученной М.Б.Бородаевской, А.И.Кривцовым, Н.К.Курбановым и др. [99, 178], П.Ф.Сопко, А.П.Бояркиным, М.А.Кулагиной [300], А.И.Кривцовым [123], Л.Н.Овчинниковым и В.Д.Барановым [186].

В общем виде эта зависимость заключается в том, что с контрастными комплексами связаны относительно простые медноколчеданные и медноцинковоколчеданные месторождения, а с непрерывными вулканическими сериями — месторождения более сложного состава, имеющие полиметаллический или золото-полиметаллический уклон.

По данным М.Б.Бородаевской и др. [178], наибольшее число месторождений меди и максимальная сумма ее запасов сосредоточены в областях развития последовательно дифференцированной формации. Эти месторождения характеризуются высокими содержаниями Cu, Zn, Au, Ag, преобладанием Cu над Zn, повышенными содержаниями Pb. В месторождениях, связанных с контрастно-дифференцированной формацией, свинец отсутствует, Zn преобладает над Cu.

По результатам корреляционно-регрессивного анализа главных компонентов руд, проведенного П.Ф.Сопко и др. [300, 22–23], месторождения Магнитогорского мегасинклинория подразделяются на три группы. Месторождения I группы, залегающие в контрастной формации (Учалинское, Сибайское, Бурибаевское) или же в средней части непрерывной формации, ниже кислых пород (Маканское, Южно-Маканское, Ташкулинское, Октябрьское, Бакр-Узякское), характеризуются наиболее простым составом руд, наиболее высокими средними содержаниями Cu и низкими — Zn и Ag, а также низкими отношениями Ag/Au. В месторождениях II группы, залегающих в непрерывной формации (им. XIX Партсъезда, Узельгинское, Молодежное, Джусинское, Гайское), состав руд усложняется за счет проявления поздних халькопирит-сфалеритовой и халькопирит-сфалерит-галенитовой минеральных ассоциаций, возрастают средние содержания серебра и цинка и отношения Ag/Au, несколько понижается среднее содержание Cu. Месторождения III группы, приуроченные к Баймакскому вулcano-плуто-

ническому комплексу (Майское, Балтатауское, Тубинское, Таштауское, Юлалинское, Восточно-Семеновское), характеризуются наиболее сложным составом, резким возрастанием средних содержаний золота и несколько менее значительным увеличением содержаний серебра, что отражается в сравнительно низком отношении Ag/Au , дальнейшим ростом средних содержаний Zn и уменьшением средних содержаний Cu .

А.И.Кривцовым, Е.П.Шираем и Р.И.Лутковым [125] особенности состава колчеданных месторождений были проанализированы по типам колчеданосных зон, вне зависимости от их возраста. Выяснено, что от зон ранней стабилизации к внутренним зонам и затем к рифтовидным трогам в рудах месторождений падают содержания Zn при возрастании содержаний Cu . Месторождения зон ранней стабилизации характеризуются максимальной относительной концентрацией серы, значительно повышенными содержаниями Se , Te и Co , месторождения же рифтовидных прогибов характеризуются промежуточными относительными концентрациями серы, меньшими по сравнению со среднеуральскими, высокими относительными запасами Cu и резко повышенными — Co . Месторождения внутренних зон по большинству параметров близки к среднеуральскому стандарту.

Применительно к Магнитогорскому мегасинклинорию отмеченные закономерности подтверждают эмпирически установленные связи, с одной стороны, медноколчеданных месторождений Домбаровского рудного района (Летнего и Осеннего) с рудовмещающей базальтовой формацией, включающей дацитсодержащую (по Е.П.Шираю) субформацию, и, с другой стороны, известную приуроченность сульфидных медко-кобальтовых месторождений — Ивановского, Дергамышского и др. — к силурийской спилит-диабазовой формации Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоны [68, 72, 216, 300].

Таким образом, корреляция между составом рудовмещающих формаций и геохимическими особенностями колчеданных месторождений в целом является вполне отчетливой, что иллюстрируется табл. 8 и рис. 24. Следует, однако, подчеркнуть, что эта закономерность носит статистический характер и отдельные месторождения не укладываются в приведенную схему. Например, Подольское месторождение, залегающее в непрерывной субформации, имеет медно-цинковоколчеданный состав, а Весеннее месторождение обладает повышенными концентрациями цинка по сравнению с другими месторождениями Домбаровского рудного района. Эти отклонения обычно устраняются при рассмотрении всей совокупности колчеданной минерализации рудного поля или района, так как минерализация более поздних стадий не всегда телескопирована в пределах рудных тел, сложных ранними ассоциациями минералов, и нередко образует самостоятельные скопления.

Наряду с установленной приуроченностью колчеданных месторождений к базальт-риолитовой формации, по нашим (совместно с А.М.Косаревым) данным, продуктивными на колчеданное оруденение являются также непрерывные гибридные комплексы пород андезито-базальтовой формации. Эти комплексы, как отмечалось выше, занимают промежуточное стратиграфическое положение между базальт-риолитовой и андезито-базальтовой формациями, местами замещая весь стратиграфический интервал андезито-базальтовой формации.

Таблица 8

Связь состава колчеданных месторождений Магнитогорского мегасинклинория с рудовмещающими формациями

| Формации, субформации и комплексы | Тип месторождений | Месторождение (пример) |
|---|---|--|
| Базальтовая (спилит-диабаз-кремнистая) формация | Сульфидный медно-кобальтовый | Ивановское, Дергамышское, Ишкининское |
| Базальт-риолитовая субформация базальтовой формации | Медноколчеданный | Осеннее, Летнее |
| Контрастные субформации базальт-риолитовой формации | Медно-цинковоколчеданный | Юбилейное, Бурибаевское, Южное Таш-Тау, Сибайское, Учалинское |
| Непрерывные субформации базальт-риолитовой формации | Медно-цинковоколчеданный с проявлением полиметаллической минерализации | Узельгинского рудного поля, Маканского рудного поля (включая полиметаллическую минерализацию верхних горизонтов), Гайское, Александринское, Западно-Ащербутацкое, Джусинское |
| Непрерывная субформация андезито-базальтовой формации | Медно-цинковоколчеданный с проявлением полиметаллической минерализации и колчеданно-полиметаллический с золотом | Балта-Тау, Подольское |
| Непрерывный вулканоплутонический комплекс базальт-риолитовой формации | Колчеданно-полиметаллический с золотом | Бакр-Тау, Тубинское, Майское, Восточно-Семеновское, Юлалинское |
| Флишоидная формация | Барит-полиметаллический с золотом | Горная Байкара, Туба-Каин |
| | Колчеданно-полиметаллический (существенно цинковый) | Амурское |

К непрерывной субформации андезито-базальтовой формации приурочены Балта-Тауское колчеданно-полиметаллическое и Подольское медно-цинковоколчеданное месторождения, Вишневецкое и ряд более мелких рудопроявлений в Баймакском и Бурибайском рудных районах. Все они залегают в нижних горизонтах непрерывных комплексов (D_1-D_2ef), но непромышленное оруденение известно и в верхних частях. Например, преимущественно сфалеритовая минерализация Восточно-Подольского рудопроявления встречена в сукраковской толще, венчающей вулканогенный разрез рудного поля.

Само происхождение непрерывной субформации андезито-базальтовой формации, предполагающее переработку подстилающего кислого субстрата базальтовыми расплавами и широкое проявление процессов гибрицизма [113, 160], а также, по данным П.Ф.Сопко и автора, процессов смещения

расплавов и флюидно-магматической дифференциации [101], свидетельствует о тесных связях — не только структурных, но и вещественных — рассматриваемой субформации с базальт-риолитовой формацией. Эти связи отражаются в промежуточном химизме и петрографическом облике вулканитов рассматриваемой субформации. Поэтому можно считать, что источником колчеданного оруденения, залегающего в непрерывной субформации андезито-базальтовой формации, является базальт-риолитовая формация. Непрерывные комплексы андезито-базальтовой формации перспективны на колчеданные руды, поскольку они связаны и пространственно, и во времени с завершающими этапами развития базальт-риолитовой формации. Это определяет перспективность прежде всего нижних горизонтов рассматриваемой субформации.

Тезис о приуроченности колчеданных месторождений Южного Урала исключительно к натриевым дифференцированным комплексам, нередко встречающийся в литературе, требует уточнения. Как было показано И.А.Смирновой, В.Л.Черкасовым, Е.П.Шираем и автором (см. рис. 9), породы джусинского комплекса, вмещающие месторождения Джусинское, Барсучий Лог и множество рудопроявлений, принадлежат калиево-натриевой серии. Таким образом, натриевая специализация дифференцированных комплексов не является непременным условием их колчеданности, хотя для Урала преимущественная приуроченность колчеданных руд к натриевым сериям несомненна. Определенная перспективность калиево-натриевых дифференцированных серий на Южном Урале определяется и сопоставлением их с колчеданносными формациями Рудного Алтая, имеющими, как известно, калиево-натриевую специализацию [129].

Следует обратить внимание также на возможность обнаружения стратиформного колчеданного оруденения в вулканогенно-осадочных флишидных формациях, синхронных вулканогенным колчеданносным формациям, прежде всего в живетской (улутауской свите) и средне-верхнедевонской (утяганской свите и ее латеральных аналогах). В последней известно Амурское месторождение колчеданно-полиметаллического (существенно сфалеритового) состава.

2. Было подмечено, что "с более кислым составом фундамента связано оруденение с ясно выраженным полиметаллическим характером, а с блоками, имеющими более основной состав основания и значительное развитие кислых пород в верхней части разреза, связаны месторождения серноколчеданного, медноколчеданного и медно-цинкового типов" [126, с. 37]. Представляется, что приведенная зависимость в значительной мере обусловлена особенностями состава вмещающих формаций, так как в типовом Учалинском блоке, характеризующемся кислым фундаментом и полиметаллическим профилем оруденения, известно Учалинское медно-цинковое месторождение, а в Бурибайско-Орском блоке, отличающемся более основным составом фундамента, залегают Гайское и другие месторождения, в которых проявилась полиметаллическая минерализация.

По нашим данным, отмеченная зависимость отражает более общие закономерности металлогенической специализации блоков с различными строением коры и историей геологического развития. Они заключаются в следующем.

Южный, Орско-Джусинский мегаблок, как было показано, имеет мак-

симальную мощность коры и гранулит-базитового слоя. По данным В.М. Рыбалка [238], использованным Е.С. Контарем [103] при районировании Северного и Среднего Урала, этот мегаблок приближается к блокам типа "а", в которых мощность "базальтового" слоя составляет 80–90% мощности коры. Характеризуясь наиболее полным проявлением рядов вулкано-генных формаций, он отличается и максимальным разнообразием минералого-геохимических типов колчеданных месторождений (см. рис. 24). Здесь установлены, в частности, сульфидные медно-кобальтовые (При-сакмарская зона) и медноколчеданные (Домбаровский рудный район) месторождения, не известные в других частях мегасинклинория, широко распространены месторождения медно-цинковоколчеданной рудной формации (Бурибайский рудный район), медно-цинковые месторождения с проявлением полиметаллической минерализации (Маканского рудного поля, Гайское, Западно-Ащевутакское) и колчеданно-полиметаллические (Джусинское, Исиргужинское).

Баймакско-Кацбахский мегаблок, как отмечалось, характеризуется значительно утоненной корой. По В.М. Рыбалка, он принадлежит к блокам промежуточного типа, в которых мощность "базальтового" слоя составляет 50–80% мощности коры. Колчеданные месторождения имеют отчетливо выраженный полиметаллический уклон. Наиболее характерными в этом отношении являются золото-колчеданно-полиметаллические месторождения Баймакского рудного района, рассмотренные ниже.

В Сибайской структурно-формационной подзоне в соответствии с контрастным составом рудовмещающей формации развиты преимущественно медно-цинковоколчеданные месторождения (Сибайское, Камаганское, Бакр-Узякское), однако и здесь известны рудопроявления и месторождения колчеданно-полиметаллического типа (Южно-Бакр-Узякское и др.). Наконец, в восточном крыле мегасинклинория в рассматриваемом мегаблоке единственное сульфидное месторождение (Амурское) имеет полиметаллический, существенно сфалеритовый состав.

Магнитогорско-Верхнеуральский мегаблок имеет сравнительно утолщенные кору и гранулит-базитовый слой. По соотношению этих величин он близок к Баймакско-Кацбахскому мегаблоку, но гранитно-метаморфический слой представлен в значительной мере осадочными толщами и франской базальт-андезито-базальтовой формацией, а продуктивные на колчеданное оруденение геосинклинальные формации (особенно в западном крыле структуры) имеют сокращенную мощность.

Рассматриваемый блок беден колчеданной минерализацией. В Узункырской структурно-формационной подзоне известны сульфидные рудопроявления медноколчеданного и медно-цинковоколчеданного типов. В Александринском рудном поле выявлены многочисленные рудопроявления серноколчеданного, медно-цинковоколчеданного, колчеданно-полиметаллического и неясного генетического типа, а также единственное в этом мегаблоке Александринское колчеданно-полиметаллическое месторождение. Таким образом, по металлогеническим особенностям Магнитогорско-Верхнеуральский мегаблок более сопоставим с Орско-Джусинским мегаблоком, чем с соседними к югу и северу, что отражает особенности его глубинного строения.

Учалинский мегаблок, отличающийся наиболее тонкой корой и срав-

нительно высоким отношением мощности геосинклинальных формаций к мощности "базальтового" слоя, по стилю металлогении близок к Баймакско-Сибайскому блоку. Эти блоки сходны как широким развитием в колчеданных месторождениях, связанных с непрерывной субформацией, полиметаллической минеральной ассоциации (месторождения им. XIX Партсъезда, Узельгинское, Молодежное, Таш-Ярское в Учалинском мегаблоке), так и общей повышенной золотоносностью.

Таким образом, в Магнитогорском мегасинклинории отчетливо прослеживается трехступенчатая зависимость: мощность и строение коры → → полнота и состав формационных рядов → металлогеническая специализация районов. Блоки с повышенной мощностью гранулит-базитового слоя (Орско-Джусинский и Магнитогорско-Верхнеуральский) имеют широкий спектр колчеданных рудных формаций, при заметной роли медной специализации, а блоки с меньшей мощностью гранулит-базитового слоя и более значительным проявлением геосинклинального кислого вулканизма (Баймакско-Кацбахский и Учалинский) характеризуются меньшим размахом минералого-геохимических типов колчеданных месторождений и имеют полиметаллическую специализацию.

Рассмотренная закономерность близка к зависимости между строением коры и металлогенической специализацией блоков, установленной на Среднем Урале [103, 238], но несколько отличается тем, что в Магнитогорском мегасинклинории более отчетливо выступает связь между строением коры и размахом рудно-формационного ряда, что соответствует выводам Л.Н. Овчинникова и В.Д. Баранова [186].

Следует подчеркнуть, что установленная для Магнитогорского мегасинклинория прямая корреляция между мощностью гранитно-метаморфического слоя и степенью "полиметалличности" месторождений не может рассматриваться как прямой результат контаминации сиалической коры базальтовыми расплавами и связанными с ними растворами и извлечения из нее рудных элементов — цинка и свинца. Гранитно-метаморфический слой в пределах мегасинклинория является не чем иным, как комплексом геосинклинальных формаций, а "легкие массы фундамента", залегающие на небольшой глубине, — теми же плагиигранитизированными образованиями. Речь идет, следовательно, о новообразованной "гранитной" коре. Таким образом, зависимость металлогении определенных блоков от тех или иных особенностей строения коры — это в принципе зависимость от степени дифференцированности первичного базальтового субстрата, разумеется, при возможной роли процессов ассимиляции ранее сформированных формаций более поздними магматическими процессами. Это подтверждается исключительно прочной зависимостью состава колчеданных месторождений от состава рудовмещающих формаций, полным отсутствием признаков переработки кристаллического фундамента процессами базальтоидного магматизма (нет ксенолитов фундамента, контаминированных пород) и отсутствием продольной зональности в размещении типов месторождений. Кроме того, при процессах переработки кристаллического фундамента колчеданно-полиметаллические месторождения должны были бы концентрироваться в прибортовых зонах, а наблюдается обратная картина, связанная с размещением базальтовых и контрастных комплексов ближе к бортам мегасинклинория. Достаточно вспомнить

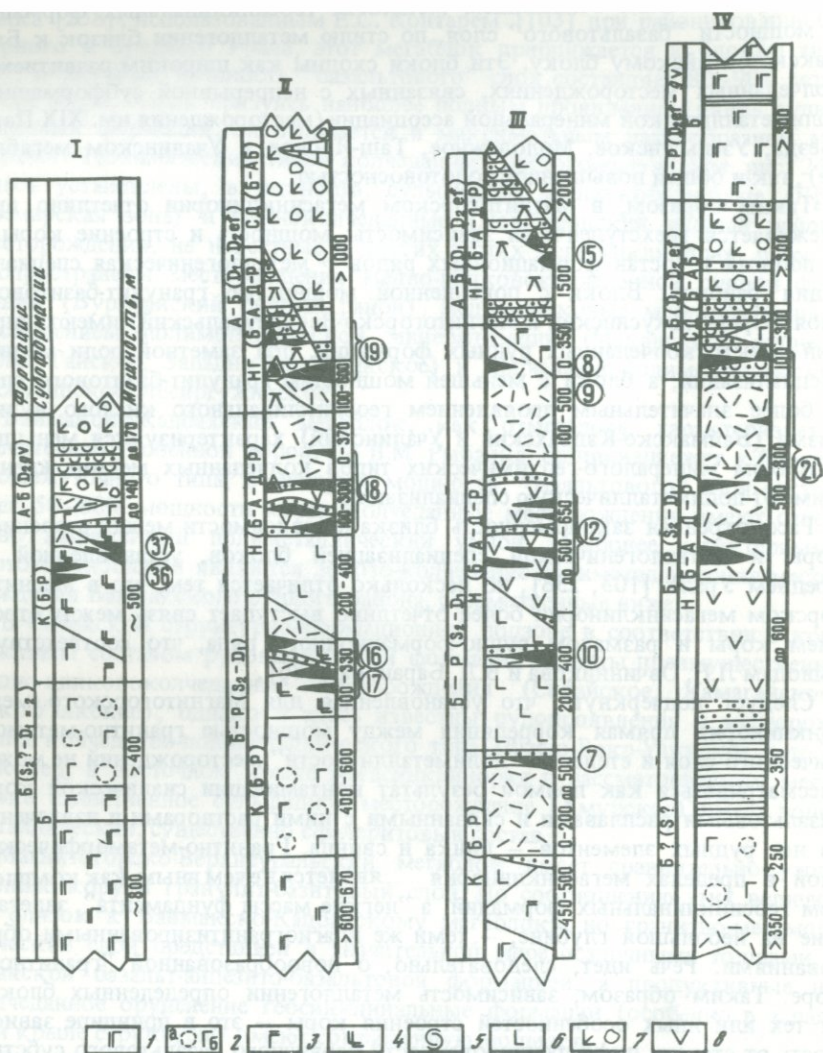
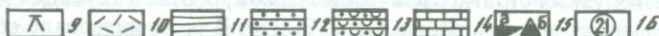
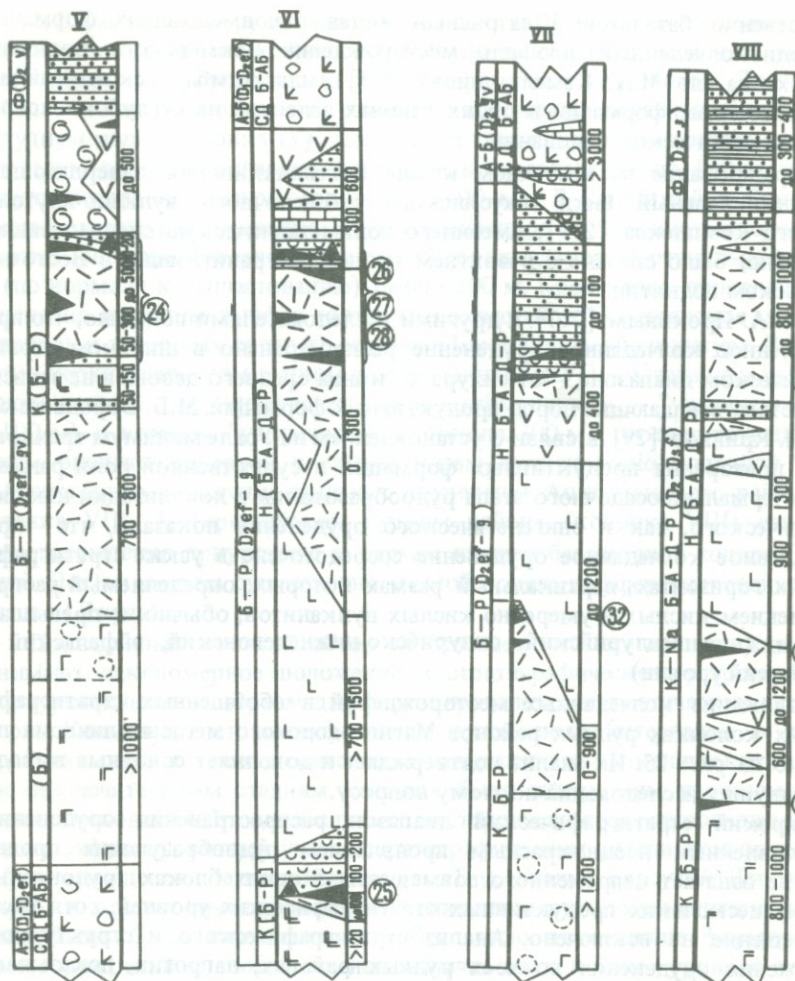


Рис. 25. Обобщенные геологические разрезы колчеданных рудных районов Магнитогорского мегаинклинария: I – Домбаровского, II – Бурибайского, III – Баймакского, IV – Гайского, V – Сибайского, VI – Учалинско-Верхнеуральского, VII – Ащевутакского, VIII – Теренсайского

1 – однородные афировые базальты; 2 – афировые базальты шаровые (а) и брекчиевидные, спилитовидные (б); 3 – базальтовые порфиры; 4 – переслаивающиеся базальтовые породы неоднородного состава (шаровые базальты и спилиты, пироксеновые порфиры, вариолиты, гялокластиты); 5 – гялокластиты; 6 – андезито-базальтовые порфиры плагноклазовые, реже пироксен-плагноклазовые; 7 – пироксеновые и пироксен-плагноклазовые порфиры базальтовые и андезито-базальтовые и их пирокластические аналоги; 8 – эффузивные и пирокластические породы андези-



тового и андезито-дацитового состава; 9 – гибридные эффузивные и пирокластические породы андезито-базальтового, андезитового и андезито-дацитового состава; 10 – кислые эффузивные и пирокластические породы; 11 – кремнистые, кремнисто-глинистые, углисто-глинистые осадки и алевролиты; 12 – вулканогенно-осадочные породы; 13 – переслаивающиеся туфы, тефроиды, вулканотерригенные породы и эффузивы различного состава; 14 – известняки; 15 – колчеданные залежи (а) и рудокласты (б); 16 – номера месторождений, показанных на рис. 24

Формации: Б – базальтовая, А-Б – андезито-базальтовая, А-Б – андезито-базальтовая, Б-Р – базальт-риолитовая, Ф – флишоидная; субформации: К(Б-Р) – контрастная базальт-риолитовая, Н, НГ (Б-А-Д-Р) – непрерывная и непрерывная гибридная базальт-андезит-дацит-риолитовая, СД(Б-АБ) – слабо дифференцированная базальт-андезито-базальтовая

существенно базальтовый натриевый состав рудовмещающих формаций и медноколчеданный профиль месторождений Сакмарского поднятия (аллохтона, по М.А. Камалетдинову [93]) или Домбаровского района. Вулканогенные формации в обоих районах залегают на неглубоко погруженном сиалическом основании.

Формирование на восточном крыле мегасинклинория завершающего геосинклинальный цикл джусинского субщелочного вулканоплутонического комплекса [279], имеющего полиметаллическую специализацию, вероятно, было связано с развитием процессов гранитизации в Восточно-Уральском поднятии.

3. В.А. Прокиным [217] и другими исследователями показано, что промышленное колчеданное оруденение распространено в широком стратиграфическом диапазоне — от силура до конца среднего девона и не зависит от состава вмещающих пород продуктивных формаций. М.Б. Бородаевская и А.И. Кривцов [29] в связи с установлением на Урале минимум трехкратного повторения продуктивных формаций и существенной роли раннего гидротермально-осадочного этапа рудообразования в локализации как сингенетического, так и эпигенетического оруденения показали, что промышленное колчеданное оруденение сосредоточено в узких стратиграфических горизонтах, вертикальный размах которых, определяемый распространением кислых и умеренно кислых вулканитов, обычно не превышает 500 м (нижнесиурийский, сиурийско-нижнедевонский, эйфельский и живетский уровни).

Положение колчеданных месторождений в обобщенных стратиграфических колонках рудных районов Магнитогорского мегасинклинория показано на рис. 25. Их анализ подтверждает и дополняет основные выводы предыдущих исследований по этому вопросу.

Широкий стратиграфический диапазон распространения оруденения, обусловленный неоднократным проявлением рудообразующих процессов, не означает неперемещения в одних блоках (рудоносных зонах) нескольких продуктивных стратиграфических уровней, хотя такое совмещение не исключено. Анализ стратиграфического и структурного положения оруденения во всех рудных районах, напротив, показывает, что в конкретных рудных полях, как правило, оруденение концентрируется в пределах узких стратиграфических рамок, соответствующих мощности рудовмещающего разреза редко более 300 м. В этом интервале обычно устанавливается несколько сближенных рудоносных горизонтов, в которых колчеданные залежи располагаются кулисообразно и субсогласно с вмещающими породами, а объем рудной массы и содержание полезных компонентов возрастают снизу вверх от уровня к уровню до определенного предела.

В Домбаровском рудном районе (см. рис. 25, колонка I) узкий рудовмещающий интервал разреза мощностью около 150–200 м соответствует верхам верхней толщи киембаевской свиты. В Бурибайском рудном районе (колонка II) насчитываются три рудовмещающих стратиграфических интервала: нижний (около 200 м), отвечающий верхам спилит-вариолит-гиалокластитовой толщи, средний (150–300 м), соответствующий андезитовой толще баймак-бурибаевской свиты, и верхний (200 м), расположенный на границе баймак-бурибаевской и ирендыкской свит и в низах послед-

ней. В Баймакском рудном районе (колонка III), характеризующемся сложной историей развития групповой вулканической постройки, насчитывается не менее пяти рудоносных стратиграфических интервалов. Значительно более концентрированным является положение оруденения в Гайском рудном поле (колонка IV), где рудные тела приурочены главным образом к двум толщам: липарито-дацитовый, в интервале около 150 м, и низам вулканогенно-осадочной (около 50–100 м). В Сибайской и Бакр-Узякской структурах (колонка V) промышленное оруденение расположено в низах, середине и верхах риолитовой толщи и имеет вертикальный размах (по нормали к напластованию) около 300 м. Кроме того, проявления оруденения известны в низах толщи гиалокластитов (Камаганское месторождение) и в породах среднего состава в Бакр-Узякской структуре. В Учалинско-Верхнеуральском рудном районе (колонка VI) колчеданные руды расположены в двух интервалах: очень узком нижнем – “учалинском” (до 100 м) и верхнем “узельгинском” (около 300 м), соответствующем верхам риолито-дацитовый и самым низам вулканогенно-осадочной толщи. Аналогичное положение занимает оруденение Ащebutакского района (колонка VII). В Теренсайском рудном районе (колонка VIII) известные месторождения приурочены к верхам нижней базальтовой толщи (Барсучий Лог) и верхам существенно кислой толщи дифференцированного состава (Джуса).

Проведенный краткий обзор показывает, что все месторождения занимают закономерное положение в стратиграфическом разрезе, будучи приуроченными к верхам дифференцированных магматических комплексов. Количество стратиграфических рудоносных интервалов в рудных районах определяется количеством завершенных вулканических циклов, к заключительным стадиям которых были приурочены процессы колчеданобразования. В одних случаях месторождения формировались в один этап, зафиксированный узким стратиграфическим интервалом оруденения (месторождения Летнее, Южное Таш-Тау, Учалы, Барсучий Лог и прочие), в других случаях развитие конкретной рудно-магматической системы было более сложным, что обусловило двухэтапное формирование месторождений и соответственно наличие двух и более уровней оруденения, как это наблюдается, например, на Гайском месторождении. Таким образом, множественность стратиграфических интервалов развития колчеданных руд в определенных блоках может быть связана как с завершенным развитием нескольких конкретных рудно-магматических систем, так и со сложной эволюцией одной рудно-магматической системы.

Как было показано выше, волнообразное развитие вулканизма, обусловившее латеральную миграцию вулканических поясов с последовательным вовлечением в зону перекompенсированного прогибания соседних районов, определило характерные структурные соотношения колчеданосных комплексов, при которых структурные уровни положения оруденения не соответствуют стратиграфическим, а пересекают их под острым углом. Сказанное иллюстрирует принципиальная схема, построенная на основе выясненных геологических соотношений в Бурибайском, Учалинско-Верхнеуральском и других рудных районах (рис. 26).

4. Закономерности размещения колчеданных месторождений в региональных палеовулканических структурах определяются преимуществен-



Рис. 26. Соотношения уровней оруденения в смежных вулканогенных комплексах

1, 2 – базальт-риолитовая формация (1 – контрастная, 2 – непрерывная субформация); 3–5 – андезит-базальтовая формация: 3 – непрерывная гибридная субформация, 4, 5 – базальт-андезито-базальтовая субформация (4 – жерлово-прижерловые и промежуточные фации, 5 – удаленные от вулканических центров фации); 6 – колчеданные залежи и их структурный уровень; 7 – изохроны

ной связью оруденения с вулканизмом центрального типа и его структурными формами: все известные месторождения, за исключением Амурского месторождения стратиформного типа, размещаются в пределах вулканогенных гряд, сложенных вулканиками базальт-риолитовой формации. Эта закономерность ранее отмечалась В.А. Прокиным, М.Б. Бородаевской, А.И. Кривцовым, П.Ф. Сопко и автором. Однако положение колчеданосных гряд в системе раннегеосинклинальных структур упомянутыми исследователями оценивается по-разному. В.А. Прокин полагал, что колчеданные месторождения закономерно приурочены к крыльям палеоподнятий, ядра которых сложены вулканиками андезит-базальтовой формации [217, с. 36]. Но этим построениям противоречит прежде всего устойчивое моноклиналиное залегание ирендыкской свиты в западном крыле мегасинклинория. Кроме того, даже анализ материалов, приведенных самим В.А. Прокиным [217, с. 35; рис. 10 и др.] показывает, что многие месторождения залегают вне видимой связи с андезит-базальтовыми поясами.

А.И. Кривцов наиболее типичной палеотектонической и палеовулканологической обстановкой формирования колчеданных месторождений считает внутренние полиформационные зоны островодужных комплексов. Однако это справедливо лишь по отношению к месторождениям Таналыкской зоны, расположенным "в тылу" Ирендыкской палеоостровной гряды и примыкающим к ней с запада. Месторождения же Сибайского рудного района отделены от аналогичной (в формационном и палеоструктурном отношении) андезит-базальтовой островной гряды живетского возраста Центрально-Магнитогорской мегазоной и отстоят от нее на расстоянии 50–70 км. Месторождения, находящиеся на северном и южном замыканиях мегасинклинория, расположены вообще закономерно по отношению к андезит-базальтовым грядам, залегая и в тыловых, и во фронтальных (Джуса, Барсучий Лог) зонах.

Таким образом, палеовулканологические построения В.А. Прокина, М.Б. Бородаевской и А.И. Кривцова удовлетворительно объясняют фор-

мационно-фациальную зональность и положение в ней колчеданных руд в западном крыле мегасинклиория, но не удовлетворяют требованиям общей палеорекострукции и не объясняют зональности восточного борта мегасинклиория. Здесь на значительном протяжении (около 250 км) андезит-базальтовая гряда подстилается недифференцированной базальтовой формацией (биформационная зона А.И. Кривцова), а в северной и южной частях мегасинклиория она залегает как на контрастных, так и на непрерывных комплексах базальт-риолитовой формации.

Наши реконструкции, как кажется, устраняют отмеченные противоречия. Как показано выше (см. рис. 22), установлен дугообразный ареал развития среднедевонской базальт-риолитовой формации, общий для восточного и западного бортов мегасинклиория. В его контурах расположены все известные месторождения II формационного ряда (см. рис. 22, 24).

По данным автора, колчеданные месторождения тяготеют к базальт-риолитовым и базальт-андезит-риолитовым вулканическим грядам, контролируемыми сколовыми разрывными нарушениями и имеющим тенденцию центростремительного развития вулканизма с общим сокращением площади его распространения. Андезит-базальтовые палеоостровные гряды, образование которых было связано с развитием глубинной сколовой зоны, формировались в тылу ранних подводных и, частично, островных поднятий (по отношению к Восточно-Европейскому континенту), но нередко разобщены с ними или частично наложены на них.

Судя по размещению месторождений в реконструированных базальт-риолитовых палеогрядах силурийско-раннедевонского и среднедевонского возраста, наиболее продуктивны их осевые зоны, представленные цепочками вулканов центрального типа. В периферических областях этих гряд, где были проявлены преимущественно трещинные извержения базальтовых и кислых расплавов, колчеданные месторождения не известны, хотя здесь имеются многочисленные рудопроявления. В качестве примера таких периферических зон можно привести Куянтаускую структуру Таналыкского поднятия, а в ареале продуктивной среднедевонской формации — Узункыро-Кураминскую и Первомайскую структуры Магнитогорско-Верхнеуральского и Учалинского мегаблоков и Карамалыташскую структуру Баймакско-Сибайского блока. Рассмотрим в связи с этим намечающуюся зависимость между типами вулканизма и колчеданностью продуктивных формаций.

Наиболее отчетливо структурно-палеовулканическая латеральная зональность проявлена в Сибайской подзоне (рис. 27). Здесь, как отмечалось, с запада на восток прослеживаются Карамалыташская, Сибайская и Бакр-Узякская палеовулканические структуры. Разрезы этих построек по составу и последовательности вулканических событий близки между собой, отличаясь объемами различных типов пород — увеличением роли кислых вулканитов от Карамалыташской к Сибайской постройке и затем возрастанием объемов пород андезитового состава от Сибайской к Бакр-Узякской структуре. По внутреннему строению, обусловленному типами вулканических извержений, рассматриваемые постройки существенно различаются: Карамалыташская постройка образована трещинными излияниями основных, в меньшей мере кислых лав, Сибайская пред-

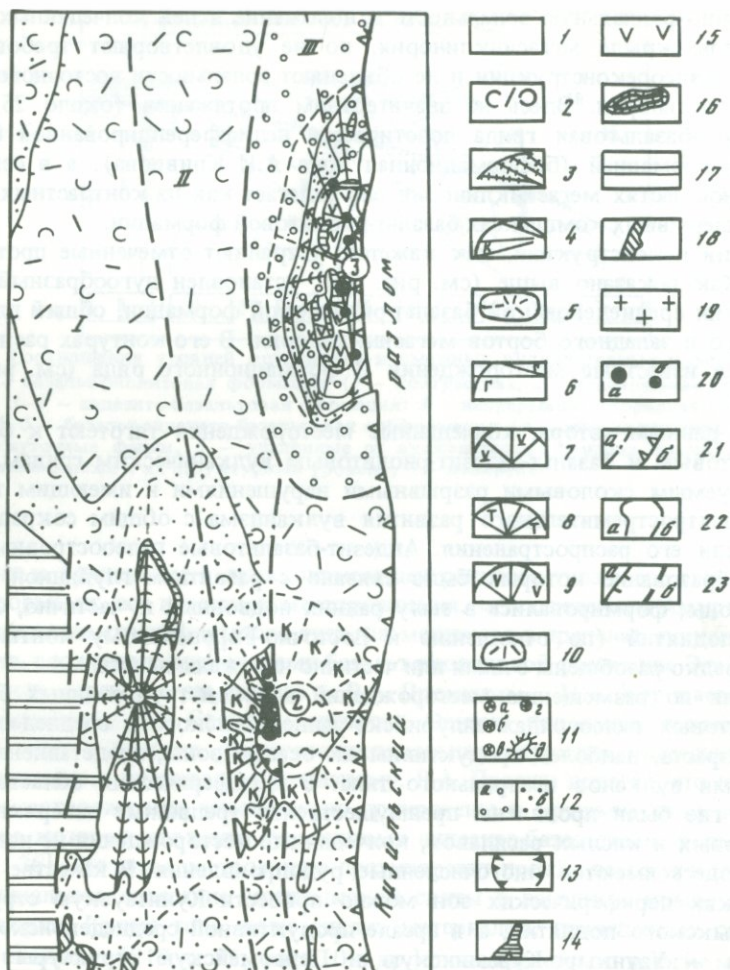


Рис. 27. Палеовулканологическая карта Сибайского рудного района

1 — формации переходной (C_1) стадии; 2–10 — базальт-риолитовая формация D_2 ef-gv: 2 — базальт-риолитовые лавовые плато, 3 — базальт-риолитовые щитовые вулканы, 4–5 — вулканические постройки центрального типа (4 — контрастные базальт-риолитовые, 5 — кислые эффузивно-экструзивные), 6–9 — стратовулканы (6 — базальт-андезито-базальтовые, 7 — андезит-базальт-андезитовые, 8 — андезит-дацит-риолитовые, 9 — базальт-андезит-дацит-риолитовые), 10 — области развития кислых пород; 11 — мелкие вулканические аппараты центрального типа: кислые (а), андезитовые (б), базальтовые (в), дифференцированного состава (г) и шлаковые конусы (д); 12 — фации вулканизма центрального типа промежуточной (а) и удаленной (б) зон; 13 — границы кальдер и внутрикальдерные фации; 14 — субвулканические тела кислого состава; 15 — андезитовые лавовые плато; 16 — известняки; 17 — поднятия, области сноса; 18 — габброиды; 19 — граниты PZ_3 ; 20 — колчеданные месторождения (а) и рудопроявления (б); 21 — разломы синвулканические (а) и поздние (б); 22 — границы выходов (а) и погребенных (б) вулканических построек; 23 — границы "снятых" позднегеосинклинальных образований (а) и структурно-металлогенических зон (б)

Структурно-металлогенические зоны: I — Карамалыташская, II — Сибайская, III — Бакр-Узаякская. Палеовулканы: 1 — Карамалыташский щитовой, 2 — Сибайский эффузивно-экструзивный, 3 — Бакр-Узаякский стратовулкан

ставляет собой преимущественно нагромождение кислых эффузивно-экструзивных куполов, а Бакр-Узякская — несколько эффузивно-эксплозивных аппаратов, "насаженных" на общее щитовидное базальтовое основание. Карамалыташская постройка является практически безрудной, Сибайская — содержит известные месторождения (Старый и Новый Сибай, Камаган), оруденение которых сконцентрировано в апикальной зоне, а Бакр-Узякская — небольшие месторождения и рудопроявления, рассредоточенные в объеме рудного поля.

Другим примером зонального размещения вулканических проявлений разного типа является Учалинский блок (рис. 28). Здесь в разновозрастных толщах контрастной базальт-риолитовой субформации эйфельско-жыветского возраста выделяются западная (Узункыро-Кураминская), центральная (Учалинская) и восточная (Первомайская) зоны. Западная зона представляет собой базальт-риолитовое лавовое плато, образованное трещинным вулканизмом. Колчеданные месторождения и значительные рудопроявления здесь не известны. Учалинская зона сложена продуктами вулканов центрального типа — Учалинского и Сафаровского — и вмещает известное месторождение и ряд рудопроявлений. В восточной зоне, представляющей в палеовулканическом отношении сочетание лавового плато, созданного трещинным вулканизмом, с мелкими, ареально расположенными аппаратами центрального типа базальтового и кислого состава; на рассматриваемом стратиграфическом уровне колчеданные залежи не известны.

Аналогичные выводы могут быть получены и при сравнении блоков с проявлением центрального и ареального вулканизма. Типичным примером последних служит детально рассмотренный ниже Баймакский рудный район, характеризующийся, как уже отмечалось, развитием групповой вулканической постройки с большим количеством мелких аппаратов центрального типа. Автономное развитие этих аппаратов привело к образованию связанных с ними пространственно и во времени небольших колчеданно-полиметаллических месторождений и множества рудопроявлений.

Таким образом, проведенные палеовулканологические реконструкции позволяют утверждать, что существует вполне определенная зависимость между типами вулканизма и степенью колчеданности продуктивных формаций. Наиболее благоприятные условия концентрации колчеданных руд существовали в сложных, длительно эволюционировавших постройках центрального типа, формировавшихся, как правило, в несколько этапов на щитообразном базальтовом основании и прошедших стадию деструкции с образованием центральных кальдер или периферических кольцевых разломов. Контуры таких построек определяют естественные границы рудных полей.

Отдельные блоки эвгеосинклинали, характеризующиеся тенденциями развития трещинного вулканизма или ареальных его проявлений, менее перспективны на колчеданное оруденение. Районы с трещинным вулканизмом обычно располагаются по периферии ареалов развития базальт-риолитовых формаций. Участки же с тенденцией к извержениям ареального типа, подобные Баймакскому району, залегают и в осевых зонах палеовулканических гряд. Они приурочены к блокам коры, испытывавшим

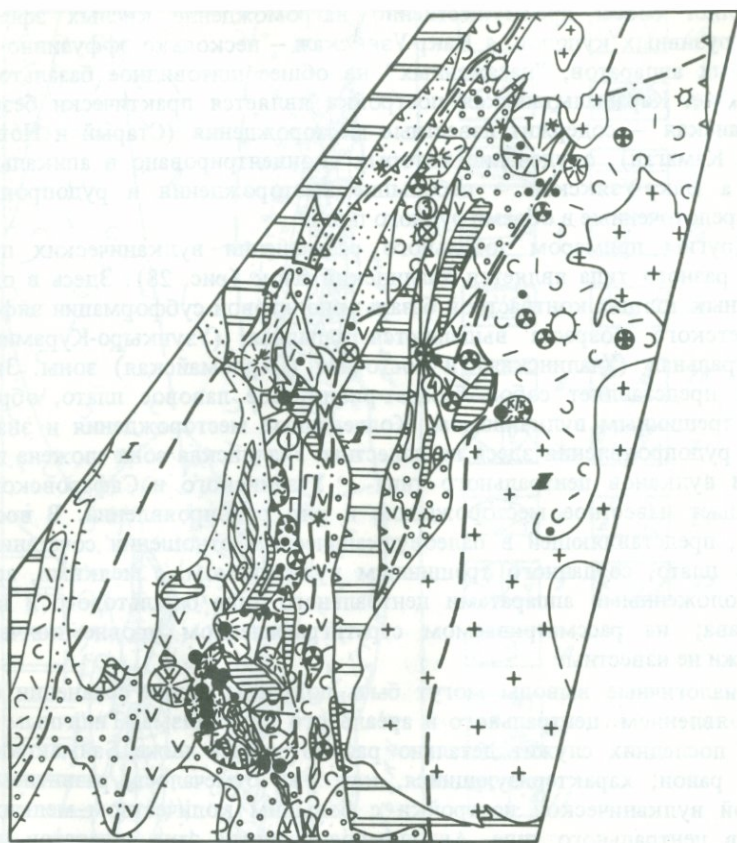


Рис. 28. Палеовулканологическая карта Учалинско-Верхнеуральского рудного района. Составлена с использованием материалов П.Ф. Сопко и А.С. Бобохова

Условные обозначения те же, что и на рис. 27

Структурно-металлогенические зоны: I — Узункыро-Кураминская, II — Учалинско-Узельгинская, III — Первомайская; главные палеовулканические постройки: 1 — Учалинская, 2 — Узельгинская, 3 — Сафаровская, 4 — Сайтаковская

раннее воздымание на фоне более обширного прогиба, сопровождавшееся широким проявлением кислого вулканизма, в том числе в субвулканических и гипабиссальных фациях.

5. Размещение колчеданных месторождений по отношению к региональным разрывным нарушениям различных ориентировок и происхождения не однозначно.

Связь месторождений с субмеридиональными граничными разломами, служащими ограничениями структурно-формационных зон, практически отсутствует. В литературе нередко встречаются утверждения о приуроченности некоторых — например, Юбилейного и Бурибайского — месторождений к оперяющим эти нарушения трещинам, но эти представления, по-видимому, ошибочны, так как при специальном изучении предполагаемых "оперяющих" структур они оказываются элементами самостоятельных разломов, обычно срезаемых более молодыми граничными нарушениями.

Часто месторождения вытягиваются цепочками вдоль зон древних магмоподводящих разломов, движения по которым неоднократно возобновлялись. Такие зоны имеют меридиональное или диагональное к общеуральскому — северо-западное и северо-восточное простирания (рис. 29).

К числу меридиональных рудоконтролирующих тектонических зон принадлежат Восточно-Баймакская и Подольско-Мамбетовско-Гайская (северная часть которой впервые выделена А.М. Косаревым под названием Подольско-Сукраковской) — в Таналыкском поднятии, Восточно-Сибайско-Бакр-Узякская — в Сибайском, Учалинско-Узельгинско-Александринская — в Учалинско-Верхнеуральском рудных районах и др.

Диагональные системы рудоконтролирующих нарушений представлены Петропавловско-Макан-Мамбетовской, Ащebutак-Домбаровской зонами северо-западного направления, северо-восточной Аргаган-Баймак-Александринской [240] и другими зонами (см. рис. 29). Следует отметить, что рассматриваемые нарушения являются диагональными в современной структуре мегасинклиория, но по отношению к реконструированным палеовулканических грядам, обращенным фронтом (выпуклостью) к западу, они были продольными или субпродольными.

Морфологически рассматриваемые зоны, как меридиональные, так и диагональные, представляют собой очень сложно построенные пояса, "насыщенные" дайками, субвулканическими и экструзивными телами, фрагментами вулканических аппаратов центрального типа, локальными зонами рассланцевания, брекчирования и разрывных нарушений, сопровождаемыми полосами и полями гидротермально-измененных пород с сульфидной минерализацией. Ширина таких зон составляет от первых километров до 10 км. Разрывные дислокации — трещины, локальные зоны брекчирования и рассланцевания образуют кулисообразные и эшелонированные системы. Их рудоконтролирующее значение на всех рудных полях несомненно, что неоднократно отмечалось многими исследователями, но эти вопросы касаются уже локальных рудоконтролирующих факторов, рассмотренных ниже.

Возрастные соотношения меридиональных и диагональных рудоконтролирующих нарушений весьма сложны вследствие неоднократной смены режимов растяжения и сжатия и унаследованного возобновления движений по одним и тем же нарушениям. Если отвлечься от частных случаев, то устанавливается следующая последовательность их формирования, выдерживающаяся как для I ($S-D_2ef$), так и для II (D_2ef-gv) структурно-формационных рядов: 1) меридиональные, 2) северо-западные, 3) северо-восточные нарушения.

В блоках сложного строения, сочетающих структурные элементы различных направлений, установлено наложение золоторудной минерализации на колчеданно-полиметаллическое оруденение вдоль Аргаган-Баймак-Александринской (Баймак-Карасазовской) зоны северо-восточного простирания [240].

Проведенное сравнение средних содержаний золота и серебра и их соотношений в месторождениях (или рудных телах), сложенных однотипными рудными формациями, показало заметное обогащение благородными металлами руд, лежащих в пределах рассматриваемой зоны [240].

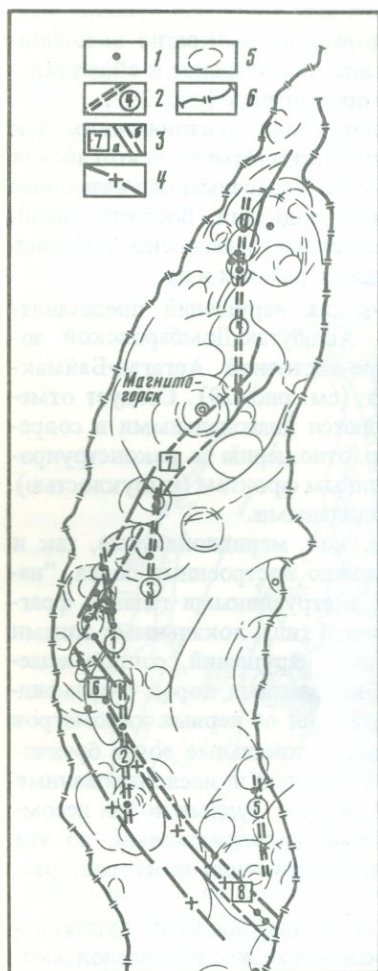


Рис. 29. Размещение колчеданных месторождений в рудоконтролирующих разрывных структурах Магнитогорского мегасинклинория

1 — колчеданные месторождения; 2, 3 — зоны магмо- и рудоконтролирующих разломов, длительно развивавшиеся в переменном режиме растяжение—сжатие: 2 — субмеридиональные преимущественного растяжения (1 — Восточно-Баймакская, 2 — Подольско-Мамбетовско-Гайская, 3 — Бакр-Узьяк—Восточно-Сибайская, 4 — Учалинско-Александринская, 5 — Джусинско-Карабутацкая), 3 — диагональные сколовые зоны преимущественного сжатия установленные (а) и предполагаемые (б), 6 — Петропавловско-Макан-Мамбетовская, 7 — Аргаган-Баймак-Александринская, или Баймак-Карасазовская, 8 — Ащевутак-Домбаровская); 4–5 — структуры, выявленные по данным дешифрирования космических снимков: 4 — линейные, 5 — кольцевые; 6 — границы Магнитогорского мегасинклинория

На отдельных участках в Баймакском и Бурибайском рудных районах установлена приуроченность аномальных содержаний различных металлов (Cu, Zn, Ba, Pb, Mo) к разноориентированным и разновозрастным разрывным нарушениям, о чем сказано ниже, но в региональном плане такую закономерность проследить не удается.

Приуроченность подавляющего большинства колчеданных месторождений к кольцевым структурам [115], выделенным по данным дешифрирования космических снимков, очевидна (см. рис. 29). Проведенные палеовулканологические реконструкции показали, что месторождения тяготеют к тем из них, которые совпадают с кольцевыми вулканогенными комплексами, т.е. с реконструированными вулканическими постройками. В одних случаях совпадение оказывается весьма точным, что наблюдается для крупных одиночных долгоживущих вулканических центров (Узельгинского, Александринского, Подольского, Гайского и др.), в других — кольцевые структуры, обычно более крупного диаметра (20–50 км), соответствуют положению групп вулканических построек или определенных магматических комплексов. Характерный максимальный диаметр колчеданосных структур — 10–15 до 20 км, обычно они состоят из нескольких вложенных друг в друга колец. Месторождения и рудопроявления располагаются и по периферии, и в центре кольцевых структур в зависимости от положения локальных рудоконтролирующих элементов.

Большинство колец имеет правильную форму и прослеживается в отложениях, перекрывающих колчеданосные вулканические постройки, что повышает их значение в качестве поискового признака на колчедан-

108

ные руды. Вместе с тем правильная форма и нередко наблюдавшееся пересечение кольцевыми разломами складок в перекрывающих вулканогенно-осадочных отложениях убеждают в том, что рассматриваемые структуры возникли в результате наложения современного (неотектонического) поля напряжений на структуру вулканогенных зон и являются отражением на поверхности "ядер" вулканических аппаратов, залегающих на некоторых глубинах.

Как видно на схеме (см. рис. 29), кольцевые структуры вместе с синвулканическими линейными разломами образуют общую систему, довольно точно совпадающую с положением реконструированных палеовулканических гряд дифференцированного состава. Особенно отчетливо прослеживается контроль серии кольцевых структур сколовыми зонами северо-восточного и северо-западного простираний и меридиональными магмовыводящими зонами, что не оставляет сомнения о первоначально вулканогенном происхождении кольцевых структур.

Видимая связь колчеданных месторождений с надвигами и взбросами орогенного этапа отсутствует. Такая связь сомнительна и с поперечными субширотными структурами, хотя из общих соображений должна была бы проявляться, в силу чего нередко постулируется в литературе. Однако беспристрастный анализ показывает (см. рис. 24), что месторождения располагаются незакономерно по отношению к широтным ступеням. Интересны в этом отношении месторождения Бурибайского рудного района — Дергамышское, Бурибайское, Маканское и Подольское, расположенные на одной линии восток-северо-восточного простирания. Возможно, их размещение и контролировалось древним разломом, но это нарушение никак не выражено в современной структуре и физических полях.

6. Положение месторождений колчеданных руд в современных структурах определяется двумя факторами — приуроченностью к определенным зонам палеовулканических гряд и построек, степенью и характером дислоцированности первично вулканических элементов структуры. Первый фактор рассмотрен выше, коротко охарактеризуем второй.

Особенности соотношений синвулканических и более поздних элементов структуры, установленные многими исследователями [217, 246, 247, 251, 300, 301, 309], заключаются в следующем. Тектоническое развитие палеовулканических зон осуществлялось главным образом унаследованно: вулканогенные гряды оформились в антиклинальные (Таналыкская, Джусинско-Карабутакская), реже моноклиальные (Ирендкская) структуры, а на месте синвулканических прогибов сформировались конседиментационные синклинали (Имангуловская, Худолазовская, Уртазымская). Характер деформированности вулканогенных и перекрывающих их вулканогенно-осадочных и осадочных формаций резко различен, в связи с чем в вулканогенных зонах развита идиоморфная, а в областях развития осадочных пород или в верхних структурных ярусах вулканогенных зон — голоморфная складчатость. При тектонических напряжениях крупные вулканические постройки образовали сравнительно слабо деформированные "ядра", подвергавшиеся обжатию или относительным блоковым перемещениям, а в окружающих толщах формировались складки. Складчатость в целом носит ярко выраженный приразломный характер, интенсивность ее убывает с удалением от разрывных нарушений. Надвиговые

дислокации являются ведущей тектонической формой в зонах меланжа прибортовых частей мегасинклиория, но принципиально не меняют вулканотектоническую структуру его внутренних частей.

Унаследованное развитие колчеданосных вулканогенных гряд, приводившее к образованию положительных тектонических структур, прослеживается во всех рудных районах, нарушаясь в местах развития наложенных грабенов переходной стадии. Оно прослеживается и в локальном плане, особенно ярко в строении вулканических построек, осложненных кальдерами. В процессе синвулканических и более поздних деформаций кальдерные эскарпы приобретали форму гребневидных антиклиналей, что хорошо видно на Сибайском [258] и Учалинском месторождениях.

Различия в характере деформаций вулканогенного и вулканогенно-осадочного структурных подъярусов, а также вулканических построек и обрамляющих их толщ были нами рассмотрены ранее [247, 250, 251] на примере Таналыкского поднятия. Для вулканогенного подъяруса характерны разноориентированные брахиформные складки, развитые за пределами вулканических брахиантиклиналей и приспособляющиеся к их размещению, а для вулканогенно-осадочного подъяруса — складки, близкие к линейным [300, с. 88]. Сочетание разноэтапных деформаций и их дифференцированное проявление в разных блоках привели к образованию генетических типов структур (табл. 9). Структуры комбинированного типа являются колчеданосными.

Степень деформированности колчеданосных формаций имеет большое значение при типизации колчеданных месторождений и прогнозной оценке районов Урала на колчеданные руды. А.П. Наседкиным и В.А. Прокиным [175] выделены слабо дислоцированные, сильно деформированные и промежуточные по интенсивности деформаций районы. К первым отнесен Магнитогорский мегасинклиорий, второй и третий типы характерны для Тагильского прогиба. Более детальный анализ показывает, что ряд рудоносных зон Магнитогорского мегасинклиория по степени деформированности и сохранности вулканических элементов структуры приближается к среднеуральским, хотя в целом эта структура относительно слабо деформирована, что отмечалось еще А.Н. Заварицким [63]. К интенсивно деформированным зонам в Магнитогорском мегасинклиории принадлежат Учалинская и Восточно-Баймакская, характеризующиеся крутыми — местами субвертикальными до опрокинутых — залеганиями пород и широким проявлением расланцевания. От типичных сильно деформированных среднеуральских месторождений (Дегтярского, Левинского и др.) они все же отличаются отсутствием или крайне незначительным развитием порфиридов и порфиритоидов.

Отображение основных элементов структуры в физических полях, по данным А.А. Цветковой и В.А. Прокина, было рассмотрено выше. Наиболее отчетливо проявляющаяся закономерность — это приуроченность месторождений к периферическим частям региональных и локальных максимумов силы тяжести, соответствующих базальтовым вулканогенным грядам. В свете рассмотренных материалов важное значение приобретают также локальные кольцевые аномалии гравиметрического и магнитного полей. Следует, однако, подчеркнуть, что и линейные региональные аномалии, и кольцевые структуры могут быть связаны как с по-

Таблица 9

Типы структурных элементов Магнитогорского мегасинклинория

| Этап формирования | Динамическая обстановка | Генетический тип структуры | Тип структурных элементов | Элементарные структурные формы |
|------------------------------|--|----------------------------|---------------------------|---|
| Геосинклинальный | Вертикальные дифференцированные блоковые движения, сменяющиеся к концу вулканических циклов горизонтальным сжатием | Вулканический | Аккумулятивный | Жерловины Фрагменты вулканических конусов Лавовые и туфовые плато Аккумулятивные депрессии |
| | | | Внедрения и выжимания | Некки, экструзивные купола Субвулканические интрузии |
| Орогенный | Горизонтальное сжатие | Тектонический | Пликативный | Дисгармоничные складки Консидиментационные синклинали |
| | | | Дизъюнктивный | Разломы глубокого заложения, ограничивающие структурно-формационные зоны (субмеридиональные) Разрывные нарушения, формировавшиеся в обстановке растяжения (сбросы и сопряженные с ними взбросы и сбросо-сдвиги) Разрывные нарушения, формировавшиеся в обстановке сжатия (сколы, зоны рассланцевания) |
| Геосинклинальный + орогенный | Совокупность различных движений | Вулкано-тектонический | Вулкано-купольный | Брахантиклинали Горст-антиклинали |
| | | | Вулкано-депрессийный | Брахисинклинали Грабен-синклинали |

тенциально колчедононосными, так и с безрудными грядами и вулканическими постройками. Перспективность геофизической аномалии может быть определена только в результате комплексного анализа геолого-структурной, формационной и фациальной обстановок.

ЧАСТЬ II

ЛОКАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

РАЗМЕЩЕНИЯ

КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ

Положение колчеданного оруденения в локальных вулканоструктурах рассмотрено на примере Баймакского, Бурибайского и Сибайского рудных районов, детально изучавшихся автором и включающих главные структурно-палеовулканические и генетические типы колчеданных месторождений Южного Урала. Строение рудных районов и месторождений было подробно рассмотрено ранее [90, 101, 247–250, 252, 255, 261, 263, 266, 300], поэтому здесь даны краткие описания колчеданных районов, рудных полей и месторождений, составленные, однако, с учетом новых данных, полученных геологами-производственниками и автором в последние годы.

ГЛАВА 4

БАЙМАКСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

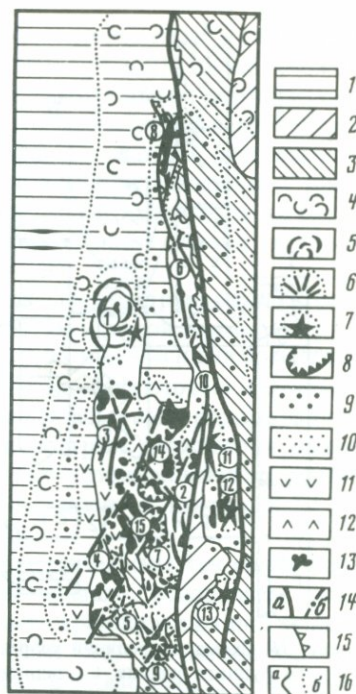
КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА И ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Баймакский рудный район, занимающий северную половину Таналыкской структурно-формационной зоны, сложен вулканогенными породами баймак-бурибаевской свиты (S_2-D_1), которые с востока граничат с ирендикскими вулканогенными образованиями, а с севера, запада и юго-запада перекрыты отложениями зилаирской ($D_3 \text{ fm}-C_1 t_1$) свиты (рис. 30).

Отложения баймак-бурибаевской свиты отличаются большой пестротой петрографического и фациального состава вулканитов, широким развитием наземных пирокластических образований, экстрезивных и субвулканических тел, при общем гомодромном строении разреза. По последним данным, в развитии вулканизма прослеживаются два цикла: нижний, зафиксированный толщей диабазов, диабазовых и андезито-базальтовых порфириров, туфов и вулканических брекчий с подчиненным количеством спилитов, вариолитов и прослоев кремнистых туффитов, а также локально развитыми эффузивами и туфами дацитового, риодацитового состава, и верхний, образовавший толщи вулканитов андезито-базальтового, андезит-андезито-дацитового и дацит-риолитового состава. Основные соотношения толщ, развитых в различных блоках района, показаны на рис. 31. Продукты нижнего цикла вулканизма составляют контрастную, а верхнего — непрерывную субформации базальт-риолитовой формации.

Рис. 30. Палеовулканологическая карта Баймакского рудного района (базальт-риолитовая формация). Составлена с использованием материалов П. Ф. Сопко

1-3 свиты: 1 - граувакковая зилайская ($D_3 \text{ fm}-C_1 t_1$), 2 - вулканогенно-осадочная улу-тауская ($D_2 \text{ gv}$), 3 - осадочно-вулканогенная и вулканогенная ирендыкская ($D_1-D_2 \text{ ef}$); 4-13 - вулканоструктуры и фации баймак-бурибаевской свиты (базальт-риолитовая формация, S_2-D_1): 4 - площади трещинных излияний базальтов, 5 - базальтовые щитовые вулканы (1 - Куянтауский, 2 - Богачевский), 6 - базальтовые и андезит-базальтовые стратовулканы (3 - Акмурумский, 4 - Горнобайкаринский, 5 - Северо-Аргатанский, 6 - Ташиганский), 7 - вулканические постройки дифференцированного состава (7 - "Белая глина", 8 - Тубинская, 9 - Майская, 10 - Емельяновская, 11 - Семеновская, 12 - Юлалинская, 13 - Санкымская), 8 - кальдеры (14 - Уваряжская, 15 - Бакр-Тау-Абей-Саз-Таш-Тауская), 9, 10 - фациальные зоны (9 - промежуточная, 10 - удаленная), 11, 12 - лавовые плато (11 - андезит-дацит-риолитовые, 12 - андезит-дацитовые), 13 - поздние субвулканические тела кварцевых мегафиров; 14 - синвулканические разломы, сформировавшиеся в режиме растяжения (а) и сжатия (б); 15 - поздние надвиги; 16 - границы между свитами (а) и фациями (б)



Толща пород андезит-дацит-риолитового состава с признаками гибри-дизма, залегающая в основании ирендыкской свиты, представляет непре-рывную гибридную субформацию андезито-базальтовой формации.

В современной структуре рассматриваемый район - сложная антикли-наль, в строении которой участвуют интенсивно дислоцированные вулка-ногенная (S_2-D_1) и вулканогенно-осадочная ($D_1-C_1 t_1$) толщи. Большую роль, особенно среди пород нижнего яруса, играют разломы: 1) синвулка-нические-субмеридиональные граничные, северо-восточные и северо-запад-ные сколы, "скрытые" разломы, трассирующиеся субвулканическими телами, субширотные нарушения; 2) поздние надвиги и взбросы (см. рис. 30).

Синвулканические разломы обуславливают блоковое строение террито-рии, разделяя антиклинорий на три меридиональные структурно-формаци-онные подзоны и входящие в них поперечные структурно-фациальные бло-ки: Западно-Баймакскую (с Куянтауским, Акмурумским и Горнобайка-ринским блоками), Центрально-Баймакскую (с Уваряжским и Богачев-ским блоками) и Восточно-Баймакскую (с Тубинско-Баймакским, Семен-овско-Юлалинским и Балтатауским блоками). Наиболее глубоким эро-зионным срезом баймак-бурибаевской свиты обладают Куянтауский и Ува-ряжский блоки, в которых на поверхность выведены комплексы кон-трастной субформации, наиболее высоким - Восточно-Баймакская под-зона. Последняя характеризуется проявлением интенсивного рассланце-вания, крутыми залеганиями пород (с падением преимущественно к восто-ку), наличием локальных напряженных складок, плохой сохранностью

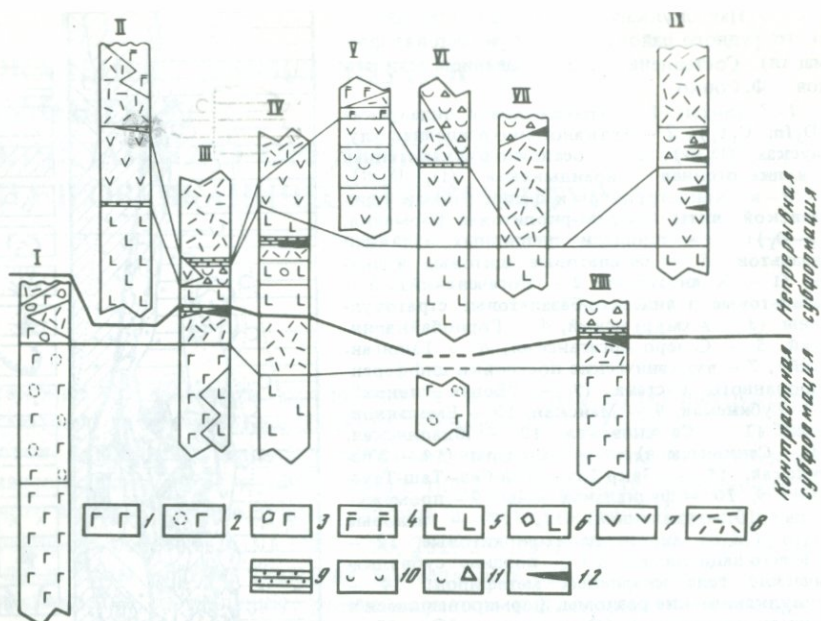


Рис. 31. Схема корреляции разрезов базальт-риолитовой формации (S_2-D_1) Баймакского рудного района. Составлена с использованием материалов А.Г. Волчкова, А.Д. Ситнова, В.М. Рудакова и И.В. Рачева

I, II, V, VI – участки: Куян-Тай (I), Горная Байкара-Арагаган (II), горы Каменной (V), "Белая глинка" (VI); III, IV, VII–IX – рудные поля: Бакр-Тай (III), Таш-Тай (IV), Майское (VII), Тубинское (VIII), Восточно-Семеновское (IX)

1 – афировые однородные базальты и ва-риолиты; 2 – шаровые спилитовидные базальты и ва-риолиты; 3 – туфы и туфовые брекчи базальтов; 4 – базальтовые порфириты; 5 – андезитобазальтовые порфириты плагиоклазовые; 6 – туфы и туфовые брекчи андезитобазальтов; 7 – андезитовые и андезитодацитовые порфириты и их пирокластические производные; 8 – кислые эффузивы; 9 – вулканогенно-осадочные породы; 10 – переслаивающиеся эффузивы и туфы кислого, среднего, основного состава; 11 – туфы и туфовые брекчи с разнообразным составом обломков; 12 – колчеданные месторождения

первично вулканических структур. В Западно- и Центрально-Баймакской подзонах породы залегают полого и нарушены преимущественно синвулканическими деформациями.

Проведенные реконструкции позволили выделить в базальт-риолитовой формации следующие палеовулканические постройки (см. рис. 30): 1) щитообразные базальтовые палеовулканы (Куянтауский, Богачевский); 2) базальт-андезитобазальтовые стратовулканы (Акмурумский, Горнобайкаринский базальтовый, Северо-Арагаганский, Ташиганский); 3) сложные постройки, представляющие сочетания базальтовых палеовулканов с более поздними проявлениями кислого вулканизма (Тубинская, рудопроявления "Белая Глинка", Майская, Семеновская, Бакр-Тауская, Горнобайкаринская); 4) постройки кислого состава (Емельяновская, Юлаинская, Санкымская и др.); 5) кальдеры (Бакр-Тай–Таш-Тай–Абейсазовская и Уваряжская); 6) плато ареального вулканизма дифференцированного, существенно кислого состава; 7) разнообразные мелкие аппараты центрального типа.

Щитообразные базальтовые палеовулканы принадлежат контрастной субформации. Это эффузивные постройки диаметром 10–15 км, сложенные в основном массивными диабазами и диабазовыми порфиритами, в меньшей мере — шаровыми спилитовидными базальтами и вариолитами. Куянтауский палеовулкан осложнен мелкими аппаратами центрального типа. Это небольшие некки дацитовых порфиритов и связанные с ними короткие лавовые потоки, кольцевые и радиальные дайки того же состава или криптовулканические аппараты, представленные только системой кольцевых и радиальных даек.

Базальт-андезито-базальтовые стратовулканы реконструированы в основании непрерывной субформации. Фрагменты их конусов диаметром от 3 до 15 км сложены переслаивающимися туфами, вулканическими брекчиями и эффузивными потоками базальтовых и андезито-базальтовых плагиоклазовых порфиритов. Возможно, некоторые базальтовые стратовулканы представляют глубоко эродированные цоколи построек сложного строения. Например, Акмурумский палеовулкан, который осложнен многочисленными риолито-дацитовыми субвулканическими телами и центральным аппаратом кислого вулканизма.

Сложные вулканические постройки наиболее интересны, так как обычно вмещают колчеданные месторождения. Как правило, основанием таких построек служат базальт-андезито-базальтовые стратовулканы или существенно эффузивные купола (Бакр-Тауская постройка). На базальтовых цоколях, подвергшихся синвулканическим деформациям, иногда с образованием периферических кольцевых разломов, формировались в одних случаях существенно кислые эффузивно-экструзивные и эффузивно-эксплозивные постройки, сопровождавшиеся многочисленными субвулканическими телами (Горнобайкаринская, Бакр-Тауская, рудопроявления "Белая Глинка", Майская), в других — существенно эксплозивные стратовулканы, состав пирокластических и эффузивных продуктов которых менялся от андезит-дацитового до дацит-риолитового (Тубинская, Семеновская). Наиболее детально изучена Майская постройка, осложненная по периферии кольцевым разломом. С опусканием по нему центральных блоков был связан кислый вулканизм, сформировавший пестрый в фациальном отношении комплекс пород (рис. 32).

Постройки кислого состава центрального типа формировались на заключительных этапах накопления базальт-риолитовой формации. Это небольшие, 3–4 км в диаметре, стратовулканы, возможно представляющие фрагменты не вскрытых эрозий (и не изученных на глубине) сложных сооружений.

Кальдеры также формировались на поздних этапах баймак-бурибаевского вулканического цикла (S_2-D_1), по-видимому, в связи с развитием Аргаган-Баймакской сколовой зоны, контролировавшей цепочку кальдерообразных депрессий, многочисленных мелких вулканических аппаратов и подавляющего объема поздних экструзивных и субвулканических тел (см. рис. 30). В этой же зоне, фиксирующей интенсивным гравиметрическим минимумом и представляющей в целом синвулканический грабен, на глубинах 600–800 м скважинами вскрыты значительные объемы плагиогранитов. Отдельные интрузивные тела выходят на поверхность в Бакр-Тау-Абей-Саз-Таш-Тауской кальдере, выполненной кислыми вулканистами [300].

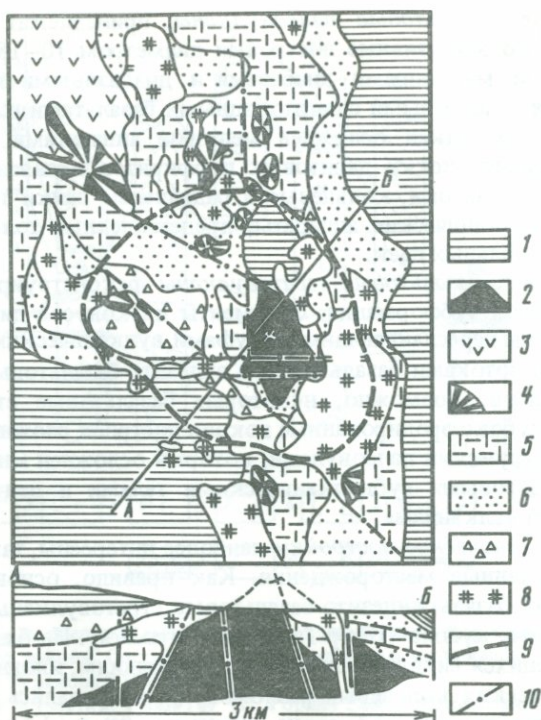


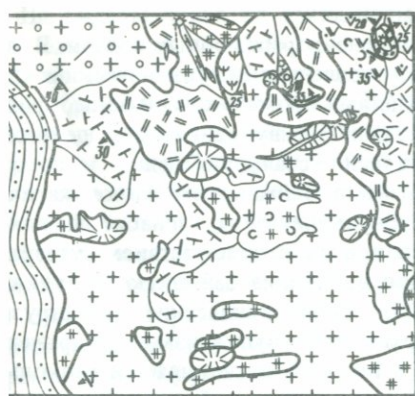
Рис. 32. Реконструкция Майской вулканической постройки

1 — перекрывающие отложения ирендыкской свиты ($D_1 - D_2$ ef); 2-7 — вулканогенные образования баймак-бурибаевской свиты ($S_2 - D_1$): 2 — эффузивы, вулканические брекчи и туфы, слагающие базальт-андезито-базальтовый стратовулкан, 3 — эффузивы и туфы андезитового состава, 4 — экструзивные риодацитовые порфиры, 5 — эффузивные дацитовые порфиры и их туфы, 6 — туфы кислого состава, 7 — вулканокластические породы с разнообразным составом обломков; 8 — поздние субвулканические тела кварцевых мегафиров; 9 — граница кальдеры; 10 — разломы

Плато ареального вулканизма, завершавшие развитие базальт-риолитовой формации, представляют собой сочетание мелких вулканических аппаратов и главным образом экструзивных тел с непротяженными эффузивными потоками дацит-риолитового состава. Они подробно охарактеризованы в специальной статье [256] и показаны на рис. 33. Еще более поздние наложенные плато преимущественно андезито-дацитового состава, слагающие гору Уваряж, Мамбетовские и Тулкулетауские горы, занимают по петрохимическим особенностям промежуточное положение между базальт-риолитовой и андезито-базальтовой формациями и, вероятно, должны относиться к последней.

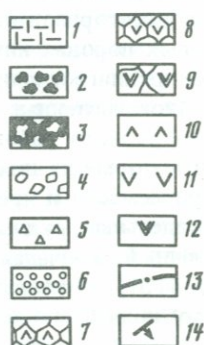
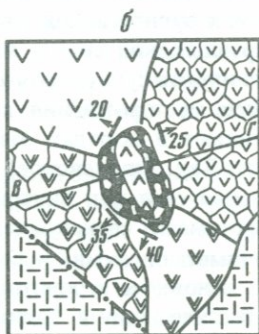
Мелкие аппараты центрального типа являются элементами рассмотренных выше построек. Наиболее характерные из них изображены на рис. 34.

Рассмотренные палеовулканы, имеющие в общем небольшие размеры, в совокупности образуют Баймакскую групповую вулканическую постройку (см. рис. 30). В ее пределах палеовулканы сконцентрированы в трех



с. 33. Область ареального вулканизма в центральной части Западно-Баймакской ны

1 – зилайская свита ($D_3 \text{ fm} - C_1 t_1$); 2–9 – вулканогенные породы баймак-буриевской свиты ($S_2 - D_1$): 2 – поздние субвулканические и экструзивные тела крупноарцевых риодацитовых порфиров (а) и дацитовых порфиритов (б), 3 – ранние субвулканические мелко- и среднепорфировые кварцевые риодацитовые порфиры, 4 – струзивные купола базокварцевых дацитовых и риодацитовых порфиров со столбой отдельностью, 5 – базокварцевые риодацитовые порфиры: массивные и слабопоидальные (а), игнипорфировые (б), 6 – дацитовые порфириты: плагиоклазовые (а) и роговообманково-плагиоклазовые (б), 7 – андезит-дацитовые порфириты, – андезитовые порфириты афировые и микропорфировые (а), плагиоклаз-порфиры (б), 9 – туфы (а) лавовые брекчии (б), жерловые вулканические брекчии); 10 – центры моногенных вулканов; 11 – разломы; 12 – элементы залегания



с. 34. Моногенные вулканические постройки андезитового вулканизма на участке ей-Саз (а) и на северо-восточной окраине д. Ишмурзино (б)

1 – кислые вулканы эффузивно-экструзивного комплекса, перекрывающего базитовые вулканические постройки; 2–3 – жерловые агломераты андезит-дацитового состава (2), с обломками дацитовых порфиритов в андезитовом цементе (3); 4 – пирокластические породы андезит-дацитового состава (4 – вулканические жчи, 5 – лапиллиевые туфы, 6 – мелкообломочные туфы); 7–9 – брекчиевые а андезит-дацитовых порфиритов (7), андезитовых порфиритов (8) и афиритов (9); 10–12 – массивные лавы андезит-дацитовых порфиритов (10), андезитовых порфиритов (11) и афиритов (12); 13 – разломы; 14 – элементы залегания лавовых гоков

субмеридиональных грядях, прослеживающихся по осям Западно-, Центрально- и Восточно-Баймакской структурно-формационных подзон. В этих грядях постройки центрального типа разделены межвулканическими депрессиями с характерными для них фациями промежуточной зоны, причем в Восточно-Баймакской гряде местами межвулканические депрессии отсутствуют, а палеовулканы образуют тесно "спянную" цепь.

Своеобразное проявление магматизма в Баймакском блоке, характеризующееся широким развитием субвулканических, гипабиссальных и гиповулканических фаций кислых пород, а также присутствием субазральных поверхностных фаций, обусловило выделение баймакского вулканоплутонического комплекса [101, 285]. Субвулканические и экструзивные тела по характеру связи с поверхностным вулканизмом подразделяются на раннюю и позднюю группы, в которых насчитывается несколько фаз внедрения. Силлы, штоки, мелкие лакколлиты, дайки и экструзивные тела ранней группы, имеющие разнообразный состав, сопровождали накопление вулканогенных толщ и соответствуют им по составу. Поздние субвулканические тела крупнопорфировых и мегафировых риолито-дацитов и андезито-дацитов слагают крупные силлы и тела сложной формы, формировавшиеся в основном после прекращения вулканической деятельности базальт-риолитовой формации, в обстановке сжатия и образования ранней складчатости. Об этом свидетельствуют характерные особенности тел с многочисленными малоомощными апофизами в расслоенных деформированных туфогенных толщах [249].

Плагιοграниты и кварцевые диориты комагматичны эффузивам, о чем свидетельствуют их состав, наличие обломков плагιοгранитов в туфах верхних горизонтов баймак-бурибаевской свиты и в вулканогенно-осадочных породах низов ирендыкской свиты, а также наблюдавшиеся пересечения плагιοгранитов поздними субвулканическими телами.

Многочисленные мелкие месторождения и рудопроявления Баймакского рудного района залегают в породах базальт-риолитовой формации, а некоторые из них (Балта-Тау, Вишневокое) — вблизи контакта баймак-бурибаевской и ирендыкской свит или внутри последней. Месторождения и отдельные рудные тела имеют серноколчеданный, медно-цинковоколчеданный, колчеданно-полиметаллический и барит-полиметаллический состав [101] и относятся в основном к золотосодержащим серноколчеданному, колчеданно-полиметаллическому и барит-полиметаллическому типам

МЕСТОРОЖДЕНИЕ БАКР-ТАУ

Месторождение приурочено к небольшой брахиантиклинальной структуре, осложняющей западный борт Бакр-Тау—Абей-Саз—Таш-Тауской кальдерной депрессии. Бакр-Тауская брахиантиклиналь — сильно деформированная вулканическая постройка центрального типа. Деятельность вулкана менялась от начальных субмаринных излияний базальтовых и андезито-базальтовых лав к мелководным эффузивно-эксплозивным и затем субазральным преимущественно эксплозивным извержениям базальтовых, андезитовых, дацитовых и промежуточных по составу вулканических продуктов. На первом этапе вулканической деятельности, отвечающем времени

накопления контрастной субформации, была сформирована базальт-андезито-базальтовая постройка, прорванная кислыми экструзивными телами, на втором этапе, соответствующем формированию непрерывной субформации, образовался более молодой стратовулкан, фрагменты которого наблюдаются в крыльях брахиантиклинали. Этапы вулканизма были отделены периодом денудации ранней постройки, зафиксированным отложением слоистого горизонта. Заключительный импульс магматической деятельности был связан с внедрением субвулканических тел поздней группы.

Геологический разрез месторождения слагают следующие породы (снизу вверх): 1) экструзивные кварцевые риолитовые (?) порфиры (до 200 м); 2) слоистый горизонт — переслаивающиеся алевритовые, пелитовые, псаммитовые и лапиллиевые туфы, тефроиды кислого и смешанного состава, кремнистые туффиты (40–50 м); 3) андезито-базальтовые порфириты и диабазы с прослоями туфов основного состава (до 100 м); 4) вулканические брекчии дацитового и андезито-базальтового состава, в верхах — горизонт яшмовидных кремнистых туффитов (около 100 м).

В центральной части, к югу и юго-западу от месторождения эффузивно-пирокластические толщи прорваны экструзивными и субвулканическими породами кислого состава, занимающими здесь большую часть вулканогенного разреза. По возрасту и составу выделяются ранние (экструзивные) и поздние (субвулканические) кварцевые порфиры.

Экструзивные кварц-плагиоклазовые риолитовые (?) порфиры, имеющие мелко- и среднепорфировую структуру (размер вкрапленников 1–3 мм), слагают цепочку небольших куполов, гребневидных или близких по форме к обелискам (рис. 35). Они прорывают слоистый горизонт, но обломки аналогичных им кислых вулканитов (в том числе и превращенных в метасоматиты) встречаются в тефроидах слоистого горизонта и в вышележащих вулканических брекчиях. Экструзивные породы повсеместно интенсивно изменены и превращены в серицит-кварцевые метасоматиты.

Субвулканические кварц-роговообманково-плагиоклазовые риолит-дацитовые порфиры, обладающие крупнопорфировыми до мегафировыми структурами, образуют крупный силл. На месторождении он, выклиниваясь к северу, образует несколько пластообразных тел, основное из которых мощностью 50–100 м внедрилось по границе экструзивных куполов с породами слоистого горизонта. В расчистках и канавах видны активные контакты субвулканических пород с экструзивными образованиями. Сланцеватость в ранних кварцевых порфирах, превращенных в метасоматиты, ориентирована параллельно контактам экструзивных куполов, а залегающие выше слабо измененные субвулканические кварцевые порфиры подвергнуты крутому рассланцеванию под углом к интрузивному контакту. Такие соотношения свидетельствуют о периоде ранних гидротермальных изменений и образования сланцевых куполов, разделявшем становление экструзивных и субвулканических фаций. Последние изменены значительно слабее, обычно представлены породами с гематитизированной основной массой, а превращены в метасоматиты лишь вдоль швов разрывных нарушений и в отдельных блоках.

Основные черты современной структуры рудного поля и месторождения определяются (см. рис. 35, 36), наряду с рассмотренными палеовулкани-

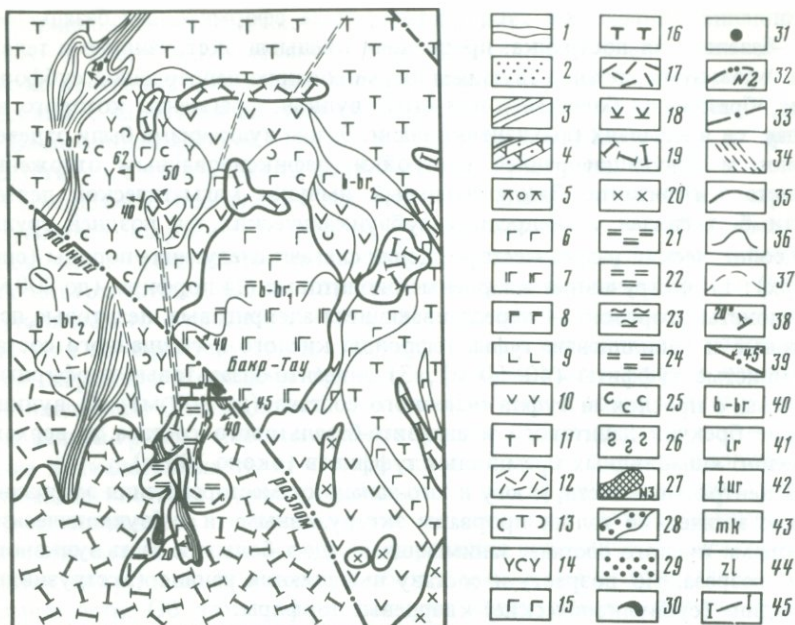


Рис. 35. Геологическая карта Бакр-Тауского рудного поля

1 — рыхлые отложения (MZ-KZ); 2 — граувакки; 3 — кремнистые сланцы, кремнистые туффиты, яшмоиды; 4 — вулканомиктовые и тейрогенные песчаники и алевролиты смешанного состава; 5 — вулканомиктовые конгломераты, гравелиты и брекчи смешанного (преимущественно андезито-дацитового) состава; 6 — эффузивы (базальтового и андезито-базальтового состава) нерасчлененные; 7 — базальтовые афириты (диабазы); 8 — базальтовые порфириты; 9 — андезито-базальтовые порфириты; 10 — андезитовые и андезито-дацитовые порфириты; 11 — дацитовые порфириты; 12 — риолито-дацитовые порфириты; 13-14 — туфы определенного (13) и смешанного (14) состава; 15-19 — субвулканические и экструзивные породы: 15 — базальтового и андезито-базальтового состава, 16 — дацитовые порфириты, 17 — риолито-дацитовые порфириты, 18 — кварц-пироксен-плаггиоклазовые андезито-дацитовые и андезитовые порфириты, 19 — мегафириты риолито-дацитового состава; 20 — гиповулканические кварцевые диориты, плаггиограниты; 21-24 — метасоматиты (плаггиоклаз полностью замещен): 21 — монокварцевые, 22 — серицит-кварцевые, 23 — серицит-хлорит-кварцевые, 24 — с установленным первичным составом (добавляется знак соответствующей породы); 25-26 — частично измененные породы (в сочетании с другими знаками): 25 — серицитизированные, 26 — гематитизированные; 27 — сплошные колчеданные (преимущественно медно-цинковые) руды; 28 — вкрапленные полиметаллические руды; 29 — вкрапленность сульфидов; 30 — колчеданно-полиметаллические рудные тела, нерасчлененные по составу; 31 — колчеданно-полиметаллические месторождения (вне масштаба); 32 — проекции рудных тел и их номера; 33 — разломы; 34 — зоны рассланцевания; 35-37 — границы между свитами, толщами субвулканических тел (35), между породами внутри толщ (36), зон частично измененных пород (37); 38-39 — элементы залегания пород (38), взбросов и надвигов (39); 40-44 — индексы свит, толщ и горизонтов: 40 — баймак-бурибаевская свита ($S_2 - D_1$), 41 — ирендыкская свита ($D_1 - D_2 \text{ef}$), 42 — туратская толща ($D_1 - D_2 \text{ef}$), 43 — мукасовский горизонт ($D_3 \text{f}$), 44 — зилаирская свита ($D_3 \text{fm} - C_1, t_1$); 45 — линии разрезов

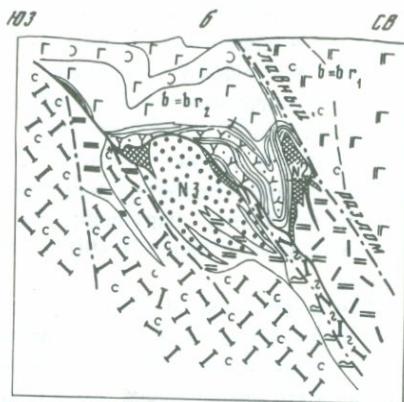
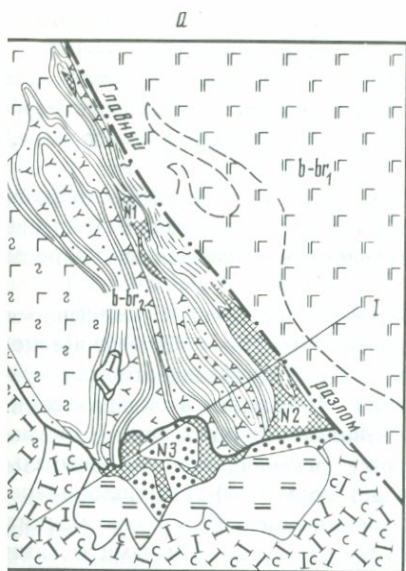


Рис. 36. Месторождение Бакр-Тай (по В.М. Рудакову)

a — план горизонта +76 м, *б* — геологический разрез по профилю I-I

Условные обозначения те же, что и на рис. 35

ескими элементами, взбросом по Главному разлому амплитудой до 250–00 м, расчленившим вулканическую постройку на два крупных блока и обусловившим образование приразломных складок и мелких блоков, особенно в лежачем крыле взброса [247]. В основном рудоносном блоке stanovlena складчатая пара синклиналь–антиклиналь амплитудой 80–00 м, осложненная более мелкими складками.

В формировании структуры месторождения прослеживается несколько тадий. Главный разлом (простираение $320\text{--}325^\circ$, падение северо-восточное, гол $45\text{--}50^\circ$) представлен зоной интенсивного многократного дробления расщепления основных эффузивов мощностью 20–25 м. В эту зону недрились апофизы субвулканических пород. Анализ структурных элементов разлома и мелкой тектонической трещиноватости [247] показал, то нарушение формировалось длительно в несколько стадий. На ранней тадии, до внедрения субвулканического тела, по Главному разлому образовался сброс, сопровождавшийся крутопадающими оперяющимися трещинами (простираение $330\text{--}340^\circ$, падение северо-восточное, угол $55\text{--}85^\circ$), которые прослеживаются в эффузивных и пирокластических породах, о срезаются контактом субвулканического тела. На промежуточной тадии по разлому произошло внедрение апофиз субвулканических порфиов, регулировавшееся дифференцированными движениями начинавшегося горизонтального сжатия. На поздних стадиях в условиях прогрессирующего жатия происходили взбросовые движения, обусловившие формирование перяющихся трещин, прослеживающихся как в эффузивных, так и в субвулканических породах (простираение $290\text{--}310^\circ$, падение северо-восточное, гол $30\text{--}40^\circ$; простираение $275\text{--}280^\circ$, падение северное, угол $65\text{--}75^\circ$ и южное, угол $50\text{--}55^\circ$); в это же время формировалось наиболее позднее разрывное нарушение в висячем крыле Главного разлома.

Субмеридиональные разрывные нарушения, представленные зонами смятия, интенсивного рассланцевания и будинажа мощностью 7–15 м с крутым восточным падением, приурочены к контактам экструзивных и субвулканических пород (см. рис. 35). Они формировались после внедрения субвулканического тела, но наиболее поздние движения по Главному разлому были моложе этих зон.

В позднюю стадию формирования структуры месторождения образовалось разрывное нарушение северо-восточного простирания (падение северо-западное, угол 70–90°), пересекающее все вмещающие породы и руды.

Таким образом, структура месторождения определяется следующими основными элементами: 1) положим верхним контактом субвулканического тела, образующим куполообразное поднятие северо-западного простирания и погружающимся в этом направлении; 2) смятым в складки слоистым горизонтом; 3) разрывными нарушениями северо-западного, субмеридионального и субширотного простираний, ограничивающими центральный рудоносный блок треугольной (в плане) формы; 4) трещинами оперения Главного разлома, обусловившими образование относительно мелких блоков внутри центрального рудоносного блока; 5) апикальными частями экструзивных куполов.

На месторождении известны три рудных тела, различающихся по составу, форме и структурному положению. Рудные тела № 1 и № 2, сложенные в основном сплошными цинково-медными, а на выклинках — густовкрапленными медно-цинковыми и цинковыми рудами, залегают среди вулканогенно-осадочных, пирокластических и экструзивных пород. Рудное тело № 3, представленное преимущественно прожилково-вкрапленными полиметаллическими, цинковыми и барит-полиметаллическими рудами, приурочено к эндоконтакту субвулканического тела (см. рис. 36). Стратиграфический диапазон развития руд в осадочно-вулканогенной толще очень узок и ограничивается мощностью слоистого горизонта (40–50 м).

Характерная особенность рудного тела № 1, установленная при подземном картировании, — резкое ограничение (“срезание”) массивных руд интрузивным контактом субвулканического тела. Подстилающие руду субвулканические кварцевые порфиры большей частью лишены значительных гидротермальных изменений, а ранние, досубвулканические трещины, контролирующие контакты подошвы рудного тела, в субвулканические породы не прослеживаются.

Рудное тело № 2 залегают в зоне Главного разлома, в апикальной части экструзивного купола и среди перекрывающих его слоистых пород. Его форма контролируется также ранними трещинами оперения Главного разлома. По простиранию рудное тело № 2 резко ограничивается субвулканическими породами (см. рис. 36, а).

Рудные тела № 3 по составу и геологическому положению резко отличаются от охарактеризованных выше первых двух тел. Слагающие его прожилково-вкрапленные полиметаллические руды приурочены к куполовидному выступу кровли субвулканических кварцевых порфиров. Вдоль ограничения рудного блока, а также непосредственно в контакте субвулканического тела с вмещающими породами развиты маломощные жилы и линзы сплошных и густовкрапленных полиметаллических руд. Наиболее

интенсивному оруденению подвергся контакт субвулканических пород.

Сплошные и густовкрапленные руды залежи № 3, приуроченные к кровле субвулканического тела, к северо-востоку полого погружаются внутрь кварцевых порфиров по позднему разрыву оперения Главного разлома. Здесь рудная зона представлена серией маломощных (1–2 до 5–10 см) рудных лент полиметаллического состава, чередующихся с хлоритовыми сланцами. Основной объем рудного тела № 3 слагают штокверковые руды. Они представляют собой серицит-кварцевые и монокварцевые метасоматиты обломковидной текстуры с беспорядочно ориентированными прожилками сульфидов.

В составе руд месторождения, кроме основных рудных минералов — шпирита, сфалерита, халькопирита, галенита — М.И. и М.З. Исмагиловыми [89] установлены халькозин, борнит, ковеллин, теннантит и штроейерит (второстепенные минералы), а также аргентит, арсенопирит, бетехтинит, гематит, гессит, гетит, молибденит, пирротин, самородное золото, самородное серебро и теллуросмугиты (редкие минералы). Нерудные минералы представлены кварцем, баритом, кальцитом и серицитом. М.И. Исмагиловым в рудах выделены следующие минеральные ассоциации (в порядке образования и наложения последующих на предыдущие): (пиритовая) → (халькопирит-сфалеритовая) → (светлого сфалерита, галенита, германита и блеклой руды) → баритовая. Соотношения выделенной также сфалерит-галенит-борнитовой ассоциации с другими ассоциациями не выяснены. Пиритовая и халькопирит-сфалеритовая ассоциации, как отмечалось, слагают рудные тела № 1 и № 2. Сфалеритовые, полиметаллические и барит-полиметаллические руды слагают рудное тело № 3. Проявления полиметаллических минеральных ассоциаций встречаются в ограниченном количестве и в рудных телах № 1 и № 2, но они там носят явно наложенный характер, образуя скопления, линзы и тонкие прожилки среди цинковых руд.

Наиболее существенные структурные и минералогические особенности руд сводятся к следующему. Для медно-цинковых руд характерны структуры распада твердых растворов (халькопирит-сфалерит), свидетельствующие об одновременном выделении этих минералов; в полиметаллической ассоциации такие соотношения отсутствуют. Для цинковых и полиметаллических руд характерны унаследованные текстуры магматических пород — субвулканических кварцевых порфиров, туфов с реликтовой обломочной и миндалекаменной текстурами. Золото связано главным образом с полиметаллической минеральной ассоциацией.

Околорудная зональность месторождения специально изучалась В.А. Прокиным, В.М. Рудаковым, Н.Н. Солодким [219], а также М.И. Исмагиловым [101]. Установлены следующие метасоматические зоны (от центра к периферии): 1) монокварцевая; 2) серицит-кварцевая; 3) серицит-кварцевая с баритом; 4) хлорит-серицит-кварцевая; 5) карбонат-серицит-хлорит-кварцевая; 6) хлоритовая; 7) карбонат-хлоритовая. Зоны 1–4 развиты по экструзивным и субвулканическим кислым породам, а зоны 5–7 приурочены к основным породам лежащего и всячего боков и выполняют швы дорудных и внутрирудных разрывных нарушений. Частичные изменения по мере удаления от ореола метасоматитов выражены серицитизацией, гематитизацией и окварцеванием.

Размещение метасоматических колонок определяется строением локальных блоков или отдельных нарушений [101, с. 134–138]. Полная зональность наблюдается лишь для блока рудной залежи № 3 и обусловлена процессами поздних стадий минерализации, развитыми в эндо- и экзоконтакте субвулканического тела: к эндоконтакту приурочены метасоматиты, а к экзоконтакту — зоны частичных изменений. Штокверковые руды расположены в монокварцевой зоне, а сплошные и густовкрапленные полиметаллические и баритовые руды залегают по границе метасоматитов с частично измененными породами. Входящие в рассматриваемый ореол зоны частичных изменений, например, гематитизации, не зависят от состава пород и накладываются как на субвулканические, так и на осадочно-вулканогенные образования.

Положение рудных тел № 1 и № 2 в метасоматическом ореоле иное. Рудное тело № 1 залегают среди хлоритизированных и окварцованных, а также превращенных в хлорит-кварцевые метасоматиты слоистых туфов, тефроидов и туффитов. Там, где руды залегают согласно со слоистыми породами, в всячем боку руд наблюдаются лишь частично измененные породы. Со стороны лежачего бока, как отмечалось, рудное тело № 1 на значительном протяжении ограничено слабо измененными кварцевыми порфирами. Рудное тело № 2 с запада граничит с частично измененными слоистыми породами, а с востока располагается в серицит-кварцевых метасоматитах по ранним (экструзивным) кварцевым порфирам (см. рис. 36). По падению оно также ограничено "свежими" кварцевыми порфирами субвулканической фации. Такие соотношения закономерно объясняются, если произвести реконструкцию деформированных толщ. До внедрения субвулканического силла и смятия в складки рудовмещающих толщ и руд последние залежали субгоризонтально и согласно со слоистыми породами, подстилаясь гидротермально-измененными экструзивными кварцевыми порфирами. Руды или образовывали в этих порфирах первоначально крутопадающие апофизы вкрапленного типа (рудное тело № 2), или целиком располагались среди вулканогенно-осадочных пород, но также имея с ними в лежачем боку секущие, а в всячем — согласные соотношения. В результате приразломной складчатости рудные тела № 1 и № 2 были деформированы и приобрели крутое, а местами и запрокинутое к западу (рудное тело № 2) залегание. Внедрившиеся субвулканические массы частично "срезали" их и обусловили некоторую регенерацию рудного вещества.

Таким образом, в формировании структуры рудного поля и месторождения прослеживаются два крупных этапа. I этап рудообразования совпал с завершением раннего цикла вулканизма — отложением слоистых вулканогенно-осадочных пород и внедрением экструзивных тел кислого состава. Преимущественно сплошные цинково-медные руды формировались в апикальных зонах экструзивных тел и на некотором от них удалении среди вулканогенно-осадочных пород. Главным способом рудообразования был метасоматический — в контакте экструзивных тел с прорванными слоистыми породами, хотя нельзя исключить и гидротермально-осадочного рудообразования на флангах гидротермальной системы. II этап рудообразования, наступивший после деформаций вмещающих пород и руд раннего этапа и внедрения субвулканических кварцевых порфиров, характеризу-

вался формированием преимущественно прожилково-вкрапленной сфалеритовой, полиметаллической и баритовой минерализации, главным образом в эндоконтакте субвулканического тела. Основной рудоконтролирующей структурой, как и в период I этапа, был долгоживущий Главный разлом, определяющий вместе с оперяющими разрывными нарушениями блоковую структуру и современную метасоматическую зональность месторождения. На удалении от главного рудоподводящего и рудораспределяющего канала были сформированы золото-баритовые жилы.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ВОСТОЧНО-СЕМЕНОВСКОЕ

Рассматриваемое месторождение, включающее Ново-Семеновский и Восточно-Семеновский участки, расположено в Восточно-Баймакской рудоносной зоне. Оно залегает в рассланцованных породах верхней толщи баймак-бурибаевской свиты восточнее отработанного золотосодержащего пиритового месторождения Семеновское (рис. 37). Разрез слагают (снизу вверх): 1) дацитовые, андезито-дацитовые и андезитовые порфириты, их лавовые брекчии и кластолавы, туфы смешанного (дацитового и андезитового) состава, мощность 350–500 м ($b-br_1^2$); 2) туфы смешанного состава, сложенные обломками диабазов, диабазовых порфиритов, дацитовых и риолито-дацитовых порфиров, плагиигранитов, с подчиненными эффузивными потоками дацитовых и андезитовых порфиритов, 150–250 м ($b-br_2^2$); 3) дацитовые порфириты, 300–400 м ($b-br_3^2$).

Эффузивные и пирокластические породы залегают моноклинально с падением на восток под углами 50–55°, местами образуя небольшие пологие флексуры. В породах проявлено интенсивное послыоное рассланцевание, развитое преимущественно в пирокластических фациях.

В строении месторождения большую роль играют субвулканические и жильные образования. Среди них выделяются дацитовые порфириты и риолито-дацитовые порфиры дорудные; андезито-дацитовые мегафировые кварц-пироксен-плаггиоклазовые порфириты, по-видимому, внутрирудные; диабазы, андезито-базальтовые и андезитовые порфириты послерудные.

Дацитовые порфириты образуют штокообразное субвулканическое тело размером в плане 300 × 650 м и мощностью до 250 м, залегающее субсогласно с вмещающими породами в висячем боку рудных тел Восточно-Семеновского участка, и серию маломощных силлов. Риолито-дацитовые порфиры слагают субвулканический силл в лежащем боку рудных тел Ново-Семеновского участка. Андезито-базальтовые порфириты залегают в виде субвулканических штоков и силлов, наиболее крупные из которых приурочены к контактам дацитового и риолито-дацитового субвулканических тел. Кварцевые мегафиры встречены в восточной части месторождения, за пределами рудного поля они образуют крупные субвулканические тела, локализованные в тектоническом контакте баймак-бурибаевских и ирендыкских отложений. Пострудные дайки диабазов, андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов секут все перечисленные типы вулканитов баймакского комплекса и колчеданные руды, залегая в сколовых трещинах субмеридионального и северо-западного простирания.

Рудные тела Ново-Семеновского участка представляют собой серию

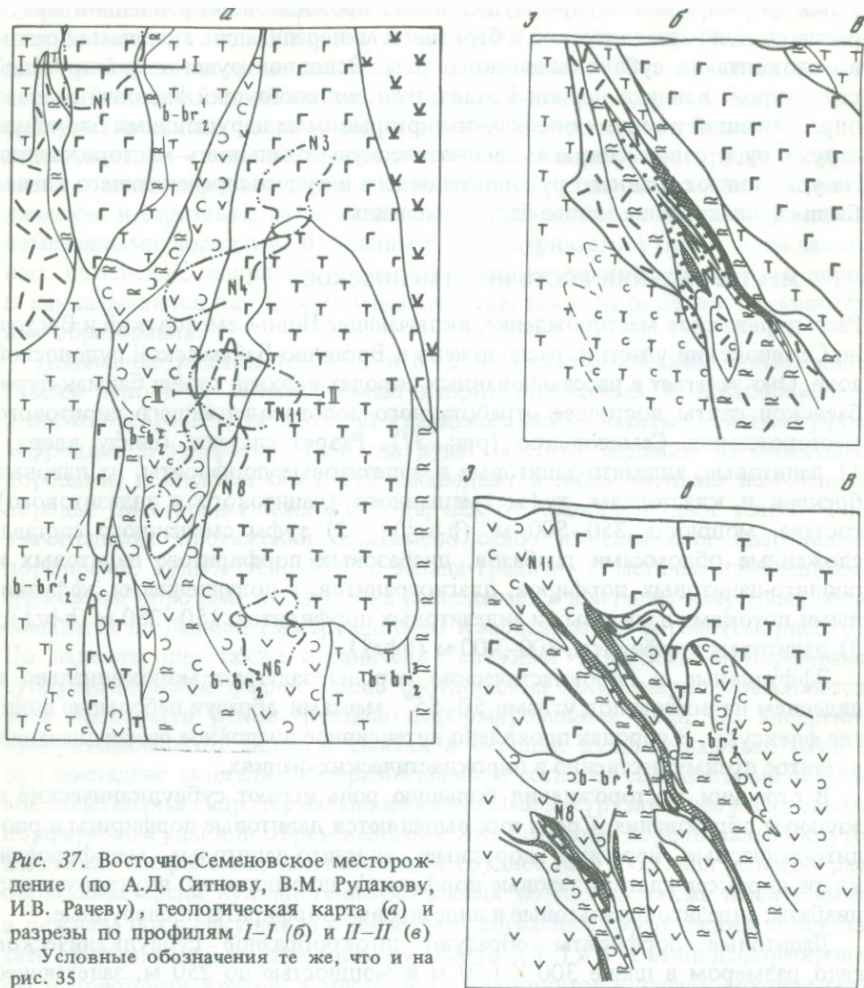


Рис. 37. Восточно-Семеновское месторождение (по А.Д. Ситнову, В.М. Рудакову, И.В. Рачеву), геологическая карта (а) и разрезы по профилям I-I (б) и II-II (в)

Условные обозначения те же, что и на рис. 35

маломощных (до 5–10 м, редко до 18 м) этажно расположенных линз преимущественно вкрапленных руд, контуры которых устанавливаются на основании опробования. Наиболее крупная линза № 1 залегает в верхнем контакте субвулканического тела риолито-дацитовых порфиров с вышележащими эффузивными и пирокластическими породами нижней пачки (b-br₂). В целом система рудных тел и вмещающих их метасоматитов с вкрапленностью сульфидов по субвулканическим породам образует на этом участке структуру типа воронки (см. рис. 37, б).

Рудные тела Восточно-Семеновского участка, также представленные серией пластообразных линз вкрапленного типа, локализованы преимущественно среди пород пирокластической пачки b-br₂ в области нижнего экзоконтакта субвулканического тела дацитовых порфиров. Вдоль этого контакта рудные тела прослежены на расстояние около 1 км, проек-

ции их в плане образуют дугу, следующую по контуру субвулканического тела (см. рис. 37, а). Рудные линзы залегают согласно с напластованием вмещающих пород. Насчитываются три этажа, образованных зонами хлорит-серицит-кварцевых метасоматитов, разделенных регионально измененными и частично гидротермально-измененными породами: 1) в верхней части пачки $b_1br_2^2$ и области эндоконтакта субвулканических дацитовых порфиритов; 2) в середине и низах пачки $b-br_2^2$, на контакте с породами $b-br_2^1$; 3) в верхах пачки $b-br_1^1$. Общая мощность рудной зоны составляет 120–250 м. По простиранию рудные линзы в рудоносной зоне располагаются четковидно и кулисообразно. Этажное размещение метасоматических зон определяется составом вмещающих пород — преимущественной приуроченностью метасоматитов к туфовым горизонтам, особенно к лапильевым и псаммитовым туфам. Наиболее ярко эта закономерность прослеживается на примере нижнего этажа, вмещающего рудные тела № 8–10, где метасоматиты избирательно приурочены к горизонтам псаммитовых туфов, "зажатым" между эффузивами дацитового и андезитового состава, переслаивающимися с агломератами дацитового состава (пачка $b-br_2^1$).

Внутри рудоносной зоны этажно расположенные рудные линзы образуют несколько рудных столбов, напоминающих структуру этажерки (см. рис. 37, в). Они обусловлены дорудными поперечными и продольными разломами, которые плохо выражены в современной структуре из-за более позднего послыйного рассланцевания.

Преобладают вкрапленные баритсодержащие полиметаллические руды, сложенные сфалеритом, пиритом, халькопиритом и галенитом и нерудными минералами — кварцем, серицитом, хлоритом, кальцитом, баритом, известково-бариевым цеолитом, ангидритом, гипсом, эпидотом и флюоритом. Отмечаются довольно высокие содержания золота и серебра. Ведущий рудный минерал — светлоокрашенный сфалерит. Содержания цинка в основных промышленных рудных телах варьируют в пределах 2–7%, поднимаясь в сплошных рудах до 10–20%. Отношение Cu/Zn в среднем близко к 0,1, местами оно повышается в центральных частях рудных линз до 0,5–1.

Рудные тела Восточно-Семеновского участка в ореоле околорудных изменений занимают закономерное положение. Общий на глубине ореол серицит-хлорит-кварцевых и серицит-кварцевых метасоматитов по восстанию расщепляется на упомянутые три этажа и серию локальных зон мощностью 20–30 м. Рудные линзы локализованы преимущественно в кровле метасоматитов, вблизи их выклинивания по восстанию. В некоторых рудных телах (№ 8, 9) отмечаются закономерное увеличение мощности по восстанию, возрастание в "головах" содержаний меди и цинка и залегание этих частей рудных линз среди слабо измененных пород (см. рис. 37, в).

Основные закономерности локализации оруденения Восточно-Семеновского месторождения сводятся к следующему: 1) оруденение локализовалось в экзо- и эндоконтактных зонах субвулканических тел риолито-дацитового и дацитового состава; 2) зоны метасоматитов контролировались горизонтами вулканокластических пород, находившимися в деформированном (моноклинально наклоненном к востоку) залегании; 3) оруденение сформировалось в целом на выклинке по восстанию метасоматического ореола, а отдельные рудные тела — висячем боку локаль-

ных зон метасоматитов; местами обогащенные Cu и Zn головные части рудных тел образовались среди слабо измененных пород; 4) дорудные разрывные нарушения обусловили формирование рудных столбов — структур типа "воронок" и "этажерок".

Рассмотренные закономерности локализации и состав руд свидетельствуют об одноэтапном формировании Восточно-Семеновского месторождения метасоматическим путем в связи с внедрением субвулканических тел кислого состава на заключительных фазах развития баймакского вулканоплутонического комплекса.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ БАЛТА-ТАУ

Месторождение расположено в непрерывной гибридной субформации (D_1-D_2 ef). Оно залегает в экструзивных породах, прорывающих отложения ирендыкской свиты вблизи их контакта с баймак-бурибаевскими образованиями. Состав ирендыкской свиты в районе месторождения, как и вообще в блоке к югу от него, характеризуется широким развитием кислых и средних вулканитов гибридного происхождения.

К востоку от месторождения (рис. 38), контактируя с экструзивными породами по субмеридиональному разлому, залегает толща туфобрекчий и туфов андезитовых, андезито-дацитовых и дацитовых пироксен-плагноклазовых порфиритов с прослоями кремнистых туффитов и эффузивными потоками дацитовых порфиритов, относящаяся к ирендыкской свите. Породы имеют восточное падение. На месторождении и к югу от него экструзивные породы перекрыты вулканогенно-осадочной пачкой, сложенной тефрогенными песчаниками, алевролитами и туфами, состав обломков которых в целом отвечает составу ирендыкских образований. Кроме того, в тефроидах содержатся обломки подстилающих экструзивных порфиритов и, что особенно интересно, обломки малахита, лимонитизированных пород, метасоматитов по экструзивным порфиритам. Горизонт песчаников с обломками малахита и лимонитизированных пород размером 0,5–2 мм залегает в низах слоистой пачки. По данным нескольких скважин, на границе слоистой пачки и экструзивных порфиритов фиксируется древняя кора выветривания экструзивных пород, представленная каолинизированными и лимонитизированными порфиритами. Слоистые породы, выполнявшие, по-видимому, депрессию в рельефе эродированного экструзивного тела, в современной структуре образуют синклиналь (см. рис. 38).

Рудовмещающее экструзивное тело, вытянутое в субмеридиональном направлении на расстояние более 3 км, представлено кварц-пироксен-плагноклазовыми порфиритами андезито-дацитового состава. Порфириты имеют крупнопорфировую структуру и отчетливую флюидалность, ориентированную параллельно контактам экструзивного тела. Эти породы, как показали работы П.Ф. Сопко и автора [101], являются гибридными образованиями, возникшими в результате взаимодействия наиболее поздних кислых расплавов баймакского комплекса с породами и расплавами известково-щелочной андезито-базальтовой формации.

Структура месторождения весьма проста и оригинальна. В экструзивном теле прослеживаются две сближенные метасоматические рудоносные зоны, из которых западная является "слепой", а восточная выходит на

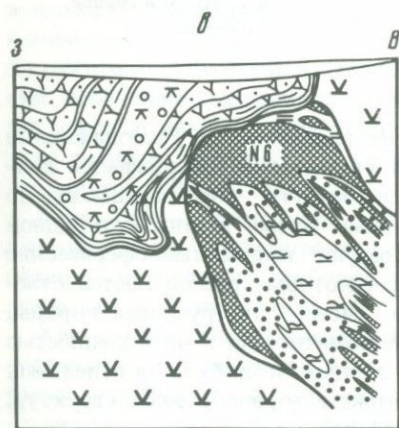
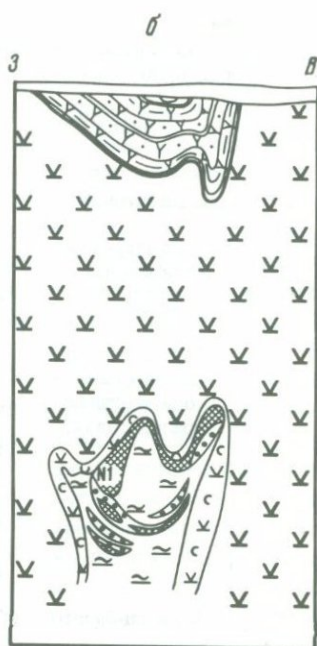
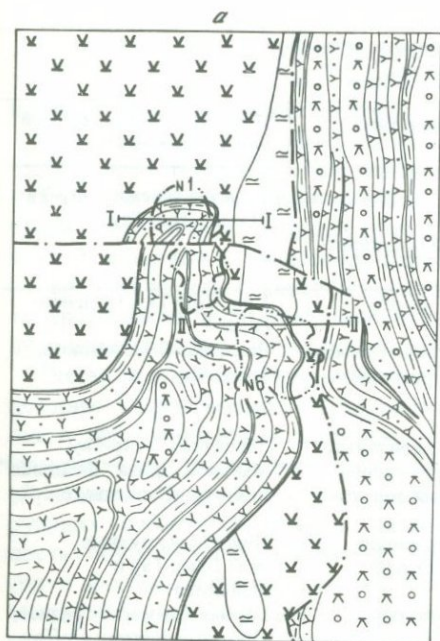


Рис. 38. Месторождение Балта-Тау (по А.Д. Ситнову, В.М. Рудакову, И.В. Рачеву), геологическая карта (а) и разрезы по профилям I-I (б) и II-II (в)

Условные обозначения те же, что и на рис. 35

эродированную поверхность экструзивных пород и в южной части перекрыта слоистой пачкой ирендыкской свиты (см. рис. 38). В рудном поле известна еще одна зона метасоматитов, приуроченная к западному контакту экструзивных пород; в ее верхней части залегает выходящее на поверхность рудопровяление Санкым.

Форма и структурное положение рудных тел обоих участков месторождения Балта-Тау определяются строением метасоматических зон. Последние представляют собой крутопадающие трубообразные тела. Рудные залежи локализованы в их верхних частях, на южных выклинках, имеющих резкие округлые очертания. Наиболее мощные верхние залежи расположены на границе метасоматитов со слабо измененными порфиритами или

Таблица 10

Этапы, стадии рудообразования и минеральные типы руд месторождений Баймакского рудного района

| Этап | Стадия | Минеральный тип руд | Примеры месторождений или рудных тел |
|------|---|---|---|
| I | 1. Пиритовая | Пиритовый | 1-я и 2-я залежи Бакр-Тау, Южное, Таш-Тау |
| | 2. Сфалерит-халькопиритовая | Сфалерит-халькопирит-пиритовый | |
| II | 1. Пиритовая | Пиритовый золото-содержащий | Куль-Юрт-Тау, Семеновское Восточно-Семеновское, Балта-Тау |
| | 2. Полиметаллическая (халькопирит-галенит-сфалеритовая) | Сфалеритовый и халькопирит-сфалеритовый | |
| | | Галенит-сфалеритовый и халькопирит-галенит-сфалеритовый золото-содержащие Борнитсодержащий полиминеральный | 3-я залежь Бакр-Тау, Майское, линза "Западная" Восточно-Кузнецкого |
| | 3. Кварц-баритовая | Золото-баритовый | Некоторые рудные тела Бакр-Тау и Майского Горная Байкара, Среднее, Северное, Куртлу-Су-Тау в Тубинской группе, Туба-Каин |

отделены от них узкими зонами серицит-кварцевых пород. Расположенные ниже рудные тела и зоны непромышленной вкрапленности сульфидов залегают в хлорит-серицит-кварцевых метасоматитах, образовавшихся по экструзивным порфирирам. В целом рудные залежи и зоны сульфидной вкрапленности на обоих участках образуют неправильно-сферические структуры (рудные "колобки"), в ядрах которых располагаются относительно менее измененные, а местами и "свежие" экструзивные породы, а периферические зоны представлены метасоматитами с вкрапленностью сульфидов и рудами. Внешние контуры рудных "колобков" и отдельных рудных линз в деталях повторяют контакты трубообразных структур, выполненных метасоматитами (см. рис. 38б, в).

Рассмотренная своеобразная форма рудных тел свидетельствует об их метасоматическом происхождении и о существовании концентрических токов гидротермальных растворов в верхних частях "слепых" трубообразных рудовмещающих структур. Последние, судя по морфологии, имеют не тектоническое, а магмагенное происхождение, вероятно, представляя жерловины не выходящих на поверхность криптовулканических аппаратов.

На месторождении преобладают прожилково-вкрапленные полиметаллические руды, состоящие из сфалерита, пирита, халькопирита, блеклой руды и галенита и нерудных минералов — кварца, серицита, известково-бариевого цеолита, кальцита, магниезиального хлорита, клиноцоизита, бари-

та и стильбита (данные М.И. Исмагилова). В рудах содержатся самородное золото и серебро. Средние содержания ведущего металла — цинка — варьируют в пределах 4–6,6%, отношение Cu/Zn составляет примерно 1:10 на северо-западном участке и повышается до 1:5 в рудном теле № 6.

Соотношения руд с метасоматическими зонами обычны для метасоматических месторождений. По данным М.И. Исмагилова, в лежащем боку рудных тел развиты хлорит-серицит-кварцевые породы с ясными реликтовыми структурами исходных порфириров. В висячем боку к руде примыкают порфириды с известково-бариевым цеолитом и стильбитом или же узкая зона кварц-серицитовых сланцев, которые к периферии сменяются экструзивными породами, затронутыми эпидотизацией, карбонатизацией, пумпеллитизацией, и гематитизацией.

Рассмотренные структурные соотношения позволяют реконструировать историю формирования месторождения следующим образом: 1) внедрение в эффузивно-пирокластическую толщу экструзивного тела гибридных андезито-дацитовых порфириров и образование в них щелевидных и трубообразных структур, видимо, наследующих положение магмоконтролирующих субмеридиональных разломов; 2) гидротермальная деятельность, обусловившая метасоматическую переработку кварцевых порфириров и формирование руд в верхних частях "слепых" трубообразных тел метасоматитов; 3) поднятие западного блока месторождения по субмеридиональному разлому, эрозия экструзивного тела и частично восточной зоны метасоматитов и рудной залежи; 4) перекрытие оруденелых субвулканических пород вулканогенно-осадочной пачкой; 5) деформации пород по разломам субмеридионального и субширотного простирания, обусловившие небольшие смещения рудных тел, формирование в слоистых горизонтах приразломных складок и некоторое диапировое внедрение юго-восточного рудного "колобка", находящегося в пластичной оболочке метасоматитов, внутрь вулканогенно-осадочных пород.

Балта-Тау — пример одноэтапного гидротермально-метасоматического месторождения, сформировавшегося в близповерхностных условиях в связи с внедрением наиболее поздних кислых дериватов баймакского магматического комплекса.

Как следует из приведенного и ранее опубликованного материала, формирование месторождений Баймакского района было связано с определенными фациями и циклами развития вулканогенного комплекса. Этапы, стадии рудообразования и формируемые ими минеральные типы руд в различных месторождениях приводятся в табл. 10.

БУРИБАЙСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
И ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

В геологическом строении района, охватывающего центральную часть Таналыкской структурно-формационной зоны и прилегающие к ней площади Присакмарской (с запада), Ирендыкской и Кизило-Уртазымской (с востока) структурно-формационных зон, участвуют почти все свиты среднего палеозоя [292]. Силурийско-эйфельские вулканогенные образования сакмарской (S), баймак-бурибаевской (S_2-D_1) и ирендыкской (D_1-D_{2ef}) свит образуют нижний, а несогласно залегающие на них вулканогенно-осадочные и осадочные породы улутауской (D_2gv) и зилаирской ($D_3fm-C_1t_1$) свит — верхний структурные ярусы. Контакт сакмарской и баймак-бурибаевской свит предположительно тектонический, перекрыт зилаирскими отложениями.

Баймак-бурибаевская свита состоит из базальтового основания и дифференцированной надстройки. На западе Таналыкской структурно-формационной зоны в составе надстройки присутствуют лишь кислые породы, определяя контрастный тип разреза. Здесь выделяются диабазовая ($b-br_1$), спилит-вариолитовая ($b-br_2$) и риолит-дацит-базальтовая ($b-br_{3a}$) толщи, слагающие контрастную субформацию базальт-риолитовой формации. На востоке Таналыкской зоны и в Ирендыкской структурно-формационной зоне в дифференцированной надстройке наряду с кислыми вулканитами развиты значительные объемы андезит-базальтовых и андезитовых порфиритов, на основании чего выделяется непрерывная субформация базальт-риолитовой формации. В ее разрезе выше базальтового основания залегают: базальт-андезито-базальтовая ($b-br_{3b}$), андезит-андезито-базальтовая ($b-br_4$) и дацит-риолитовая ($b-br_5$) толщи. Их соотношения выяснены ранее [292]. Установлено, что в восточном и юго-восточном направлениях кислые породы контрастного разреза ($b-br_{3a}$) фациально замещаются вулканитами базальт-андезито-базальтовой ($b-br_{3b}$) толщи.

Ирендыкская свита, залегающая в целом стратиграфически выше баймак-бурибаевской, развита в восточной и северо-восточной частях площади. В отличие от типичных ее разрезов, имеющих монотонный базальт-андезито-базальтовый состав вулканогенных пород, для Бурибайского района характерна дифференцированность ирендыкских пород по кислотности. В северо-восточной части района в свите, по данным А.М. Косарева, выделяются следующие толщи (снизу вверх): 1) вулканогенно-осадочная (майская, ir_1); 2) андезит-андезито-базальтовая (ir_2); 3) дацит-риолитовая (ir_3); 4) андезит-базальтовая (ir_4); 5) трахидацитовая (сукраковская, ir_5); 6) вулканогенно-осадочная известковистая (гадилевская, по В.А. Маслову, ir_6). Вариации состава толщ на различных участках рассмотрены в коллективной монографии [292].

В южной части площади (район д. Сагитово) ирендыкская свита разделена на четыре толщи, отличающиеся литологически, но сложенные главным образом пироксен-плагиоклазовыми порфиритами андезит-базальтового и базальтового состава.

В андезито-базальтовой формации (D_1-D_{2ef}) выделяются субформации – непрерывная (гибридная), включающая все вулканогенные толщи северо-восточной части района, кроме 5-й, трахидацитовая, соответствующая 5-й толще, и андезито-базальтовая, объединяющая четыре толщи ирендыкской свиты, развитые в районе д. Сагитово.

В структурном отношении район представляет собой моноклиналь. Общее пологое падение пород к востоку осложнено локальными структурами первично вулканического происхождения. В строении нижнего структурного яруса большую роль играют разломы – синвулканические, комбинированные и поздние.

Синвулканические нарушения обусловили блоковую структуру района. Вслед за А.И. Кривцовым и А.М. Косаревым в Таналыкской структурно-формационной зоне нами выделяются (с запада на восток) – Акъяр-Бурибайская и Макан-Мамбетовская подзоны, а в Ирендыкской структурно-формационной зоне (с севера на юг) – Вишневский, Суурганский, Подольско-Сукраковский и Сагитовский блоки [292].

Палеовулканическое картирование, проведенное на двух срезах базальт-риолитовой и андезито-базальтовой формации [264], позволило выявить разнообразные вулканические структуры, строение которых подробно рассмотрено ранее [292].

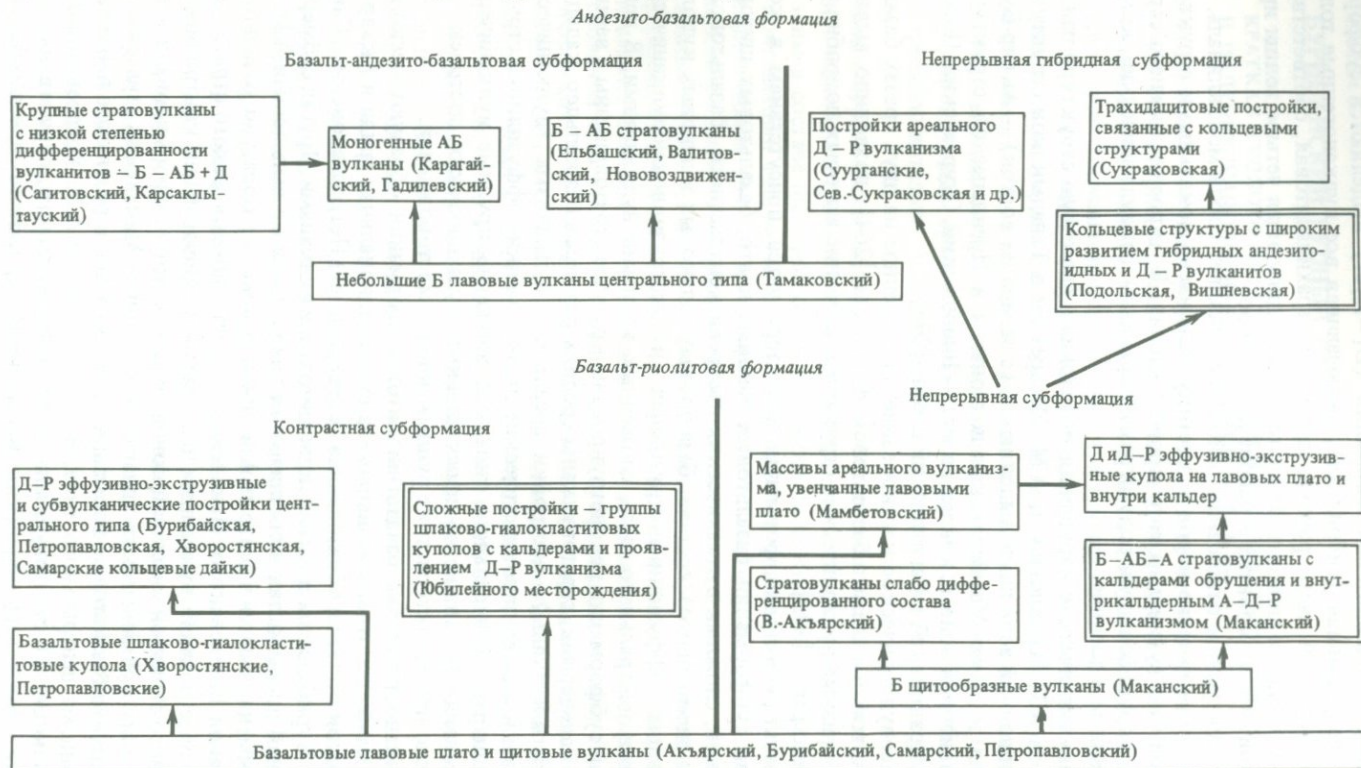
Базальт-риолитовая формация характеризуется присутствием в контрастной субформации базальтовых лавовых плато, базальтовых щитовых вулканов, сложных вулканических построек контрастного (базальтового и дацито-риолитового) состава, базальтовых шлаковых и лавовых куполов, небольших эффузивно-экструзивных и экструзивно-субвулканических аппаратов центрального типа, сложенных кислыми вулканитами. В непрерывной субформации реконструированы крупные стратовулканы с вершинными кальдерами, стратовулканы средних размеров без кальдер, кальдеры (кальдера-вулканы), постройкики ареального вулканизма (вулканические массивы и лавово-пирокластические плато), мелкие эффузивно-экструзивные аппараты центрального типа, осложняющие крупные вулканические сооружения. Большинство перечисленных вулканических построек рассмотрено при характеристике рудных полей и месторождений.

Вулканоструктуры базальт-риолитовой формации образуют несколько гряд. Наиболее отчетливо выражена субмеридиональная гряда в Акъяр-Бурибайской подзоне, образованная (с севера на юг) Петропавловским, Самарским, Бурибайским и Акъярским щитовыми вулканами. Другая субмеридиональная прерывистая вулканическая гряда, впервые выделенная А.М. Косаревым, намечается в центральной части района. Ее образуют базальтовые основания Вишневского, Маканского и Восточно-Акъярского стратовулканов. Более поздний вулканизм непрерывной субформации контролировался северо-западной сколовой зоной, вдоль которой сформировались цепь небольших вулканических аппаратов и крупный Маканский стратовулкан.

Андезито-базальтовая формация накапливалась в результате проявления вулканизма центрального типа. В ней, по данным А.М. Косарева и автора, выделяются: 1) стратовулканы дифференцированного, существенно андезитового состава (Вишневский, Варашский); 2) базальт-андезито-базальтовые стратовулканы (Ельбашский, Валитовский, Сагитовский, Нововоздвиженский), некоторые из которых извергли небольшие объемы дацито-

Таблица 11

Схема эволюции вулканических построек Бурибайского рудного района



П р и м е ч а н и е. Состав вулканитов: Б – базальтовый, АБ – андезито-базальтовый, А – андезитовый, Д – дацитовый, ДР – дацит-риолитовый. Двойной рамкой выделены колчеданоносные структуры.

вых лав (Карсаклытауский); 3) небольшие лавовые и моногенные вулканы, извергавшие продукты основного (Тамаковский, Карагайский) и среднего (Ахметузякский) состава; 4) кальдеры и кольцевые структуры (Подольская, Япалагская); 5) постройки ареального кислого вулканизма (группа Суурганских, Центральный, Северо-Сукраковский); 6) эффузивно-экструзивные купола кислых вулканитов (Центральный) и трахидацитовые вулканические аппараты (Сукраковская группа), приуроченные к Подольской кальдере. Большинство этих палеовулканов образуют Подольско-Сукраковскую субмеридиональную вулканическую гряду (зону) [13]. Постройки 1-го, 4–5-го и частично 6-го типов принадлежат непрерывной гибридной субформации, стратовулканы 2-го типа относятся к базальт-андезито-базальтовой, а вулканические аппараты Сукраковской группы — к трахидацитовой субформации. Наиболее показательно строение Вишневого и Карсаклытауского стратовулканов. Детальная их характеристика, как и описание построек других типов, содержится в статье М.Ш. Бикова и А.М. Косарева [13] и в коллективной монографии [292]. Подольская структура рассмотрена ниже.

Общая схема эволюции вулканических структурных форм в периоды формирования базальт-риолитовой и андезито-базальтовой формаций показана в табл. 11.

Формирование вулканогенных комплексов района сопровождалось внедрением экструзивных, субвулканических и жильных пород. Разновозрастные тела ранней группы образовались на некоторой глубине синхронно с накоплением вулканогенных толщ и имеют тот же состав. На завершающих стадиях вулканических циклов внедрялись тела поздней группы, не сопровождавшиеся заметными проявлениями поверхностной вулканической деятельности и контролировавшиеся региональными разрывными нарушениями.

С непрерывной субформацией базальт-риолитовой формации связаны многочисленные дайки диабазов и кислых пород поздней группы, локализованные в трещинах Петропавловско-Мамбетовской сколовой зоны.

В восточной части района, на контакте баймак-бурибайской и ирендикской свит и внутри последней, широко распространены крупные пластообразные тела крупнопорфировых и мегафировых кварцевых порфиров дацитового и риолито-дацитового состава, комагматичные породам непрерывной гибридной субформации андезито-базальтовой формации. Они контролируются Подольско-Сукраковской тектонической зоной. Некоторые из этих тел, обладающие массивной текстурой и активными контактами с породами кровли, являются субвулканическими силлами и штоками, другие принадлежат экструзивной фации. В кровле последних широко развиты флюидальные краснокаменно измененные эффузивы и магматогенные брекчи.

Характерные соотношения разновозрастных субвулканических образований детально изучены на Мамбетовском участке, лежащем на пересечении диагональной (Петропавловско-Мамбетовской) и субмеридиональной (Подольско-Сукраковской) тектонических зон. Субвулканические, экструзивные тела и дайки по составу и возрастным соотношениям образуют здесь четыре группы (от древних к молодым): 1) дайки, мелкие штоки и силлы плагиоклазовых дацитовых порфиритов; 2) зональные экструзивные и субвулканические тела кварц-рогообманково-плагиоклазовых (в кров-

ле) и пироксен-роговообманково-плаггиоклазовых (в центре тела и в подошве) дацитовых порфиритов; 3) мощные пластовые тела крупнопорфировых и мегапиритовых кварц-пироксен-роговообманково-плаггиоклазовых риолит-дацитовых порфиритов; 4) субвулканические силлы и дайки диабазов, плаггиоклазовых и пироксеновых базальтовых и андезит-базальтовых порфиритов, реже кварц-пироксен-плаггиоклазовых дацитовых порфиритов. Породы 1–2 групп относятся к поздним субвулканическим образованиям базальт-риолитовой формации. Дайки 1-й группы по составу аналогичны эффузивам базальт-риолитовой формации, образуют пояс северо-западного простирания. Тела 2-й группы по стратиграфическому положению и петрохимическим особенностям занимают промежуточную позицию между кислыми вулканитами базальт-риолитовой и андезит-базальтовой формаций. Они сконцентрированы в верхах баймак-бурибаевской свиты. Породы 3-й группы залегают главным образом среди осложнений непрерывной гибридной субформации (ig_1). В них еще более усиливаются особенности состава пород андезит-базальтовой формации — пироксен преобладает над амфиболом, возрастают общая известковистость и роль калия в сумме щелочей. Породы 3-й группы представляют ранние экструзивно-субвулканические образования гибридной субформации. Субвулканические тела основного состава 4-й группы комагматичны вулканитам базальт-андезит-базальтовой субформации, а кварц-пироксен-плаггиоклазовые дацитовые порфириты представляют поздние субвулканические образования гибридной субформации.

Рассматриваемый район богат колчеданными рудами. Здесь давно известны Бурибайское, Маканское, Мамбетовское, а в последние годы открыты Октябрьское, Юбилейное и Подольское месторождения и ряд рудопроявлений. Промышленные колчеданные залежи известны в сравнительно узком диапазоне на нескольких стратиграфических уровнях: 1) в верхах спилит-вариолитовой толщи контрастной субформации (Бурибайское, Юбилейное месторождения); 2) в андезит-андезит-базальтовой толще непрерывной субформации (Маканское, Октябрьское, Мамбетовское месторождения); 3) в низах непрерывной гибридной субформации (Подольское месторождение, Вишневое рудопроявление, см. рис. 25). Непромышленное оруденение встречается в более широком интервале, охватывающем всю базальт-риолитовую формацию, а также непрерывную гибридную и трахидацитовую субформации андезит-базальтовой формации.

Основные рудные тела всех месторождений принадлежат медно-цинково-колчеданному, собственно "уральскому" типу. Вместе с тем месторождения, залегающие в контрастной субформации, имеют наиболее простой медно-цинковоколчеданный состав руд, а в месторождениях, приуроченных к непрерывным субформациям, кроме того, встречается полиметаллическая минерализация, телескопированная или слагающая самостоятельные рудные тела.

Вследствие латерального смещения к востоку непрерывных вулканических комплексов относительно контрастных комплексов в районе отмечается металлогеническая зональность, выраженная в приуроченности месторождений простого состава к Акъяр-Бурибайской, а месторождений более сложного состава — к Макан-Мамбетовской и Подольско-Сукраковским зонам.

ПЕТРОПАВЛОВСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ И ЮБИЛЕЙНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Рассматриваемое рудное поле, вмещающее Юбилейное месторождение и несколько рудопоявлений (Северо-западное, Хворостянское и др.), расположено в северо-западной части района (рис. 39). Палеозойский разрез (снизу вверх) слагают: 1) диабазы, диабазовые, гиалобазальтовые и пикрито-базальтовые порфириды, мощность 400 м ($b-br_1'$); 2) переслаивающиеся диабазы и спилитовидные базальты, 150–250 м ($b-br_1''$); 3) шаровые спилитовидные базальты, вариолиты, гиалокластиты, 200–400 м ($b-br_2$); 4) эффузивные, экструзивные и вулканокластические породы дацитового и риолит-дацитового состава, спилиты, базальтовые порфириды, диабазы, прослои тефроидов и кремнистых туффов, 200 м ($b-br_3$); эту толщу образуют на месторождении две пачки пород, лежащие примерно на одном стратиграфическом уровне и фациально замещающие друг друга, а местами и верхи толщи $b-br_2$: а) пачка преобладающих диабазов, диабазовых порфиритов ($b-br_3'$), б) пачка кислых экструзивных, эффузивных и вулканических пород ($b-br_3''$); 5) андезито-базальтовые порфириды и афириты с подчиненными эффузивными потоками андезито-дацитовых и дацитовых порфиритов, прослоями туфов смешанного состава, тефроидов и туффов, 50–100 м ($b-br_{4-5}$); 6) эффузивные потоки, агломераты, туфовые брекчии и туфы пироксен-плаггиоклазовых андезито-базальтовых порфиритов с прослоями тефроидов и кремнистых туффов, 190–220 м (ir). На западном и северо-восточном флангах рудного поля вулканогенные породы перекрыты зилайскими граувакковыми отложениями с кремнистыми породами мукасовского горизонта в основании. Палеозойские породы и руды скрыты под чехлом рыхлых мезозойско-кайнозойских отложений мощностью до 100 м. Толщи $b-br_{1-3}$ принадлежат контрастной, $b-br_{4-5}$, — непрерывной субформациям базальт-риолитовой формации, толща ir относится к андезито-базальтовой формации.

Палеовулканологическая реконструкция рудного поля, представляющего собой моноклиналь с пологим падением пород к востоку, показана на рис. 39. Основание контрастной субформации слагают базальтовые лавовое плато и щитовые вулканы — Петропавловский и Самарский, образованные эффузивными пачек $b-br_1'$, $b-br_1''$ и толщи $b-br_2$. На склонах щитовых вулканов в период накопления толщи $b-br_3$ сформировались небольшие базальтовые (лавово-шлаковые и гиалокластитовые) купола и крупные постройки центрального типа — Юбилейного месторождения и Хворостянская. Первая из них рассмотрена ниже, вторая представляет собой базальтовый стратовулкан, осложненный мелкими аппаратами, которые состоят из субвулканических, экструзивных тел и даек, а также эффузивных и пирокластических пород дацитового состава. Хворостянский палеовулкан был островным, о чем свидетельствует сочетание субмаринных шаровых лав и мелководных тефроидов с наземными эффузивными, агломератовыми и бомбовыми фациями, несущими следы краснокаменных изменений.

Накопление непрерывной субформации ($b-br_{4-5}$) было обусловлено деятельностью Северо- и Восточно-Хворостянских вулканических построек центрального типа. Это стратовулканы диаметром 6–8 км, сложенные преобладающими эффузивными плаггиоклазовыми андезито-базальтовыми пор-

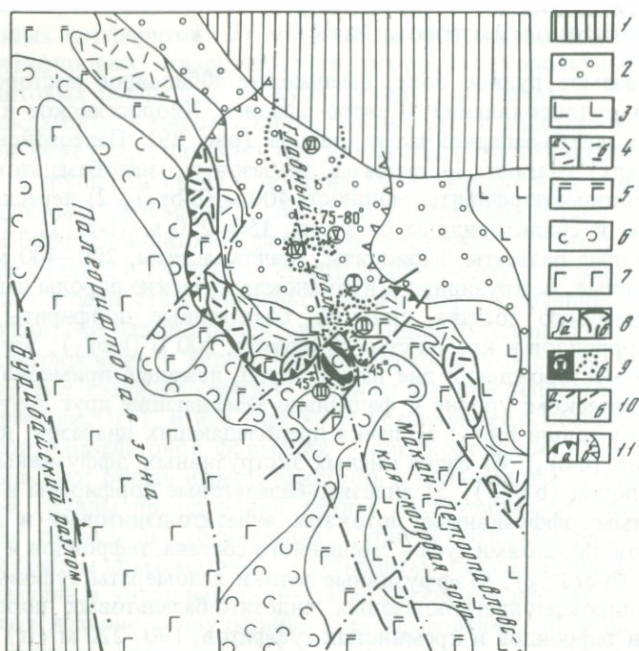


Рис. 39. Палеовулканологическая реконструкция Петропавловского рудного поля

1 — зилаирская свита ($D_3 \text{ fm} - C_1 t_1$); 2 — ирендыкская свита ($D_1 - D_2 \text{ ef}$); 3–7 — фации вулканитов базальт-риолитовой формации (баймак-бурибаевская свита, $S_2 - D_1$): 3 — непрерывная субформация ($b-br_{4-5}$), 4 — кислые вулканиты контрастной субформации ($b-br_{3a}$), эффузивы (а), субвулканические и экструзивные тела кварцевых риодацитовых порфиров (б), 5 — диабазы ($b-br_{3a}$), 6 — шаровые базальты, спилиты, вариолиты, гналокластиты ($b-br_2$), 7 — диабазы, базальтовые порфириты ($b-br_1$); 8 — границы формаций, свит, толщ (а) и вулканических построек (б); 9 — рудные тела Юбилейного месторождения, их номера (а) и проекции на поверхность (б); 10 — разломы установленные (а) и перекрытые (б); 11 — границы кальдеры (а), в том числе перекрытые (б)

фиритами и афиритами и в меньшей мере туфовыми брекчиями, туфами и агломератами того же состава и эффузивами андезито-дацитового и дацитового состава. В разрезах промежуточной зоны преобладают туфы, брекчии смешанного состава, тефроиды и туффиты; эффузивные породы развиты меньше.

Накопление поверхностных фаций базальт-риолитовой формации сопровождалось внедрением субвулканических, экструзивных тел и даек преимущественно кислого состава, образующих две возрастные группы: раннюю, связанную с контрастной, и позднюю — с непрерывной субформациями. Подавляющее большинство субвулканических тел и даек сконцентрировано в северо-западной Петропавловско-Мамбетовской и частично в субмеридиональной палеорифтовой тектонических зонах (см. рис. 39). На Юбилейном месторождении к ранней группе принадлежат субвулканические и экструзивные тела кварц-плагиоклазовых среднепорфировых риолито-дацитовых порфиров со сферолитовыми микроструктурами и тонкорассеянной гематитизацией, а к поздней — силлы и дайки роговообманково-плагиоклазовых дацитовых порфиритов с микролитовыми микроструктурами и

характерным автометасоматическим окварцеванием. На детально изученном с поверхности Хворостянском участке установлено более сложное многофазное внедрение субвулканических пород поздней группы (табл. 12).

В ирендыкское время центр извержений сместился далее к востоку, где по увеличению мощности и преобладанию грубообломочных пирокластических и эффузивных фаций пироксен-плаггиоклазовых порфиритов картируются фрагменты крупного (диаметром до 10–12 км) стратовулкана. На Юбилейном месторождении синхронная ритмично-слоистая толща (ir) представлена тефроидными, пирокластическими и кремнисто-хемогенными фациями промежуточной полифациальной зоны.

Заметную роль в структуре рудного поля играют разрывные нарушения, обуславливая его блоковое строение. Основные из них – граничный Бурибайский разлом и нарушения Макан-Петропавловской сколовой зоны (см. рис. 39). Бурибайский разлом – это взброс с крутым восточным падением и амплитудой более 500 м, по которому вулканогенные формации приподняты на уровень зилаирских отложений. Параллельное ему нарушение ограничивает с востока субмеридиональную палеорифтовую зону, “насыщенную” дайками диабазов и кислых пород.

Макан-Петропавловская сколовая зона, детально изученная на юго-восточном фланге рудного поля (Хворостянском участке), имеет сложное строение и претерпела длительную эволюцию. Общая последовательность движений по отдельным трещинам и связанные с их активностью магматические и гидротермальные проявления сведены в табл. 12. Установлено, что в определенные стадии активности разноориентированные разрывные нарушения внедрялись экструзивные, субвулканические тела и дайки разного петрографического состава, обладающие кроме того, различными наборами малых элементов и неодинаковыми модальными содержаниями меди. С теми же стадиями перемещения по сколовым трещинам, как выяснено автором при составлении карты литогеохимических аномалий на Хворостянском участке, коррелируются вытянутые вдоль разрывных нарушений аномалии содержаний меди, цинка и бария во вмещающих вулканогенных породах. Устанавливается стадийное отложение меди вдоль трещин северо-западного и север-северо-западного, цинка – по трещинам северо-восточного и бария – по трещинам субширотного простираний. На Юбилейном месторождении приоткрывание трещин северо-западного простирания, контролировавшее поступление рудообразующих гидротермальных растворов, сопровождалось условиями сжатия в разрывных нарушениях северо-восточного направления, в связи с чем они играли ярко выраженную экранную роль [248, 261].

Юбилейное месторождение залегает в сложной вулканической постройке, представляющей собой несколько сближенных базальтовых куполов, осложненных кальдерой (рис. 40). Купола, расположенные вдоль магмо- и рудоконтролирующего Главного разлома север-северо-западного простирания, сложены гиалокластитами, брекчиевидными, шлаковыми и мелкошаровыми спилитами и спилитовидными базальтами, чем выделяются среди близких к ним по петрохимическому составу, но преимущественно массивных эффузивов. В целом мощность комплекса пород, слагающих купола и обладающих признаками повышенного содержания летучих в лаве при ее излиянии на дно моря, резко увеличена в блоке, ограниченном разломами

Таблица 12

Последовательность активности структурных элементов и связанных с ними магматических и гидротермальных процессов в Петропавловско-Мамбетовской сколовой зоне

| Разрывные нарушения с указанием элементов залегания (простиравание / падение) | Последовательность внедрения субвулканических пород | | Юбилейное месторождение | | Хворостянский участок | | |
|--|---|----------------|---|--|---|---|---|
| | группа | фаза внедрения | Форма залегания и петрографический тип субвулканических пород | Геохимическая специализация* | Форма залегания и петрографический тип субвулканических пород | Модальное содержание Cu, $n \cdot 10^{-3} \%$ | Литогеохимическая аномалия во вмещающих породах |
| 1) Сбросы, зоны дробления и смятия; субмеридиональные, СЗ 305–315° / СВ 60–75° | Ранняя | 1 | Дайки Ди | | Дайки Ди | | |
| 2) Трещины скола; СЗ 305–315° / СВ 60–75° | | 2 | Экструзивные и субвулканические тела Кв.-пл. РД | Ni, Y, Cr(?), As, Sc, Co, Cu и др. | Дайки, штоки пл. Д | 1,8 | Cu (СЗ) |
| 3) Трещины скола; ССЗ 320–330° / ВСВ 55–80° | Поздняя | 1 | | | Силлы и дайки Ро.-пл и кв.-ро-пл. РД | 2,8 | Cu (ССЗ) |
| 4) Трещины скола; СВ 45–50° / субвертикальные | | 2 | Силлы и дайки ро-пл. Д | Zn, Ag, Pb, Mn(?) | Дайки фе. РД | 3,0 | Zn (СВ) |
| 5) Трещины скола; ССЗ 320–330° / ВСВ 50–80° | | 3 | | Cr(?), Ba | Дайки, хонолиты мег.кв.-пл. Р и РД | 4,0 | |
| 6) Трещины отрыва; субширотные | | 4 | | | Дайки пл. и ро.-пл. Д | 6,7 | Ba, (субширотная) |

* По данным Ф.Н. Рянского [239].

С о к р а щ е н и я: Ди – диабазы, Д – дацитовые порфиры, РД – риолито-дацитовые порфиры, Р – риолитовые порфиры; кв. – кварцевые, пл. – плагиоклазовые, ро – роговообманковые, фе. – фельзитовые, мег. – крупнопорфировые и мегафировые.

северо-восточного простирания. Он является основным рудоносным блоком месторождения.

Осложняющая постройку кальдера, поверхность основания которой в общем погружается к север-северо-западу, выполнена кислыми породами. Они образуют несколько локальных экструзивно-вулканокластических аппаратов зонального строения (см. рис. 40). Обычно ядро такого аппарата представлено экструзивным телом воронковидной или линзовидной в разрезе формы, сложенным массивными кварц-плагиоклазовыми риолито-дацитовыми порфирами. По периферии его окаймляют магматогенные брекчи, брекчиевидные эффузивные потоки плагиоклазовых риолито-дацитовых порфиров и дацитовых порфиритов, брекчи осыпного происхождения, сложенные обломками разрушающейся экструзивной корки и вмещающих основных пород. В кровле экструзивных тел распространены взрывные брекчи с пемзовидными обломками кислого стекла, интенсивно переработанные процессами автометасоматоза.

В экструзивных центрах кислые вулканы достигают мощности 300–320 м, к периферии построек мощность сокращается, наблюдаются переслаивания с эффузивами основного состава, а по границе кальдеры породы кислого состава резко выклиниваются.

Важный элемент строения крайнего к юго-востоку шлаково-гиалокластитового купола – синвулканический кольцевой разлом, образующий периклинально-коническую структуру. Ее ядро слагают метасоматиты, а крылья – регионально метаморфизованные породы. Трещины кольцевого разлома (1-й и 2-й разломы северо-западного и разлом юго-западного падения, см. рис. 40, б) залегают круче, чем породы базальтового купола, пересекая напластование под острыми углами и образуя вулcano-тектонический купол, осложняющий аккумулятивную постройку.

Месторождение состоит из шести рудных залежей, форма и размещение которых целиком определяются элементами структуры вулканической постройки. Все они располагаются в основании кальдеры среди базальтов II (частично) и VI залежей, на контакте базальтов и кислых пород – II (верхи), III и IV залежи, в кислых породах – I и V залежи, вытягиваясь в плане вдоль Главного разлома в север-северо-западном направлении. Рудные тела нижнего этажа, залегающие в основных породах и на контакте основных и кислых пород и составляющие подавляющий объем запасов месторождения, отчетливо контролируются апикальными зонами шлаково-гиалокластитовых куполов (см. рис. 40, а). Особенно ярко контроль оруденения базальтовыми постройками проявился по отношению к I, II и III залежам, которые облекают вулcano-тектонический купол. Верхние части рудных тел были эродированы, вследствие чего под юрскими отложениями колчеданные залежи, контролируясь кольцевым разломом и поверхностью купола, образуют серповидный выход (см. рис. 39, 40). По периферии постройки, где шлаковые, шаровые и гиалокластитовые фации базальтов замещаются массивными диабазами, рудные тела выклиниваются. Местами отмечаются резкие выклинивания и ступенчатые сокращения мощностей рудных тел, обусловленные экранирующим влиянием северо-восточных разломов.

Роль дорудных синвулканических разрывных нарушений особенно отчетливо проявилась при формировании II залежи сложной сундучной фор-

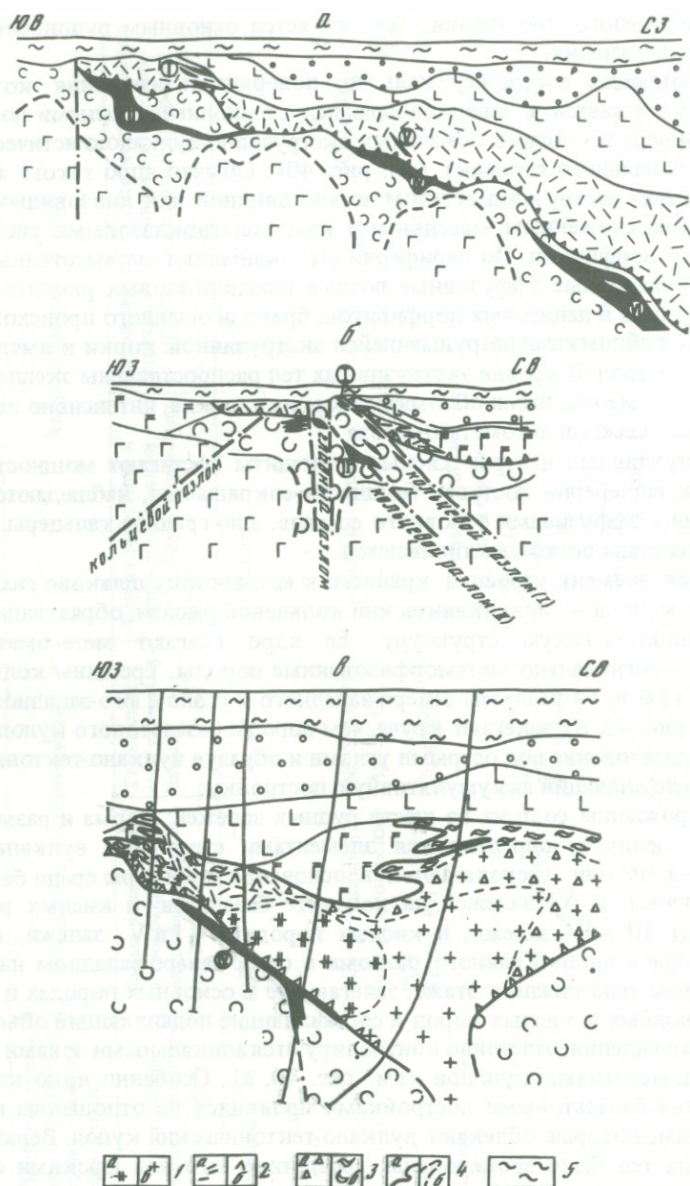


Рис. 40. Вулканические постройки Юбилейного месторождения, геологические разрезы продольный (а), поперечный по профилю 115 (б), поперечный по профилю 100 (в)

1 — риолито-дацитовые порфиры кварцевые (а), базокварцевые (б); 2 — дацитовые (а) и андезито-дацитовые (б) порфиры; 3 — магматогенные брекчи автомагматические (а), эксплозивные (б); 4 — границы экструзивных тел (а) и их внутренних зон (б); 5 — рыхлые отложения (MZ—KZ). Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 39

мы, которая обусловлена крутопадающими трещинами Главного разлома, пологопадающими к востоку ($30-45^\circ$) элементами кольцевого разлома и пологими контактами эффузивных пород (см. ниже рис. 50).

Рудоограничивающие разрывные нарушения обнаруживают все признаки дорудного происхождения: в большинстве из них отсутствуют следы перетирания и брекчирования руд по плоскостям расщепления развиты жилки сульфидов, над сплошными рудами в милонитах содержится тонкая вкрашенность пирита, апофизы сплошных руд местами проникали в зоны нарушений, по которым зафиксированы смещения пород и т.д.; вместе с тем некоторые из них формировались явно после отложения руд — например, крупный разрыв в зоне Главного разлома, по которому отмечается интенсивное перетирание рудных зерен с образованием сульфидной "сыпучки".

II рудная залежь, имеющая медно-цинковоколчеданный состав, образовалась метасоматическим способом, о чем свидетельствуют: а) общее секущее ее положение по отношению к напластованию вмещающих пород; б) реликтовые структуры и текстуры замещенных сульфидами шлаковых спилитов, вариолитов и гиалокластитов в сплошных и вкрапленных рудах; в) метакolloидные текстуры руд, преобладающие тонкозернистые структуры и пористость рудного вещества. В самой верхней части рудное тело залегает согласно с вмещающими породами и в некоторых сечениях соединяется с III залежью, представляющей субсогласное пластообразное тело, облекающее апикальную часть вулканотектонического купола (см. рис. 40).

Как показал Ф.Н. Рянский [239], руды сформировались в две стадии — серноколчеданную и медно-цинковую. С этим хорошо согласуется сложная зональность рудного тела, в котором медная минерализация размещена в его висячем боку концентрически, с наложением на пиритовую основу (рис. 41). Наложенное положение по отношению к продуктам серноколчеданной стадии установлено и для вкрапленных халькопиритовых руд, образующих жилу в зоне рудоподводящего канала (см. рис. 41).

IV и VI рудные залежи (см. рис. 40) имеют пластообразную форму, залегают согласно с вмещающими породами, не считая незначительных крутопадающих апофиз со стороны лежачего бока, приуроченных к рудоподводящему каналу (Главному разлому). Эти рудные тела преимущественно сложены медноколчеданными и серноколчеданными рудами. В них преобладают тонкозернистые и колломорфные структуры, массивные, реже брекчиевидные текстуры, в которых на однородный пиритовый агрегат наложены гнезда и вкрапленность халькопирита. Большой частью IV залежь расположена непосредственно в контакте основных и кислых пород. Последние практически лишены гидротермальных изменений: в нескольких сантиметрах от контакта в них отмечается лишь бедная вкрашенность пирита и клейофана, а серицитизация и хлоритизация отсутствуют. Вблизи выклинивания по восстанию IV и вся VI залежь залегают среди шаровых спилитов. Как и в кислых породах, в спилитах кровли рудного тела гидротермальные изменения отсутствуют, вблизи контакта с рудой отмечаются редкие кварцкарбонатные прожилки и бедная вкрашенность пирита. В кровле маломощных рудных прослоев, залегающих на выклинке IV залежи, шаровые базальты интенсивно гематитизированы, в других случаях

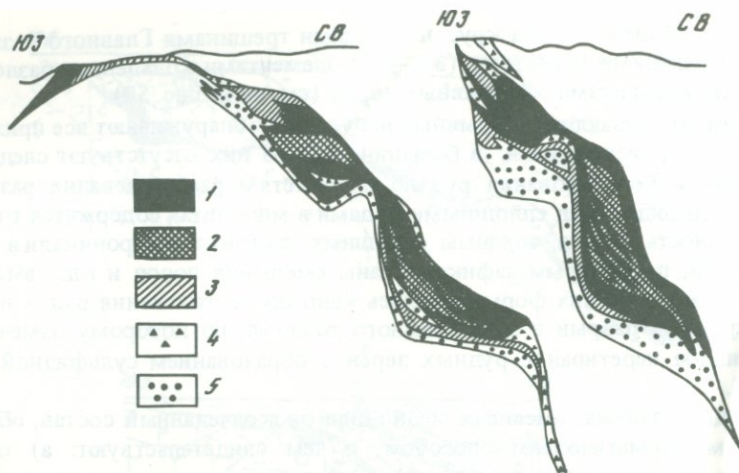


Рис. 41. Зональность II рудной залежи Юбилейного месторождения в поперечных сечениях. Составлена по данным геологов Переволочанской ГРЭ

1–3 – сплошные руды: 1 – халькопирит-пиритовые, 2 – сфалерит-халькопирит-пиритовые, 3 – пиритовые; 4–5 – вкрапленные руды: 4 – халькопирит-пиритовые, 5 – пиритовые

над рудными прослоями лежат туффиты и гематит-кремнистые породы, переслаивающиеся с рудными слоями. Такие слоистые руды близки к рудным телам I залежи, представленной серией маломощных пластообразных линз, залегающих среди шаровых базальтов, вариолитов, гиалокластитов и кислых вулканокластических пород. Они детально рассмотрены А.И. Кривцовым [123].

В принципе все пластообразные рудные залежи Юбилейного месторождения аналогичны рудам Худесского и Урусского месторождений [271] и обнаруживает характерные признаки вулканогенно-осадочного происхождения. Вместе в тем в породах лежащего и висящего боков рудных залежей нижнего этажа отмечаются крутопадающие зоны выщелачивания, обладающие монокварцевыми или серицит-кварцевыми ядрами и серицит-хлорит-кварцевыми зальбандами с вкрапленностью пирита, халькопирита и сфалерита, что свидетельствует о проявлении двух последовательных импульсов оруденения, создавших нижний (II, III, IV и VI залежи) и более поздний менее значительный верхний (I и V залежи) этажи оруденения. Об этом же свидетельствует и околорудная зональность, рассмотренная ниже.

Приведенные данные, публикации [39, 123, 169, 170, 248, 261] и работы Е.В. Попова позволяют сделать следующие выводы.

1. Месторождение образовалось комбинированным вулканогенно-осадочным и гидротермально-метасоматическим способом.

2. Локализация оруденения целиком определялась синвулканическими элементами структуры: а) Главным разломом север-северо-западного простирания, служившим основным магмо- и рудоподводящим каналом; б) апикальными зонами шлаково-гиалокластитовых базальтовых куполов; в) кольцевым разломом, обусловившим формирование тектонического купола, в пределах которого породы превращены в метасоматиты; г) по-

верхностью основания кальдеры; д) рудоэкранирующими разломами северо-восточного простираения.

3. Месторождение было сформировано в течение двух циклов, в каждый из которых рудные тела формировались в две основные стадии. Циклы рудообразования коррелируются со стадиями формирования вулканической структуры и с определенными фациями вулканогенных пород. Схема развития рудно-магматической системы выглядит следующим образом.

I цикл: а) формирование шлаково-гиалокластитовых базальтовых куполов, завершившееся отложением пиритовых руд нижнего этажа; б) проявление медно-цинковой стадии минерализации, наложившейся на пиритовую основу.

II цикл: а) формирование кальдеры, накопление выполняющих ее эффузивных, вулканокластических и вулканогенно-осадочных фаций и синхронных пиритовых руд; б) образование экструзивных построек кислого состава, сопровождавшееся проявлением позднего этапа гидротермальной деятельности и отложением минералов меди и цинка на пиритовую основу, реже в форме новых рудных тел (V залежь).

В каждом рудно-магматическом цикле тектоническая обстановка менялась от условий растяжения к условиям переменных напряжений с прогрессирующим сжатием, что обусловило двукратное приоткрывание трещин север-северо-западного и северо-западного простираения с одновременным закрытием трещин северо-восточного направления и определило поступление и экранирование рудообразующих растворов.

МАКАНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

В разрезе рудного поля, занимающего центральную часть района, участвуют (снизу вверх): 1) диабазы, диабазовые и пироксеновые базальтовые порфириты, в верхах переслаивающиеся с плагиоклазовыми андезито-базальтовыми порфиритами, мощность 680 м (b-br₁); 2) эффузивы, туфы и вулканические брекчии андезито-базальтового состава, 180–250 м (b-br₃); 3) перлитовидные и флюидальные эффузивы, туфы, кластолавы, игнимбритовидные породы андезитового и андезито-дацитового состава, переслаивающиеся с тефроидами и кремнистыми туффитами, андезито-базальтовые порфириты и туфы, 120–180 м (b-br₄); в тефроидах в верхах разреза присутствуют рудокласты и обломки гиповулканических габбро-диоритов и диорит-порфиритов; 4) плагиоклазовые, роговообманково-плагиоклазовые эффузивные дацитовые и риолито-дацитовые порфиры, ассоциирующие с экструзивными кварц-плагиоклазовыми и кварц-роговообманково-плагиоклазовыми риолито-дацитовыми порфирами, 100–180 м (b-br₅). Более подробно состав рудовмещающих пород и фациальные их вариации рассмотрены ранее [266]. Нижняя толща (b-br₁) представляет базальтовое основание, а вышележащие толщи (b-br_{3–5}) — непрерывную субформацию базальт-риолитовой формации.

В структурно-палеовулканологическом отношении рудное поле — это крупный стратовулкан, осложненный вершинными кальдерами [264, 300]. Основанием его служит базальтовый щитовой вулкан, образованный породами нижней толщи (b-br₁). Они выходят на поверхность также в пределах полукольцевого вала — фрагмента древней соммы (рис. 42, А).

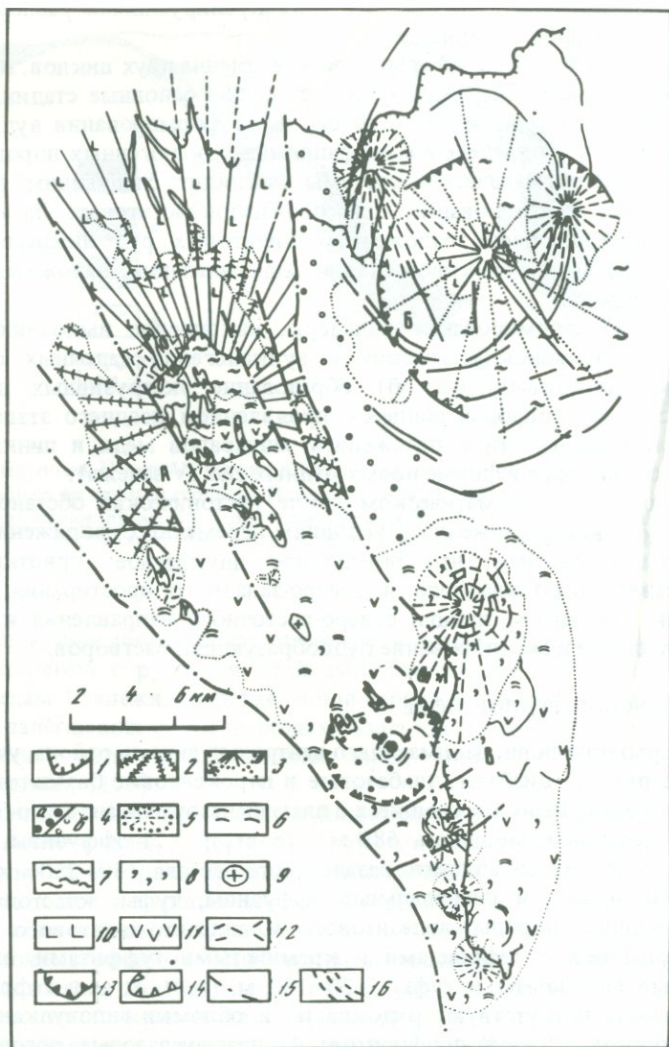


Рис. 42. Палеовулканологическая карта Маканской (А), Подольской (Б) и Мамбетовской (В) структур. Составлена с участием А.М. Косарева

1 – границы перекрывающих отложений; 2–8 – фации баймак-бурибаевской свиты (S_2-D_1): 2 – базальтовых щитовых вулканов, 3 – вулканических конусов, установленных (а) и предполагаемых (б), 4 – промежуточной зоны вулканизма центрального типа установленной (а) и предполагаемой (б), 5–7 – ареального и внутрикальдерного вулканизма (5 – лавовые купола кислого состава, 6 – лавовые плато кислого состава, 7 – внутрикальдерные вулканисты), 8 – субазральные фации; 9 – кислые субвулканические и экструзивные тела; 10–12 – усредненный состав вулканистов: 10 – базальт-андезито-базальтовый, 11 – базальт-андезит-дацит-риолитовый, 12 – дацит-риолитовый; 13–14 – границы кальдер (13), кольцевых структур с неясной амплитудой и вулкано-тектонических депрессий (14); 15 – разломы; 16 – кольцевые разломы по данным аэрофотоснимков

Конус Маканского стратовулкана, диаметр которого достигал 15–18 км, спагают эффузивы, шлаковые брекчии, грубая пиракластика андезито-базальтового состава (b-br₃). Эти породы образуют наиболее мощные накопления внутри соммы по периферии жерловины постройки.

Относительно молодая вершинная кальдера диаметром 3,5–4,5 км, образовавшаяся над жерлово-прижерловой зоной стратовулкана, выполнена пестрой по составу вулканогенно-осадочной толщей (b-br₄). Кислые эффузивы (b-br₅) образуют плато, "запечатывающее" вулканическую постройку.

Жерловая и прижерловая зоны Маканского палеовулкана вмещают многочисленные экструзивные, субвулканические тела и дайки преимущественно кислого состава, образующие две возрастные группы. Раннюю, наиболее многочисленную группу представляют кварц-роговообманково-плаггиоклазовые и роговообманково-плаггиоклазовые среднепорфировые риолито-дацитовые порфиры и дацитовые порфириты и комагматичные им габбро-диабазы, габбро-диориты, лейкократовые порфировидные диориты и плаггиограниты. Дацитовые порфириты и риолито-дацитовые порфиры – корни эффузивов 5-й толщи – образуют несколько построек центрального типа по периферии кальдеры. Они представлены группами тел сложной формы, сочетающей жилеобразные корневые части с многоярусными силлами, и преобладающими экструзивными штоками и куполами. Последние часто имеют зональное строение, обусловленное тем, что апикальные зоны куполов слагают кварц-роговообманково-плаггиоклазовые, а центральные и нижние части – роговообманково-плаггиоклазовые порфириты.

По вертикали между эффузивными, экструзивными, субвулканическими и гиповулканическими породами наблюдались взаимные переходы и промежуточные разновидности. Эти породы образуют магматическую колонну, в которой выделяются: 1) верхняя, эффузивно-экструзивная зона (0–150 м от современной поверхности); здесь среди эффузивов кислой толщи локализованы экструзивные штоки и купола; 2) средняя, субвулканическая зона (100–600 м), в верхнем интервале которой (100–200 м) сконцентрированы субвулканические силлы и тела сложной формы, занимающие до 35% объема пород, а в нижнем – отмечаются лишь их жилеобразные корневые части; 3) нижняя, гиповулканическая зона (глубже 700 м), где основные эффузивы цоколя постройки прорваны телами полнокристаллических пород.

Субвулканические породы поздней группы представлены главным образом дайками крупнопорфировых и мегафировых кварцевых риолито-дацитовых и фельзитовидных риолитовых порфиров, связанными с формированием наложенной на вулканическую постройку Мамбетовско-Петропавловской сколовой зоны общего северо-западного простирания. Дайки заполняют северо-западные и более поздние субмеридиональные трещины [266], в ряде мест пересекая субвулканические породы ранней группы.

Контуры рудного поля определяются границами кальдеры, вмещающей более 60 средних и мелких колчеданных рудных тел, составляющих Маканское, Южно-Маканское и Октябрьское месторождения.

Структура рудного поля определяется сочетанием вулканических элементов с наложенными на них синвулканическими и более поздними раз-

рывными нарушениями. Как видно на разрезе и карте стратоизогипс (рис. 43, 44), кальдера имеет относительно плоское дно и крутые ступенчатые борта, почти везде ограниченные разломами. Внутрикальдерная "пестрая" вулканогенно-осадочная толща довольно хорошо стратифицирована и залегает субгоризонтально. Установлены характерные притыкания и резкие выклинивания вулканогенных пачек и всей рудовмещающей толщи вблизи бортов кальдеры.

Разрывные нарушения, связанные с деструкцией вулканической постройки, представлены разломом северо-восточного простирания, Маканским разломом северо-западного простирания, южным дугообразным разломом. По этим нарушениям, круто падающим к центру постройки, произошло обрушение центрального блока (кальдерообразование), вертикальная амплитуда сброса составила 200–250 м. Характерно, что разломы, ограничивающие кальдеру с северо-запада и юго-востока, прослеживаются только в породах ее цоколя, кислые эффузивы, выполняющие кальдеру, ими не смещены. Маканский сброс, представленный серией трещин, узких зон расслаивания, брекчирования и будинажа, местами выполненных дайками кислых пород и диабазов, проявлял активность и позднее, так как полная его амплитуда в пределах кальдеры превышает 450–470 м, а за ее границами сокращается до 200–250 м и менее.

Более поздние разрывные нарушения, связанные с формированием сколовой зоны, группируются в три системы — северо-западную (простирание $320-330^\circ$), субмеридиональную ($345-360^\circ$) и северо-восточную ($40-50^\circ$). Судя по имеющимся пересечениям [266], эти системы развивались во времени в перечисленном порядке. Первая и третья системы представлены трещинами скола, вторая — трещинами отрыва, что влияет на морфологию выполняющих их даек, имеющих в первом случае прямолинейные, а во втором — извилистые контакты. По поздним трещинам северо-западной и северо-восточной систем местами установлены малоамплитудные взбросы, а в прилегающих к ним слоистых породах — мелкие складки.

Латеральная структурная зональность рудного поля обусловлена преимущественной приуроченностью крутопадающих элементов структуры к зоне Маканского разлома, концентрацией кислых вулканических центров в южной, западной и северо-западной периферических частях кальдеры, вблизи дугообразных разломов, а также накоплением преобладающих вулканогенно-осадочных фаций в центральной, восточной и юго-восточной частях депрессии.

Рудные тела Маканского, Южно-Маканского и Октябрьского месторождений образуют единую кольцеобразную в плане систему, располагаясь внутри выполняющей кальдеру вулканогенно-осадочной толщи, но тяготея к бортам и дну депрессии (см. рис. 43). Они представлены преимущественно сплошными медно-цинковоколчеданными рудами. Несколько мелких линз полиметаллического (пирит-халькопирит-сфалерит-галенитового) состава залегают среди кислых эффузивных и экструзивных пород, образуя более высокий этаж непромышленного оруденения. По форме и геологическому положению различаются: 1) рудные тела в зонах разрывных нарушений, в кровле ограниченные кремнистыми туффитами (I и II залежи Маканского месторождения); 2) согласные пластообразные и линзообразные тела, залегающие среди вулканогенно-осадочных пород, часто пере-

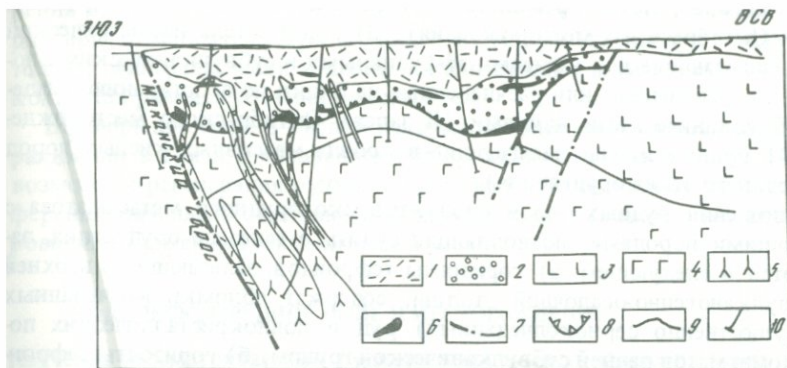


Рис. 43. Поперечный геологический разрез Маканской кальдеры. Составлен с использованием материалов Вал.И. Макарова

1 — кислая эффузивная толща и ее "жорни": риолито-дацитовые и дацитовые порфиры с линзами порфиритов и туфов андезито-базальтового состава и прослоями кремнистых туффов, экструзивные и субвулканические тела кислого состава; 2 — вулканогенно-осадочная толща: туфы, туфобрекчии, тефroidы андезито-базальтового, андезитового и смешанного состава, стекловатые эффузивы андезитового, андезито-дацитового и дацитового состава, игнимбриитовидные кластолавы, кремнистые туффы; 3 — верхняя часть базальт-андезито-базальтовой толщи: андезито-базальтовые порфириты, их туфы и туфобрекчии; 4 — нижняя часть базальт-андезито-базальтовой толщи: диабазы, диабазовые и базальтовые порфириты; 5 — гиповулканические габбро-диабазы, диориты и габбро-диориты; 6 — колчеданные руды; 7 — разломы; 8 — граница основания кальдеры; 9 — геологические границы; 10 — скважины

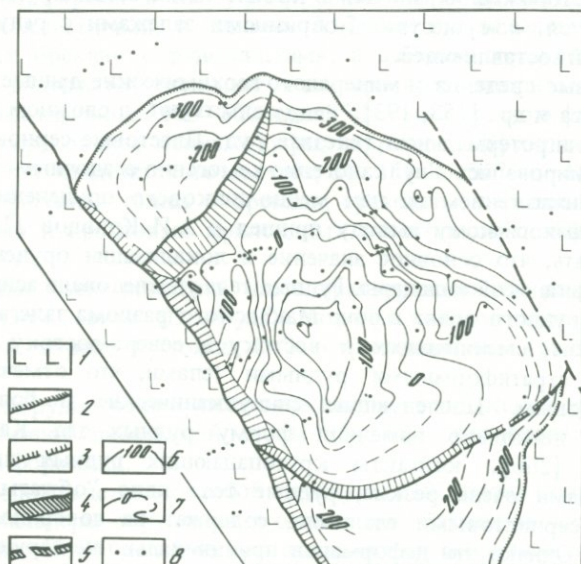


Рис. 44. Карта стратиграфического основания Маканской кальдеры. Составлена с использованием материалов Вал.И. Макарова

1 — выходы на поверхность основных пород; 2-3 — контур кислых пород, установленный (2) и предполагаемый (3); 4-5 — разломы, проекции их плоскостей установленные (4) и предполагаемые (5); 6 — стратиграфические кровли основных пород; 7 — стратиграфические экстраполированные; 8 — скважины, использованные для построения

крытые яшмовидными кремнистыми туффитами (большинство рудных залежей Октябрьского месторождения); 3) рудные тела изометрической формы, залегающие под кислыми эффузивными и субвулканическими породами и ограниченные или расчлененные на блоки по простиранию и падению субвулканическими дайками (II залежь Октябрьского месторождения); 4) рудные линзы, залегающие в кровле массивных кислых пород (тела верхнего этажа оруденения).

Соотношения рудных тел и продуктов околорудного метасоматоза с вмещающими породами, позволяющие судить о генезисе оруденения, заключаются в следующем: а) горизонты тефроидов, залегающие в верхней части вулканогенно-осадочной толщи, содержат обломки колчеданных (преимущественно серноколчеданных) руд и полнокристаллических пород — комагматов ранней субвулканической группы; б) горизонты тефроидов с рудокластами, как и все породы вулканогенно-осадочной толщи, превращены в метасоматиты; в) многие рудокласты пиритового состава окружены каемками, обогащенными сфалеритом и халькопиритом; г) дайки кислого состава ранней группы пересекают колчеданные рудные тела, но подвергнуты гидротермальным изменениям и содержат вкрапленность крупнокристаллического халькопирита и сфалерита; д) большинство рудных тел имеет пластообразную форму; тела залегают согласно с вмещающими породами, лишь со стороны лежащего бока осложнены крутыми апофизами и ассоциируют с вулканогенно-осадочными фациями [266]. На первый взгляд представляют исключение крутопадающие I—II залежи Маканского месторождения, но они в кровле также ассоциируют с туффитами и являются, по существу, Т-образными залежами с редуцированной координатной составляющей.

Приведенные сведения и минералого-геохимические данные, по мнению А.А. Малахова и др. [153, 193], свидетельствуют о сложном вулканогенно-осадочно-гидротермальном генезисе руд. Пластовые серноколчеданные залежи формировались "вулканогенно-хемогенно-осадочным путем с последующим наложением на них медно-цинкового оруденения ..." [193, с. 49]; к аналогичному выводу пришел и А.И. Кривцов [123]. Можно констатировать, что основное значение в локализации оруденения имела структура Маканской кальдеры. Рудные тела унаследовали асимметричную зональность рудного поля: в зоне Маканского разлома залегают крутопадающие линзы, сменяющиеся к востоку и северо-востоку комбинированными и стратиформными рудными телами, что отмечалось ранее А.И. Кривцовым. Последующие синвулканические и более поздние деформации несколько изменили форму рудных тел. Как показано нами ранее [266], контакты крутопадающих рудных линз с боковыми породами очень резкие, рудные тела явно "обжаты" и облекаются кварц-серицитовыми сланцами, содержат на поверхности зеркала скольжения. Однако эти деформации принципиально не нарушили первично вулканогенной структуры рудного поля.

Выделяются следующие стадии развития рудно-магматической системы.

I. Формирование кальдеры, накопление в ней вулканогенно-осадочного комплекса с синхронным образованием серноколчеданных тел, их частичное разрушение и формирование горизонтов с рудокластами.

II. Проявление главной промышленной (медно-цинковой) стадии оруде-

нения и несколько более поздних процессов кислого вулканизма, сформировавшего магматическую колонну и надрудную кислую эффузивную толщу; минералы меди и цинка локализовались в пиритовых залежах и в контактах ранних субвулканических тел.

III. Формирование в кислой надрудной толще полиметаллической минерализации в связи с внедрением субвулканических даек поздней группы; возможная регенерация рудного вещества I и II стадий, обусловленная дифференцированными сколовыми напряжениями, возникшими при формировании наложенной тектонической зоны.

ПОДОЛЬСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ И МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Изучение рассматриваемого рудного поля и месторождения нами проводилось совместно с А.М. Косаревым [112, 263, 264].

В строении рудного поля участвуют вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы (нижний структурный ярус), перекрытые флишоидными отложениями улутауской свиты (D_2gv) мощностью 200–500 м с бугулыгырским горизонтом яшм в основании (верхний структурный ярус).

Основной объем нижнего яруса слагают (снизу вверх): 1) кварцевые порфиры и туфы риолито-дацитового и умеренно кислого состава, мощность более 400 м; 2) эффузивно-пирокластическая толща — туфовые брекчии, туфы, тефроиды, переслаивающиеся в низах с массивными андезитоидами, в средней и верхней частях с риолито-дацитовыми и риолитовыми порфирами и их туфами, диабазами, базальтовыми порфиритами и гиалокластитами; в подошве и кровле толщи залегают горизонты тефрогенных брекчий с рудокластами, в верхнем горизонте, кроме рудокластов, содержатся обломки плагиогранитов, диоритов и гранодиоритов; общая мощность 100–300 и до 850 м на восточном фланге рудного поля; 3) сукраковская толща — туфы, тефроиды, эффузивы трахидацитового, реже трахиандезитового состава, 50–150 до 567 м; 4) гадилевская вулcano-терригенная толща — брекчии, гравелиты, песчаники алевролиты с обломками и прослоями криноидных известняков с эйфельской фауной, 0–100 м.

Нами ранее было показано, что охарактеризованный разрез относится к ирендыкской свите (D_1-D_2ef), породы которой здесь принадлежат непрерывной гибридной (толщи 1–2) и трахидацитовой (толща 3) субформациям.

На флангах рудного поля ниже вулканитов ирендыкской свиты вскрыты породы баймак-бурибаевской свиты (S_2-D_1), принадлежащие базальт-риолитовой формации.

Рудное поле представляет собой крупную (17 × 10 км) кольцевую структуру типа кальдеры обрушения в отложениях базальт-риолитовой формации (см. рис. 42, Б), заполненную вулканитами гибридной и трахидацитовой субформаций (рис. 45, 46). Гибридные вулканиты слагают в центре структуры вулcano-купольную постройку — Центральный эффузивно-экструзивный купол.

Заложение кальдеры и Центрального экструзивного купола контролировалось узлом пересечения региональных разломов меридионального, северо-западного и, возможно, субширотного простирания. Наиболее

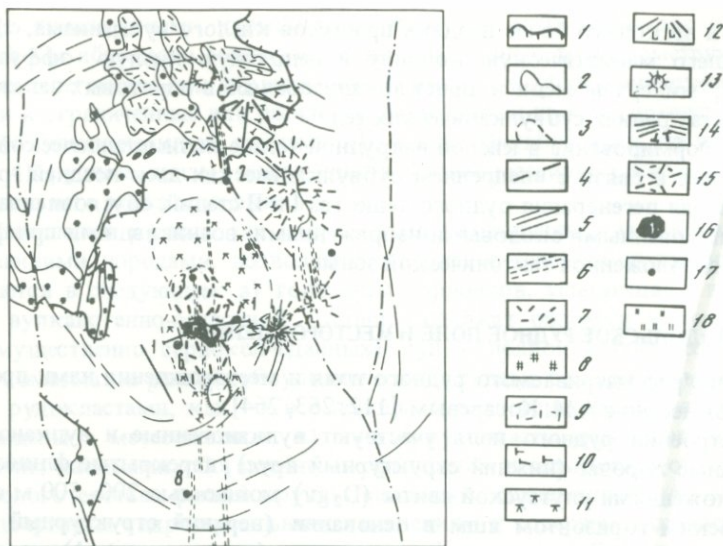


Рис. 45. Структурно-палеовулканологическая схема Подольского рудного поля. Составлена с участием А.М. Косарева

1 - граница вулканомитковых отложений улутауской свиты и ячим бугулыгырского горизонта; 2 - прочие геологические границы; 3 - условные контуры; 4 - линейные разломы; 5 - дешифрируемые линии кольцевых разломов; 6 - зоны расслаивания; 7 - рудоносный экструзивный купол; 8-10 - субвулканические тела: 8 - кварцевых мегафиров, 9 - мелкопорфировых кислых пород, 10 - трахидацитов порфиритов; 11 - экструзивные и субвулканические тела гибридных андезитоидов; 12 - базальт-андезито-базальтовые вулканические постройки центрального типа, перекрытые отложениями улутауской свиты; 13 - лавово-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

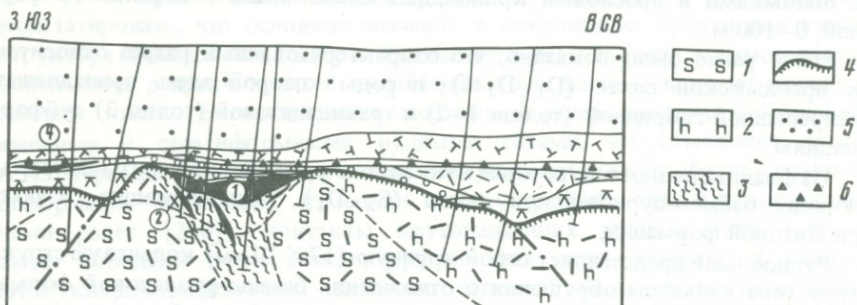


Рис. 46. Геологический разрез Подольского месторождения по линии I-I (см. рис. 45)

1-3 - метасоматиты: 1 - эпидот-хлорит-серцит-кварцевые и хлорит-серцит-кварцевые, 2 - хлорит-кварцевые и серцит-хлорит-кварцевые (с преобладанием хлорита над серцитом), 3 - монокварцевые и каолинит-серцит-кварцевые (зоны рудоподводящего канала); 4 - поверхность рудоносного купола; 5 - вулканогенно-осадочные отложения (D_2 gv); 6 - рудокласты; остальные условные знаки те же, что и на рис. 45

четко проявлен меридиональный разлом, имеющий ширину около 1 км и прослеженный от д. Сукраково до д. Мамбетово на 30 км. Он представлен серией локальных разрывных нарушений (Западно- и Восточно-Подольский разломы), кулисообразных зон расланцевания восточного падения под углами $45-70^\circ$. Северо-западный разлом трассируется зонами дробления, дайками, субвулканическими телами, общей формой экструзивного сооружения и хорошо виден на аэрофотоснимках. Указанные разломы подтверждены геофизическими методами грави-, электро- и сейсморазведки, которыми также фиксируются нарушения широтного простирания.

Структура основания кальдеры устанавливается по материалам глубоких скважин, сейсмических работ, выполненных под руководством Ю.Н. Петрова, и гравиметрических исследований, обобщенных И.Н. Черновой. Эти данные нами ранее опубликованы [264]. Борта кальдеры фиксируются подъемом поверхности основных пород баймак-бурибаевской свиты до 500–600 м. Наиболее приподнятым частям этого кольцевого вала соответствуют локальные положительные аномалии силы тяжести. Положительная аномалия в центре структуры соответствует поднятию андезито-базальтовых вулканитов баймак-бурибаевской свиты и более позднему Центральному экструзивному куполу. Кислым эффузивным постройкам основания депрессии отвечают отрицательные локальные аномалии.

Кальдера ограничена кольцевым коническим разломом. Он имеет ширину до 1,5 км и состоит из отдельных дугообразных в плане трещин и зон дробления, наклоненных к центру кальдеры. По ним установлены ступенчатые опускания вулканогенных пород и внедрение разновозрастных субвулканических тел кислого состава (см. рис. 45). Контакты последних, следующие вдоль дугообразных трещин, закартированы А.М. Косаревым на поверхности в северо-западной части структуры, не перекрытой улутаускими отложениями. В целом кольцевая трещинная структура хорошо видна на космических и высотных фотоснимках. Она прослеживается и в улутауских породах, смещая в них мелкие складки, что свидетельствует о возобновлении движений по трещинам в более позднее время. На это же указывает рельеф подошвы улутауских отложений и бугульгырского горизонта, в общем понижающийся в кольцевой структуре и следующий параллельно неровностям кровли Центрального экструзивного купола.

Строение внутрикальдерного гибридного комплекса обусловлено стадийным центробежным развитием вулканических процессов, распространявшихся от оси к периферии кольцевой структуры, наращивая ее раннее "ядро". Реконструированы пять стадий внутрикальдерного вулканизма; некоторые из них, не имея четких границ, частично совмещены друг с другом.

1. Формирование куполообразной экструзивно-субвулканической постройки общего дацито-риолитового состава, зонального строения, сложной (от центра к флангам и снизу вверх): субвулканическими риолито-дацитовыми порфирами, экструзивными породами, в которых постепенно исчезают фенокристаллы кварца, уменьшаются размеры и количество вкрапленников плагиоклаза и общий состав меняется от риолито-дацито-

го до дацитового и андезито-дацитового. В кровле купол перекрыт тонко-слоистыми тефроидами, среди которых в апикальной зоне залегает эффузивный поток кварцевых мегафиров с основной массой, местами представленной неравномерно и очень интенсивно окисленным вулканическим стеклом. Породы, слагающие экструзивную постройку, большей частью превращены в метасоматиты.

II. Внедрения и излияния гибридных андезитоидов, локализовавшихся в форме лополитовидных экструзивных тел по периферии раннего купола, а также в виде субвулканических тел внутри него и силлов в его кровле. Состав пород варьирует от андезито-базальтового до дацитового, при преобладании андезитовых разновидностей (табл. 13). Изменение состава обычно происходит плавно, с увеличением основности пород снизу вверх.

Рост экструзивной постройки на I—II стадиях сопровождался эксплозивными явлениями, разрушением застывавших корок экструзий, что обусловило накопление вулканокластических туфово-тефрогенных образований. Их состав на разных стратиграфических уровнях находится в соответствии со стадийным формированием экструзивного сооружения.

III. Деструкция Центрального экструзивного купола и связанные с ней трещинные извержения, сформировавшие постройку мелкопорфировых риолито-дацитовых и риолитовых вулканитов, аналогичные субвулканические тела и дайки в зоне кольцевого разлома и несколько базальтовых эффузивных потоков и пластов гиалокластитов (см. рис. 45).

Параллельно с вулканическими явлениями III стадии продолжалось накопление вулканокластических пород, в составе которых соответствующих стратиграфических уровнях появляется значительное количество обломков мелкопорфировых риолито-дацитовых и риолитовых порфиров и афировых базальтов.

IV. Смещение вулканической активности в область кольцевого разлома, где внедрялись субвулканические и экструзивные тела крупнопорфировых и мегафировых кварцевых риолито-дацитовых порфиров. Параллельно произошли финальные эксплозивные извержения Центрального купола, вскрывшие недра постройки.

V. Проявление в северо-восточном сегменте кольцевого разлома трахидацитового вулканизма (см. рис. 45, табл. 13). К юго-западу от этой области мощность трехдацитовой толщи сокращается, а фациальный состав меняется в сторону преобладания туфово-тефроидных разновидностей. В целом распространение трахидацитового комплекса ограничивается Подольской кальдерой.

Гиповулканические породы — плагиограниты, кварцевые диориты и габбро-диориты — встречены несколькими скважинами на глубинах 900—2500 м. По химизму и некоторым петрографо-минералогическим особенностям они близки к субвулканическим и экструзивным породам I—IV стадий развития втурикальдерного комплекса. Местами между гиповулканическими и экструзивно-субвулканическими образованиями встречаются промежуточные петрографические разновидности пород, а экструзивные и субвулканические порфиры и порфириты содержат гомеогенные включения, по минеральному составу и структуре аналогичные гиповулканическим породам. Все это позволяет считать рассматриваемые образования комагматами.

Реконструкция разреза позволяет выделить следующие вертикальные палеофациальные зоны: 1) гиповулканическую, 900–2050 м; 2) субвулканическую, 350–1350 м; 3) экструзивную, 0–500 м; 4) эффузивно-пирокластическую, 100–750 м.

В Подольском рудном поле известны одноименные месторождения и ряд рудопроявлений. Одни из них (Северное, Северо-Подольское, Западное и Восточное) приурочены к Центральному куполу, другие (Сукраковское, Восточно-Подольское и Южно-Подольское) – расположены в области кольцевого разлома (см. рис. 45). Все проявления колчеданной минерализации в рудном поле пространственно связаны с экструзивной и эффузивно-пирокластической палеофациальными зонами.

Подольское месторождение состоит из Главной и нескольких меньших по размерам рудных залежей, расположенных на двух стратиграфических уровнях (см. рис. 46). Нижний (I) рудоносный уровень тяготеет к эффузивным, пирокластическим и вулканогенно-осадочным породам, образующим внутри Центрального экструзивного купола прерывистый горизонт. Рудные тела здесь имеют Т-образную или жилообразную форму, нижние их части секут напластование, контролируясь крутыми трещинами и зонами расщепления рудоподводящего разлома. Преобладают серно- и медноколчеданные сплошные руды. Местами в вулканогенно-осадочных породах, залегающих над рудными телами нижнего уровня, присутствуют рудокласты.

Основной (II) рудоносный уровень образуют Главная рудная залежь и другие наиболее крупные рудные тела, согласно залегающие в апикальной зоне раннего экструзивного купола. Вся его поверхность подвергнута интенсивным гидротермальным изменениям и сульфидизации, которые постепенно убывают сверху вниз. Рельеф и строение раннего экструзивного купола имеют важное рудоконтролирующее значение (рис. 47). Основные элементы его структуры следующие: 1) локальная блюдцеобразная депрессия, сформировавшаяся, видимо, над жерловой зоной купола, ограниченная по бортам коническим разломом; 2) кольцевой периклинально-конический разлом, окаймляющий рудоносный купол и обуславливающий его крутые склоны; 3) рудоподводящий разлом, прослеживающийся на глубоких горизонтах купола в субмеридиональном направлении по его оси; он фиксируется эксплозивными брекчиями, крутопадающими зонами метасоматитов и секущими рудными прожилками; 4) локальные повышения рельефа экструзивного купола, наиболее значительное из которых расположено в его южной части. Главная рудная залежь сложена массивными рудами пиритового, халькопирит-пиритового, сфалерит-халькопирит-пиритового и сфалерит-пиритового минеральных типов, размещенными в рудном теле снизу вверх и от центра к флангам, в общем, в перечисленном порядке, что соответствует обычной зональности колчеданных месторождений. В кровле залежи, в зоне максимального развития сфалерита присутствует также барит, для сфалерит-халькопирит-пиритовой зоны характерны кварц и кальцит, для халькопирит-пиритовой – цеолиты, а в контуре пиритовых руд развиты серицит, каолинит и кварц [91].

Минеральные типы руд, по М.И. и М.З. Исмагиловым, образованы последовательно отлагавшимися "из единого непрерывного потока гидротермальных рудоносных растворов" пиритовой, халькопирит-пиритовой и

Таблица 13

Средние химические составы главных петрографических типов
вулканических пород Подольского рудного поля, прос./%

| Форма-ция | Суб-форма-ция | Стадии разви-тия вулка-низма | № п/п (в скоб-ках ука-зано ко-личество анализов) | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ |
|----------------------|-----------------------|------------------------------|--|------------------|------------------|--------------------------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| Андезито-базальтовая | Непрерывная гибридная | I | 1 (1) | 67,84 | 0,36 | 14,0 |
| | | | 2 (3) | 68,53 | 0,29 | 13,62 |
| | | II | 3 (1) | 64,50 | 0,46 | 14,30 |
| | | | 4 (2) | 63,62 | 0,43 | 14,92 |
| | | | 5 (3) | 59,60 | 0,47 | 14,8 |
| | | | 6 (4) | 63,11 | 0,41 | 14,87 |
| | | | 7 (13) | 59,94 | 0,41 | 14,08 |
| | | | 8 (3) | 55,55 | 0,46 | 15,80 |
| | | III | 9 (2) | 73,67 | 0,30 | 11,37 |
| | | | 10 (5) | 74,49 | 0,27 | 12,58 |
| | | | 11 (8) | 48,26 | 0,58 | 17,15 |
| | | IV | 12 (7) | 68,36 | 0,33 | 13,67 |
| | | | 13 (4) | 67,02 | 0,28 | 14,18 |
| | | Трахидацитовая | V | 14 (8) | 70,56 | 0,42 |
| | 15 (4) | | | 66,98 | 0,44 | 13,13 |
| | 16 (9) | | | 71,77 | 0,39 | 12,80 |
| | 17 (1) | | | 62,10 | 0,64 | 17,10 |
| | 18 (4) | | | 72,42 | 0,50 | 13,25 |
| | 19 (4) | | | 66,28 | 0,47 | 14,78 |
| | I-IV | | | 20 (9) | 65,73 | 0,33 |
| | | 21 (5) | 57,42 | 0,46 | 15,41 | |

П р и м е ч а н и е. 1 — риолито-дацит из обломка пирокластических пород; 2 — риолито-дациты субвулканические; 3 — дацит эффузивный; 4 — андезит-дациты эффузивные и из обломков пирокластических пород; 5 — андезиты эффузивные и из обломков пирокластических пород; 6 — андезит-дациты субвулканические; 7 — андезиты субвулканические; 8 — андезит-базальты субвулканические; 9 — риолиты и риолито-дациты из обломков пирокластических пород; 10 — риолиты и риолито-дациты субвулканические; 11 — базальты эффузивные; 12 — риолитодациты и дациты (мегафиры) субвулканические; 13 — дациты (мегафиры) субвулканические; 14 — трахириолито-дациты калиево-натриевые эффузивные и из обломков пироклас-

сфалерит-пиритовой минеральными ассоциациями. По данным И.С. Вахромеева и А.К. Тимергазиной [34], полисульфидная ассоциация (пирит + халькопирит + сфалерит + галенит) образует крутые прожилки, наложенные на все зоны рудного тела и представляющие поздний этап минерализации.

Главная залежь имеет форму уплощенной линзы, выполняющей блюдцеобразную локальную депрессию в кровле экстрезивного купола. Рудное тело сформировалось вероятнее всего, путем замещения сульфидами нелитифицированных осадков, заполнявших депрессию. Об этом свиде-

| Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O |
|--------------------------------|------|-------|------|------|-------------------|------------------|
| 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
| 2,50 | 1,85 | 0,10 | 4,41 | 0,3 | 2,84 | 1,06 |
| 1,17 | 4,1 | 0,05 | 4,42 | 0,72 | 0,88 | 1,61 |
| 0,40 | 5,55 | 0,10 | 2,25 | 4,45 | 3,07 | 1,0 |
| 1,61 | 3,59 | 0,5 | 2,15 | 5,18 | 4,6 | 0,36 |
| 1,97 | 3,08 | 0,09 | 4,13 | 6,44 | 4,31 | 0,07 |
| 1,37 | 4,84 | 0,07 | 3,63 | 4,01 | 4,07 | 0,38 |
| 2,45 | 4,68 | 0,08 | 3,43 | 6,23 | 3,25 | 0,15 |
| 1,60 | 6,53 | 0,11 | 4,97 | 6,90 | 2,68 | 0,15 |
| 1,09 | 3,22 | 0,03 | 1,12 | 2,31 | 4,61 | 0,72 |
| 0,94 | 2,25 | 0,024 | 0,94 | 1,66 | 5,77 | 0,37 |
| 2,20 | 9,25 | 0,17 | 6,16 | 6,78 | 3,70 | 0,28 |
| 1,12 | 3,27 | 0,09 | 1,48 | 3,26 | 4,02 | 2,01 |
| 1,41 | 4,01 | 0,05 | 1,63 | 4,29 | 3,74 | 0,75 |
| 0,53 | 3,47 | 0,045 | 0,53 | 1,14 | 5,04 | 3,12 |
| 1,36 | 7,29 | 0,11 | 0,87 | 1,96 | 4,46 | 1,52 |
| 0,73 | 4,05 | 0,073 | 1,02 | 2,01 | 5,32 | 0,53 |
| 2,80 | 3,24 | 0,14 | 2,42 | 1,96 | 4,24 | 2,30 |
| 1,16 | 2,04 | 0,07 | 0,94 | 1,58 | 6,40 | 0,33 |
| 2,42 | 2,12 | 0,052 | 1,30 | 2,55 | 4,60 | 3,06 |
| 0,96 | 5,57 | 0,07 | 3,69 | 3,09 | 3,33 | 0,47 |
| 0,90 | 9,31 | 0,12 | 3,89 | 3,89 | 2,78 | 0,39 |

тических пород, 15 — дациты калиево-натриевые эффузивные; 16 — риолиты и риолито-дациты натриевые из обломков пирокластических пород; 17 — трахиандезит из обломка пирокластических пород; 18 — риолито-дациты натриевые субвулканические; 19 — дациты и трахидациты калиево-натриевые субвулканические; 20 — плагиограниты; 21 — кварцевые диориты.

Кроме авторских анализов (56), выполненных в лаборатории ИГ БФАН СССР, использованы также анализы, любезно предоставленные В.Г. Шигаревым (18), А.К. Тимергазиной (3) и заимствованные из работы А.А. Богомола [20] (23).

тельствуют: а) пластообразная форма залежи, обусловленная компенсацией палеодепрессии рудным веществом и вулканогенно-осадочными породами; б) присутствие в руде реликтовых структур и текстур слоистых вулканогенно-осадочных пород, аналогичных структурам и текстурам перекрывающих тефрогенных образований; в) наличие линз вулканогенно-осадочных пород и отдельных обломков эффузивов, частично замещенных сульфидами, среди пиритовых руд подошвы залежи, реже — среди медно-цинковоколчеданных руд кровли; г) залегание над рудой горизон-

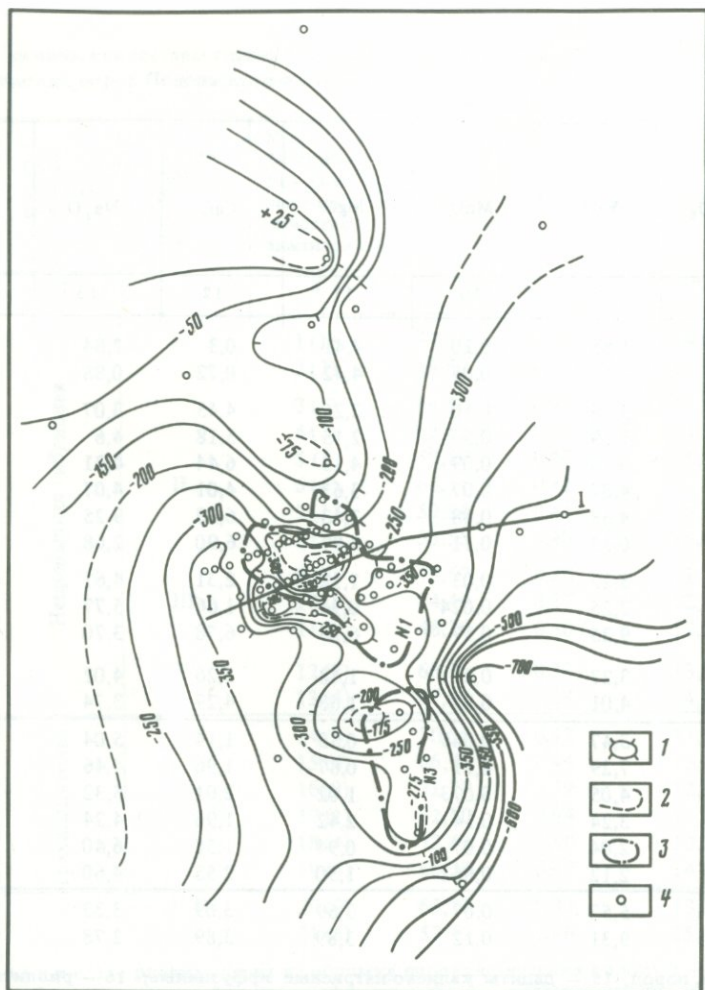


Рис. 47. Карта стратоизогипс кровли рудоносного экструзивного купола Подольского месторождения. Составлена с участием А.М. Косарева и Ю.С. Лазаренко

1-2 - стратоизогипсы установленные (1), полученные путем экстраполяции (2); 3 - проекции рудных залежей (№ 1 - главная залежь); 4 - скважины, использованные для построения; I-I - линия профиля, показанного на рис. 45-46

та тефроидов с рудокластами. На это же указывают исследования руд и околорудных метасоматитов, проведенные М.И. и М.З. Исмагиловым [91] и А.К. Тимергазиной [308], установившими в составе руд реликтовый марказит и цеолиты, а в подрудных метасоматитах - широкое развитие каолинита, а также пиррофиллита и алевардита, свидетельствующих о приповерхностных условиях рудообразования и околорудных изменений.

Другие рудные тела основного рудоносного уровня также имеют пластообразную форму, но сложены преимущественно прожилково-вкрапленными рудами. Они приурочены к локальным выступам кровли и склонов

экструзивного купола (рудное тело № 3, см. рис. 47). Интенсивность рудной минерализации в них плавно возрастает снизу вверх и резко обрывается на границе экструзивного тела, где руды перекрыты вулканогенно-осадочными породами или послерудным силлом кварцевых андезитовых порфириров. В рудах отчетливо прослеживаются реликты строения экструзивных кварцевых порфириров. Все это убеждает в метасоматическом происхождении этих руд.

Соотношения рудных тел и метасоматитов основного рудоносного уровня с породами кровли разнообразны. Верхние контакты рудных залежей со слоистыми вулканогенно-осадочными породами и кварцевыми мегафирами везде резкие; породы кровли затронуты гидротермальным метасоматозом, но степень их изменения везде значительно ниже, чем в подрудных образованиях. При отсутствии руд метасоматиты кровли рудоносного купола резко сменяются слабо измененными породами; при залегании над метасоматитами массивных андезиитоидов между ними чаще всего фиксируются маломощные прослои вулканогенно-осадочных пород. На значительной площади Главная рудная залежь перекрыта эффузивным потоком кварцевых мегафириров, которые слабо гидротермально изменены и лишь местами содержат в зоне контакта бедную вкрапленность халькопирита, в других местах — халькопирита и пирита. Наблюдалось также проникновение апофиз кварцевых мегафириров в руду. Кроме того, выяснено, что руды Главной залежи прорваны дайками диабазов III стадии эволюции внутрикальдерного комплекса, а в субвулканических кварцевых мегафирах IV стадии вулканизма встречаются ксенолиты гидротермально-измененных и оруденелых гравелитов и песчаников.

Кроме рудных тел Подольского месторождения, на основном рудоносном уровне расположено большинство рудопроявлений: Северное, Северо-Подольское, Восточное, Южно-Подольское. Последнее рудопроявление, приуроченное к южному сегменту кольцевого разлома, имеет преимущественно сфалеритовый состав, остальные рудопроявления представлены халькопирит-сфалерит-пиритовой минерализацией.

Третий (III) рудоносный уровень представлен небольшой линзой вкрапленных пирит-халькопирит-сфалеритовых руд (Западное рудопроявление, см. рис. 46), залегающей в верхах эффузивно-пирокластической толщи.

Каждому из трех уровней оруденения соответствуют расположенные непосредственно над ними или на некотором удалении горизонты вулканогенно-осадочных брекчий с рудокластами; наиболее протяженные залегают над Главной рудной залежью и в подошве "сукраковской" толщи.

Верхний (IV) рудоносный уровень представляют Восточно-Подольское и Сукраковское рудопроявления. Они занимают наиболее высокую стратегическую позицию, располагаясь в трахидацитовой толще. Восточно-Подольское рудопроявление прожилково-вкрапленного типа имеет полиметаллический, существенно цинковый состав минерализации, а на Сукраковском пиритовом рудопроявлении развиты кварц-баритовые жилы.

Зональность Подольского рудного поля заключается в смене снизу вверх по разрезу и от центра к флангам сплошных серноколчеданных, медноколчеданных и медно-цинковоколчеданных руд вкрапленными полиметаллическими рудами и баритовой минерализацией.

На всех рудоносных уровнях на месторождении и рудопроявлениях развиты ореолы околорудно измененных пород. Они имеют асимметричное строение, но вследствие сближенности рудоносных уровней местами смыкаются друг с другом. Поэтому метасоматиты встречаются в кровле некоторых рудных тел.

Наиболее широко распространены метасоматиты в лежащем боку рудных тел основного рудоносного уровня. Здесь от подошвы к кровле раннего экструзивного купола выделяются эпидот-хлорит-серицит-кварцевая и хлорит-кварцевая метасоматические зоны (см. рис. 46). Эти метасоматиты представляют ранний, автометасоматический период формирования ореола гидротермальных изменений. Их вещественный состав характеризуется присутствием минералов группы эпидота, магнезиально-железистых хлоритов, а пространственное размещение — строгой приуроченностью к раннему экструзивному куполу.

На автометасоматиты в области главного рудоподводящего канала и по серии локальных трещин наложены монокварцевые и каолинит-серицит-кварцевые метасоматиты. Их формирование происходило в конце I и частично захватывало II стадию развития внутрикальдерного комплекса. Интенсивной серицитизации подвергнуты горизонты вулканогенно-осадочных пород, перекрывающие Главную рудную залежь.

В эффузивном потоке кварцевых мегафиров, экструзивных и субвулканических андезитоидах кровли основного рудоносного горизонта широко проявлена гематитизация. Ее рассматривают как внешнюю зону метасоматического ореола месторождения [210]. Это представляется ошибочным: гематитизация не распространяется за пределы названных магматических образований и тяготеет в них к кровле, а зоны слабых хлорит-серицит-кварцевых изменений наложены на гематитизацию. Последняя оказывается, таким образом, автометаморфической.

Приведенные данные свидетельствуют о стадийном формировании колчеданного оруденения Подольского рудного поля. На месторождении проявились три, а в рудном поле — четыре стадии рудообразования, последовательно сформировавшие упомянутые четыре уровня оруденения и синхронные определенным стадиям накопления внутрикальдерного вулканогенного комплекса. Отмечается некоторая зависимость состава руд и рудопроявлений от состава рудовмещающих вулканогенных пород и их геохимических особенностей. Последние определялись на основании полуколичественных спектральных анализов пород, лишенных гидротермальных изменений или слабо ими затронутых, с последующей статистической обработкой данных (табл. 14).

Выявлены следующие особенности распределения рассеянных элементов в разновозрастных группах пород: а) пониженные средние и особенно модальные содержания меди, свинца, а также других элементов (P, Ge, Sr, Cd, As) в порфирах раннего (рудоносного) экструзивного купола по сравнению с региональным фоном и кларками соответствующих пород (по А.В. Виноградову); б) близкие к фоновым и кларковым содержания рудообразующих элементов в породах II—III стадий внутрикальдерного вулканизма, т.е. в породах, залегающих выше основного рудоносного уровня; при этом кислые вулканы III—IV стадий имеют повышенный фон молибдена, а субвулканические кварцевые мегафиры обладают несколько

Таблица 14

Геохимические характеристики неизмененных рудомещающих пород
Подольского рудного поля

| Стадия вулкана- низма | Породы | Коли- чество анали- зов | $\bar{X} (Mo) n \cdot 10^{-3} \%$ | | | |
|-----------------------------|---|----------------------------------|-----------------------------------|----------------------------|-----------------------------|----------------------|
| | | | S^2 | | | |
| | | | Cu | Zn | Pb | Ba |
| V | Трахидаци- ты и их ту- фы | 91 | $\frac{3,42 (2,38)}{5,61}$ | $\frac{6,31 (4,43)}{7,17}$ | $\frac{4,18 (3,50)}{35,02}$ | 10,17 (4,50) |
| IV | Субвулка- нические кварцевые мегафидры | 17 | $\frac{4,53 (2,53)}{3,89}$ | $\frac{6,06 (6,50)}{6,31}$ | $\frac{0,49 (0,24)}{0,46}$ | $\frac{3,06}{2,18}$ |
| III | Риолиты и риолито- дациты | 45 | $\frac{3,16 (2,80)}{5,68}$ | $\frac{5,31 (4,48)}{4,94}$ | $\frac{0,45 (0,34)}{0,27}$ | $\frac{5,29}{52,43}$ |
| II | Кварце- вые анде- зитоиды | 32 | $\frac{4,86 (4,50)}{6,12}$ | $\frac{6,53 (4,45)}{7,03}$ | $\frac{0,74 (0,25)}{0,57}$ | $\frac{6,53}{26,39}$ |
| I | Кварцевые дациты и риолито- дациты | 13 | $\frac{3,08 (1,33)}{5,91}$ | $\frac{4,77 (4,50)}{1,03}$ | $\frac{0,22 (0,095)}{0,04}$ | $\frac{4,46}{5,10}$ |

Примечание. \bar{X} — среднее содержание, (Mo) — модальное значение, S^2 — дисперсия.

повышенными средними и модальными (для цинка) содержаниями меди и цинка; в) резко выраженная специализация трахидацитового комплекса пород на свинец, сопровождающаяся также повышением в них фона Pb, Sr, Sn, Ba.

Обеднение пород раннего экструзивного купола рудными элементами объясняется мобилизацией их в магматическую и постмагматическую стадии с последующим отложением в рудных телах нижнего и основного уровней месторождения, главным образом на поверхности экструзивного купола. Следующий, более слабый импульс рудообразования проявился в конце III стадии развития интрукальдерного комплекса, после трещинных излияний основных и кислых лав. Медно-цинковое вкрапленное оруденение этой стадии рудообразования по возрасту сопоставимо с внедрением субвулканических тел кварцевых мегафидров, имеющих, как отмечалось, некоторую медно-цинковую специализацию. Барит-полиметаллическая минерализация наиболее высокого уровня, приуроченного к трахидацито-вой субформации, отчетливо коррелируется с гранитоидной геохимической специализацией вмещающих пород.

Стадийное формирование месторождения подтверждается и строением его эндогенных ореолов рассеяния. Установлены три обособленных этажа ореолов [210]. Нижний этаж включает три подэтажа. Ореолы (Co, Mo)

и (Cu, Co, Mo) занимают нижний подэтаж. Они расположены на уровне развития пиритовых, халькопирит-пиритовых руд и каолинит-серицитовых метасоматитов; средний подэтаж представляют ореолы (Cu, Zn, Pb, Ba, As), находящиеся в зоне преобладания халькопирит-сфалерит-пиритовых руд и хлорит-серицит-кварцевых метасоматитов; верхний подэтаж слагают ореолы (Zn, Pb, Ba, As) и Cu в маломощной зоне хлорит-серицит-кварцевых метасоматитов с цеолитами, развитых по слоистым тейфроидам, содержащим рудокласты. Средний этаж, отвечающий IV рудоносному уровню, содержит моноэлементные ореолы Pb, Zn и Ba, кроме того, в верхней, подбугульгырской части он характеризуется повышенными содержаниями Mn. Верхний этаж, охватывающий отложения улутауской свиты, представлен слабыми моноэлементными ореолами Pb, Mo, Ba и Cu, имеющими кругую ориентировку вдоль зон рассланцевания. Происхождение ореолов верхнего этажа рассматривается В.А. Прокиным с соавторами [210] как результат ремобилизации рудного вещества в условиях захоронения месторождения под толщей флишоидов.

Проявление определенных стадий рудообразования синхронно с разновозрастными вулканическими событиями, и закономерное изменение состава минерализации во времени позволяет рассматривать рудообразующие и магматические процессы в качестве производных единой рудно-магматической системы. Схема ее эволюции такова.

Основная масса руд возникла в связи с образованием раннего экструзивного купола. Его формирование было неоднократным, а рудообразование протекало в две стадии. На первой стадии сформировались пиритовые и халькопирит-пиритовые руды нижнего уровня, завершившие начальный акт становления экструзива.

В раннюю подстадию второй главной стадии рудообразования происходило отложение пиритов путем замещения нелитифицированных осадков в понижениях рельефа экструзивного сооружения и метасоматическим способом в благоприятных для замещения сульфидами брекчированных выступах кровли купола. Образование пирита было связано с интенсивными процессами автометасоматоза в апикальной зоне экструзивной постройки. Оно было обусловлено поступлением к поверхности глубинной серы, выносом из ядерных зон экструзивного купола и переотложением вблизи его поверхности железа и магния при параллельном усилении в том же направлении восстановительных условий. Автометасоматическая дифференциация купола, таким образом, привела к формированию подрудных пропилитов, хлоритолитов и пирититов.

Поздняя подстадия главной стадии рудообразования характеризовалась отложением минералов меди и цинка, главным образом на ранней пиритовой основе. С ней были сопряжены процессы образования серицит-кварцевых, монокварцевых и каолинит-серицит-кварцевых метасоматитов зоны рудопроводящего канала.

Последующая эволюция рудно-магматической системы характеризовалась пульсирующим затуханием магматических и рудообразующих процессов. Формирование гибридного комплекса андезитовидов не сопровождалось постмагматическим рудообразованием, видимо, вследствие того, что ведущим здесь был процесс гибридизма, противоположный магматической дифференциации. Эволюция магматического очага, следствием

которой был контрастный трещинный вулканизм, привела к слабому проявлению третьей стадии рудоотложения.

Заключительный импульс рудообразования был связан с формированием трахидацитового комплекса. Процессы вулканизма и рудообразования сместились в область кольцевого разлома. Субщелочной калиево-натриевый состав, гранитоидная геохимическая специализация и отсутствие переходных к гибридной субформации типов пород позволяют предполагать внутрикоровое происхождение исходных расплавов трахидацитового комплекса. Барит-полиметаллический состав связанных с ним рудопроявлений вполне соответствует такому предположению. Полиметаллическая стадия минерализации была отделена от предшествующих стадий значительным по масштабам тектоно-магматическим событием — внедрением поздних субвулканических тел кварцевых мегафиров.

ГЛАВА 6

СИБАЙСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Сибайский рудный район расположен в северной части Сибайско-Орской структурно-формационной зоны и ограничен с запада Восточно-Ирендыкским, а с востока Кизильским разломами. Палеозойский разрез района слагают ирендыкская, карамалыташская вулканогенные, улутауская вулканогенно-осадочная, колтубанская и зилаирская флишеидные свиты.

Характерная особенность геологического строения района — наличие нескольких брахиантиклинальных поднятий: Карамалыташского, Сибайского и Бакр-Узякского, сложенных вулканогенными породами карамалыташской свиты и перекрытых на крыльях улутаускими образованиями. Породы улутауской и колтубанской свит и залегающие выше граувакки зилаирской свиты выполняют две значительные по размерам синклинали — Худолазовскую и Уртазымскую. Наиболее крупные разрывные нарушения района представлены Восточно-Ирендыкским, Западно- и Восточно-Сибайским и Кизильским разломами. Первые два из них имеют крутое восточное, а Восточно-Сибайский и Кизильский — крутое западное падение. Интрузивные породы района, кроме субвулканических образований, представлены двумя габброидными комплексами: файзуллинским (D_3) и худолазовским (C_1) [285].

Сибайский район характеризуется разнообразной металлогенией. С кремнистыми породами карамалыташской свиты, и главным образом бугулыгырского горизонта, связаны рудопроявления марганца. Габброидные интрузии файзуллинского комплекса содержат прожилково-вкрапленное сульфидное оруденение (Файзуллинское рудопроявление). С дайками и небольшими интрузивными телами габбро раннекаменноугольного возраста, образующими пояс северо-восточного простирания в Худолазовской синклинали, связаны медно-никелевые рудопроявления, а с более кислыми интрузивными породами того же комплекса ассоциируют рудопроявления золота. Золоторудные проявления, кроме того, известны

в связи с яшмами бугулыгырского горизонта и кварцевыми жилами в породах ирендкской свиты, служащими источником золота небольших аллювиальных россыпей. Однако металлогенический профиль района определяется месторождениями колчеданной формации, крупнейшим из которых является Сибайское. Кроме того, известны Бакр-Узякское, Камаганское месторождения и ряд рудопроявлений колчеданного типа. Общая структурно-магматическая и металлогеническая зональность Сибайского района в отношении колчеданного оруденения заключаются в следующем: 1) с запада на восток возраст вулканогенных поднятий — Карамалыташского, Сибайского и Бакр-Узякского — последовательно омолаживается [300]; 2) состав пород слагающих вулканические брахиантиклинали и в целом принадлежащих контрастной риолит-базальтовой формации, становится в том же направлении все более сложным за счет появления заметных объемов пород андезитового и андезит-дацитового состава; 3) Карамалыташская структура практически безрудна, Сибайская — содержит медно-цинковоколчеданное, а Бакр-Узякская, кроме того, — и колчеданно-полиметаллическое оруденение.

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ КАРАМАЛЫТАШСКОЙ И СИБАЙСКОЙ СТРУКТУР

О Карамалыташской, Сибайской и Бакру-Узякской брахиантиклинальных структурах давно уже было высказано представление как о деформированных первично вулканических постройках [84] (см. рис. 27). Впоследствии более детальные палеовулканологические реконструкции Сибайской структуры были проведены рядом исследователей [62, 201, 202, 217, 332]. По результатам этих работ Сибайская структура образовалась за счет эффузивно-эксплозивного стратовулкана. Стратиграфическое расчленение рудовмещающих пород карамалыташской свиты проводилось А.С. Бобуховым [15], Ю.Л. Куваевским, Б.М. Садрисламовым, Л.Г. Паклиной и В.Г. Шигаревым.

Основная тенденция эволюции вулканизма базальт-риолитовой формации в районе заключается в смене начальных излияний массивных афировых базальтов извержениями шаровых базальтов и спилитов, чередовавшимися с проявлениями кислого вулканизма; завершился вулканизм накоплением толщи гиалокластитов.

Нами для Карамалыташской и Сибайской структур выделяются [292]: 1) толща диабазов, диабазовых и базальтовых порфиритов, переслаивающихся с яшмами, мощность более 1000 м (kr_1); 2) контрастная толща — переслаивающиеся шаровые базальты, спилиты, базальтовые, диабазовые и дацитовые порфириты (базокварцевые и мелкопорфиритовые кварцевые), кварцевые риолито-дацитовые порфиры, прослои тефроидов и кремнистых туффитов, мощность от 250—300 м в Карамалыташской структуре до 1000 м в Сибайской постройке (kr_2 , пачки kr'_2 — kr''_2); 3) толща гиалокластитов, мощность от 0—200 м в Карамалыташской до 600—700 м в Сибайской структуре (kr_3 , пачки kr'_3 и kr''_3).

Разрез Сибайской структуры в целом надстраивает разрез Карамалыташской антиклинали за счет резкого увеличения мощностей толщ kr_2 и kr_3 в восточном направлении; Сибайское вулканическое сооружение

почти целиком сложено этими толщами [258, с. 35]. Постепенное возрастание мощностей горизонтов кислых пород, при сохранении общей последовательности напластования, наблюдается уже в Карамалыташской структуре, прослеживаясь от ее западного борта к восточному. Далее к востоку возрастают количество и суммарная мощность кислых эффузивов. При этом продолжает сохраняться общая последовательность напластования, заключающаяся в том, что в нижних частях разреза контрастной толщи залегают базокварцевые и мелкопорфировые кварцевые дацитовые и риолито-дацитовые порфиры, а в верхних частях — кварцевые риолито-дацитовые и риолитовые порфиры. В Сибайской структуре при той же в целом гомотропной последовательности накопления кислых пород их мощность возрастает до 700–1000 м, достигая максимума в восточной и центральной частях структуры [201, 202].

Аналогичная картина наблюдается в изменении мощностей верхней толщи. В западном крыле северного замыкания Карамалыташской антиклинали автор наблюдал маломощные (1–3 м) накопления гиалокластитов, залегающих на кислых эффузивах и перекрытых яшмами бугулыгырского горизонта. В восточном крыле этой структуры, по данным А.С. Бобохова, Б.М. Садрисламова, Ю.Л. Черенцова и автора, аналогичные образования имеют мощность до 200 м, а в северном замыкании и центральной части восточного крыла Сибайской горст-антиклинали образуют накопление мощностью до 550–700 м.

Фациальный состав основных вулканитов нижней толщи карамалыташской свиты однообразен. Преобладают эффузивные потоки диабазов и диабазовых порфиритов мощностью в среднем от 3–7 до 30 м, имеющиеся в основном массивные текстуры, которые в кровле сменяются брекчиевидными, тонкоплитчатыми и скорлуповатыми разновидностями диабазов. В некоторых потоках в кровле отмечается зона закаленных стекловатых базальтовых афиритов, обогащенных миндалинами. Характерные текстурные признаки, асимметричное строение и переслаивание с яшмами, иногда образующими "карманы" на поверхности диабазов, убеждают в принадлежности этих пород к эффузивной фации. Об этом свидетельствуют и часто наблюдавшееся проникновение кремнистого материала в полости отслоения и крупные трещины в кровле эффузивных потоков.

Наряду с эффузивными встречаются субвулканические диабазы, образующие дайки и силлы. Они в отличие от эффузивных потоков имеют по всей мощности субвулканического тела массивную текстуру и обладают столбчатой отдельностью. По структуре (интерсергальной) эти диабазы не отличаются от пород, слагающих центральные и нижние части эффузивных потоков. Субвулканические диабазы, залегая на различных стратиграфических уровнях карамалыташской свиты, местами прорывают яшмы бугулыгырского горизонта. Кроме того, встречаются диабазы с офитовой основной массой. По данным А.С. Бобохова, они слагают субвулканический шток в районе крупного гравиметрического максимума по левому борту долины р. Карагайлы [258, с. 35].

Эффузивные потоки спилитов и базальтовых афиритов, широко распространенные в составе контрастной толщи в Карамалыташской и Сибайской структурах, обычно имеют мощность от 3–5 до 10–15 м и обладают более или менее выраженным шаровым и подушечным строением. Некото-

рые из них имеют отчетливую вертикальную зональность, заключающуюся в смене снизу вверх грубобрекчиевидных и массивных текстур шаровыми и брекчиевидными шлаковыми текстурами. Отдельные эффузивные потоки, обычно небольшой мощности (3–5 м), обладают классическими текстурами пиллоу-лав с хорошо выраженными подушками, валиками и трубами, иногда изогнутыми в сторону движения лавового потока, и яшмовым материалом в межшаровых полостях.

Потоки спилитов и афировых базальтов местами образуют небольшие вулcano-купольные структуры. Одна из них, диаметром около 300 м, наблюдалась автором по левому борту р. Карагайлы, в районе высоты 583,3 м. Это – своеобразная биклиальная структура с прогнутым основанием и куполовидной кровлей. Соотношения прослоев яшм с базальтами и общая структура постройки свидетельствуют о том, что прогибание подошвы и образование синвулканической синклинали происходили параллельно с формированием базальтового купола.

Породы кислого состава в Карамалыташской структуре представлены тремя главными петрографическими разновидностями: а) базокварцевыми дацитовыми порфиритами и риолито-дацитовыми порфирами; б) мелко- и среднепорфировыми кварцевыми риолито-дацитовыми порфирами; в) крупнопорфировыми кварцевыми риолитовыми и риолито-дацитовыми порфирами. Породы первой разновидности встречаются преимущественно в эффузивной фации, изредка образуя также ранние дайки, служившие корнями эффузивных потоков. Вторая разновидность кислых вулканитов также характерна для эффузивной фации, но часто встречается и в дайках, и небольших субвулканических силлах ранней группы, внедрившихся синхронно с формированием контрастной толщи. Крупнокварцевые риолитовые порфиры и сопровождающие их магматогенные брекчии образуют экструзивные и субвулканические тела, которые внедрялись в форме даек, экструзивных куполов и субвулканических силлов на заключительных этапах накопления риолит-базальтовой формации.

Эффузивы кислого состава обладают массивными (плитчатыми и скорлуповатыми) и брекчиевидными текстурами. Лавовые брекчии обычно слагают верхние части эффузивных потоков или целиком эффузивные потоки в их фронтальных и периферических зонах. Подводящими каналами ранних излияний кислых лав служили субмеридиональные трещины, ныне заполненные дайками. Один из таких трещинных аппаратов ранее был описан Ф.И. Ковалевым на западной окраине д. Старый Сибай. Аналогичный трещинный аппарат закартирован нами в Сибайском карьере.

Пути проникновения к поверхности поздних кислых расплавов служили трещины восток-северо-восточного простирания. Некоторые из даек переходят в пластовые тела кварцевых порфиров, залегающие под бугулыгырским горизонтом, чем доказывается трещинный характер позднего кислого вулканизма. Убедительным примером этого служит крупная дайка кварцевых мегафиров, соединяющаяся с пластовым телом того же состава в восточном крыле Карамалыташской структуры, в районе высоты 603,8 м.

Фациальный состав рудовмещающих вулканитов Сибайской структуры имеет черты и сходства, и отличия от фаций Карамалыташской антиклинали. Сходство заключается в развитии в обеих структурах эффузивных

трещинных излияний, при отсутствии или крайне незначительном развитии эксплозивной деятельности. Отличия связаны с широким распространением в Сибайской постройке лавовых куполов кислого состава и гиалокластитов.

Общая палеовулканологическая реконструкция Сибайской и Карамалыташской структур опубликована нами ранее [258, 291, 292] и приведена в схематизированном виде на рис. 27.

По данным Е.Б. Бельтеновой, обе структуры выражены в поле силы тяжести как единое целое. На планах локальных аномалий силы тяжести с различными радиусами осреднения ($R = 3$ км и $R = 5$ км) Карамалыташская структура выделяется положительной аномалией, интенсивность которой возрастает с увеличением радиуса осреднения. Сибайская структура занимает место в зоне резкого перехода от области положительного поля к отрицательному. Это убеждает в том, что базальтовое основание у Сибайской постройки не имеет столь глубоких "корней", как у Карамалыташской структуры, хотя в последние годы бурением глубоких скважин установлен общий подъем кровли однородных диабазов под Сибайским палеовулканом.

В пределах положительной аномалии силы тяжести, соответствующей Карамалыташской антиклинали, выделяются несколько максимумов, наиболее крупный из которых приурочен к северной трети структуры, а более мелкие — расположены в ее центре и на юго-восточном фланге [258].

Общее брахиантиклинальное строение Карамалыташской структуры обусловлено главным образом периклинальным залеганием бугулыгырского горизонта и улутауских отложений. Породы карамалыташской свиты образуют более сложную структуру: в южной половине постройки они залегают в целом моноклинально с падением под углами $20-30^\circ$ к востоку, а в северной ее половине слагают две локальные брахиантиклинали. В осевой части структуры залегание пород субгоризонтальное, осложнено мелкими пологими складками; напряженные изоклинальные складки возникли в зоне Восточно-Ирендыкского разлома.

Для выяснения первично-вулканической структуры Карамалыташской антиклинали нами проведена серия наблюдений над ориентировкой валиков в подушечных базальтах и уплощенных трубчатых миндалих в эффузивных потоках массивных диабазов. Как показали исследования Р. Широка [341], Н.С. Скрипченко [270] и наши работы, эти текстурные признаки позволяют достаточно надежно реконструировать картину движения лавовых потоков и покровов. Результаты наблюдений были вынесены на схему [258]. При определенных вариациях ориентировки вытянутых валиков и труб спилитов и миндалих в диабазах они показывают общее радиальное движение базальтовых потоков от центра, фиксирующегося крупным гравиметрическим максимумом, положением штока субвулканических диабазов и локальной брахиантиклинальной структурой.

Суммируя данные, можно сделать вывод, что Карамалыташская структура сформировалась в результате деформаций подводной риолит-базальтовой вулканической постройки, близкой к щитовому вулкану. Ее формирование было обусловлено трещинными излияниями базальтовых и кислых лав; в участках повышенной концентрации магмоподводящих трещин образовались базальтовые купола небольших размеров, подобные куполу



Рис. 48. Сибайский палеовулкан (продольный геологический разрез)

1 — флишеидные отложения ултауской свиты (D_2gv); 2–6 — карамалыташская свита (D_2ef-gv): 2 — верхняя толща (kr_2): а — переслаивающиеся вулканогенно-осадочные породы и базальты, б — гиалокластиты и гиалокластогенные тефроиды, 3–5 — контрастная толща (kr_2): 3 — кварцевые риолитовые порфиры (kr_2'), 4 — переслаивающиеся базальтовые порфириты, шаровые афировые базальты и вариолиты, вулканогенно-осадочные и кремнистые породы (kr_2''), 5 — преимущественно экструзивные и эффузивные базокварцевые риолито-дацитовые порфиры (kr_2'''), 6 — нижняя толща (kr_1): преимущественно однородные диабазы; 7 — колчеданные залежи; 8 — разломы; 9 — границы основания кальдер; 10 — наиболее глубокие скважины

в районе высоты 583,3 м, и крупные — как основной вулканический центр в северной трети структуры [258, с. 35].

Сибайская структура, как отмечалось, имеет горст-антиклинальное строение. Амплитуда взброса по Западно-Сибайскому разлому составляет около 250 м, по Восточно-Сибайскому — 450–600 м. В продольном сечении горст-антиклиналь обладает формой пологого купола. В поперечных разрезах строение ее резко асимметрично: в центральной части и западном крыле породы полого падают на запад под углами $5-10^\circ$, а в восточном крыле — залегают круто, с падением к востоку под углами от 30 до 60° . Острый, килевидный замок складки прослеживается в серии разрезов; его можно наблюдать на верхних уступах западного борта Сибайского карьера. К северу и югу от Ново-Сибайского месторождения шарнир складки плавно изгибается в восточном направлении, срезая Восточно-Сибайским разломом. К ядру и шарнирной части этой дугообразной складки приурочены области максимальных мощностей кислых пород, образующих здесь эффузивные купола. Восточнее, в депрессии, имеющей в плане дугообразное западное ограничение, отмечаются резко возрастающие по сравнению с западным крылом структуры мощности толщи гиалокластитов. При этом установлены вулканические прислонения пластов гиалокластитов к бортам депрессии и к кислым эффузивным куполам. Все это позволяет интерпретировать рассмотренную структуру как фрагмент кальдеры, возникшей в центральной части Сибайской вулканической постройки, большая, восточная, часть которой сброшена по Восточно-Сибайскому разлому.

Продольный разрез Сибайского палеовулкана (рис. 48), составленный по данным изучения глубоких скважин, показывает, что риолит-базальтовая постройка сформировалась на щитообразном основании, сложенном слабо расслоенными базальтами (диабазами). Вулкано-купольная форма палеовулкана обусловлена резким увеличением мощности пород риолито-дацитового состава (kr_2'), плавным увеличением мощностей пачек kr_2'' и kr_2''' и почти полным выклиниванием за пределами палеовул-

кана толщи гиалокластитов, сконцентрированных в кальдере и сменяющихся к периферии маломощным горизонтом массивных диабазов, переслаивающихся с тефроидами и гиалокластитам. Характерно также изменение фациального состава пачек kr_2'' и kr_2''' , заключающееся в увеличении роли вулканогенно-осадочных пород, общей степени стратифицированности и в расщеплении мощных покровов и экструзивных куполов кислого состава на многочисленные маломощные эффузивные потоки — от центра к периферии постройки.

Таким образом, Сибайская вулканическая постройка, сформировавшаяся в подножье Карамалыташского щитового вулкана, представляла собой крупный эффузивно-экструзивный вулкан центрального типа, прошедший стадию кальдерообразования. Кроме основной центральной кальдеры (см. рис. 48), намечается еще одна кальдерообразная депрессия, сформировавшаяся в северной части палеовулкана. Характерная особенность палеовулкана — отсутствие жерловой зоны — обусловлена трещинным характером излияния основных и кислых лав.

СИБАЙСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

К Сибайскому палеовулкану приурочено одноименное месторождение, состоящее из основной Ново-Сибайской, а также Старо-Сибайской и Слепой залежей, расположенных, соответственно к северу и югу от основной (см. рис. 48). Как видно на разрезе, все они локализованы в центральной кальдере среди экструзивных кварцевых риолитов и в контакте последних с перекрывающими их гиалокластитам. В целом колчеданное оруденение приурочено к апикальной части постройки, в направлении к которой заметно возрастает интенсивность гидротермальных изменений и общий объем рудной массы. Камаганское месторождение залегает среди толщи гиалокластитов в северной кальдерообразной депрессии.

Разрез Сибайского месторождения слагают (снизу вверх): 1) мелкопорфировые роговообманково-кварц-плаггиоклазовые риолит-дацитовые порфиры, мощность до 1000 м (kr_2'); 2) слоистая пачка — основные эффузивы, кремнистые сланцы, туффиты, тефроиды, 50–100 м (kr_2''); 3) средне- и крупнопорфировые кварц-плаггиоклазовые риолитовые порфиры, их магматогенные брекчии, кластолавы, прослои кремнистых пород и тефроидов, от 50–300 до 500 м (kr_2'''); 4) горизонт брекчий смешанного состава с рудокластами, до 20 м (kr_3'); 5) гиалокластиты, спилиты и кластогенные тефроиды, до 500 м (kr_3'').

Рудные тела залегают в нижнем контактах, а также внутри риолитовых порфиров и их фациальных аналогов. Рассмотрим фациальный состав и строение рудовмещающих пород подробнее. Подрудные кислые породы (kr_2') образуют эффузивный купол, о чем свидетельствуют увеличение мощности риодацитовых порфиров, нормальное стратиграфическое залегание слоистого горизонта (kr_2'') на их поверхности, "перемытые" обломки риодацитовых порфиров в его составе и зональное строение кровли рассматриваемых пород [258, с. 36].

Рудовмещающая пачка кислых пород (kr_2''') имеет сложный фациальный состав и состоит из массивных и флюидалных средне- и крупнопорфировых кварцевых риолитовых порфиров, брекчий и туфовидных пород

близкого к ним состава, прослоев кремнистых туффов и тонкослоистых тефроидов. Туфовидные и игнимбритовидные породы, развитые главным образом на северо-западном фланге месторождения, были описаны как игнимбриты [54], либо определялись как сваренные туфы [201] или туфолавы [16]. Массивные же породы одни геологи относили к эффузивам, образующим вулканический купол [202], другие – считали их субвулканическими образованиями, сопровождающимися магматогенными брекчиями [17], третьи – выделяли в составе рудовмещающей пачки субвулканическую, эффузивную и пирокластическую фации (В.Г. Шигарев и др.).

Наши наблюдения и анализ опубликованных данных свидетельствуют, что породы рудовмещающей риолитовой пачки образуют на Ново-Сибайском месторождении эффузивный купол, сложенный в кровле магматогенными брекчиями и расщепляющийся по периферии на эффузивные потоки массивных, флюидалных и игнимбритовидных пород (кластолав), которые переслаиваются с кремнистыми туффитами и эффузивами основного состава.

Потоки кластолав имеют асимметрично-зональное строение; в нижней и центральной частях сложены лавовой брекчией с флюидално-обломочной и игнимбритовидной текстурами, а к кровле приобретают отчетливое обломочное, туфовидное строение. Петрографические особенности этих пород детально рассмотрены С.Г. Грешнером, А.С. Бобоховым, Н.А. Перижняк. Хочется подчеркнуть, что нет принципиальных различий между типичными пемзовыми сваренными туфами ("игнимбритами", "туфолавами"), целиком слагающими геологические тела, и тонкими прослоями аналогичных пород во флюидалных эффузивах. Можно проследить все переходы от несомненных эффузивных потоков массивного сложения через флюидалные лавы к игнимбритовидным породам. Это заставляет отнести последние к лавовой, а не пирокластической фации и именовать кластолавами.

В центральных частях риолитовый эффузивный купол имеет массивное, а в кровле – брекчиевидное строение. Типичный его разрез вскрыт в южном борту Ново-Сибайского карьера. Характерная зональность пород купола, петрография которых изучена А.С. Бобоховым [17], убеждает в эффузивной природе купола. Серия зарисовок уступов карьера, иллюстрирующих эту зональность, опубликована нами ранее в специальной статье [258], к которой мы и отсылаем читателя.

Примечательные особенности флюидалных вулканитов кровли купола следующие: 1) контрастные соотношения пород, совершенно не затронутых гидротермальными изменениями, с серицит-хлорит-кварцевыми метасоматитами, проявляющиеся в разных масштабах: при соприкосновении крупных прослоев или линз, микрослойков, основной массы и вкрапленников; 2) высокожелезистый характер хлоритов, обладающих сильным плеохроизмом от ярко-зеленого до бледно-зеленого и синевато-серыми аномальными цветами интерференции (тюрингит, по определению В.А. Прокина); 3) различия макро- и микроструктур в "свежих" (лишенных серицитизации и окварцевания), часто гематитизированных кварцевых порфирах и темно-серых флюидалных туфовидных породах, заключающиеся в слабой раскристаллизованности последних. Перечисленные особенности

свидетельствуют о проявлении серицитизации, окварцевания и хлоритизации вулканических стекол в крайне неравновесной среде в момент образования рассмотренных структурно-текстурных элементов породы, т.е. о проявлениях процессов автометасоматоза.

В кровле купола залегают магматогенные брекчии, в которых встречаются многочисленные сульфидные обособления, имеющие размеры от долей миллиметра до 40 см. Они представлены колломорфным пиритом, иногда пиритом и сфалеритом и обладают разнообразной и сложной формой, дающей представление о сгустках сульфидного геля. Под микроскопом неоднократно наблюдались различные соотношения. Сульфидные обособления, сложенные мельниковит-пиритом, замещают обломки кварцевых порфиров и их микроструктурные элементы, например сферолиты. Развитые в цементе брекчий сульфидные обособления имеют наиболее сложные амбовидные формы, переходят в прожилки. Границы обособлений обычно нечеткие, "размазанные". Часто пирит-сфалеритовые обособления имеют структуру, близкую к структурам распада сульфидных гелей, характеризующуюся тесным срастанием пирита и сфалерита и выполнением сфалеритом концентрических "трещин усыхания" в пиритовой массе; такие же трещины в пиритовых обособлениях заполнены кварцем и серицитом.

Указанные факты и приведенные ниже наблюдения свидетельствуют об образовании метаколлоидных преимущественно пиритовых скоплений метасоматическим способом в кровле эффузивного купола — сингенетично с его формированием и образованием магматогенных брекчий.

На других уступах карьера строение кровли эффузивного купола в принципе аналогично [258, с. 38–39]. Горизонт брекчий смешанного состава (Kr_3^1), содержащий рудокласты, залегают на магматогенных брекчиях [258, с. 39]. В его основании местами отмечается прослой тонкослойных тефроидов мощностью 0,2–0,4 м, обладающих градиционной слоистостью и представленных в кровле тефрогенными песчаниками, а в подошве, в рывинах и неровностях подстилающего рельефа — гравийными разностями. В песчаниках отмечается интенсивная послойная пиритизация. Состав обломков песчаников и гравелитов полностью соответствует составу подстилающих магматогенных брекчий, окатанность обломков слабая или отсутствует. Все это свидетельствует о том, что подстилающие породы подвергались локальному перемыву.

На прослое тефроидов, а при его отсутствии на магматогенных брекчиях залегают брекчии смешанного состава. Они сложены обломками спилитов, гиалокластитов, подстилающих кислых пород и рудокластами. Некоторые из них вдавлены в нижележащие осадки, в горизонте которых возникли мелкие гравитационные складки оползания [258, с. 39].

Таким образом, устанавливается, что горизонт брекчий смешанного состава Сибайского месторождения имеет двойственное строение и происхождение. Нижняя его часть представляет собой дезинтегрированную корку эффузивного купола, подвергшуюся автометасоматозу и сульфидизации, а верхняя — является результатом дальнейшего разрушения и перемыва этой корки.

Не претендуя на исчерпывающее решение сложного вопроса о происхождении рудных обломковидных обособлений, которому посвящены многочисленные исследования [86, 218], отметим, что образование горизонта

с рудокластами за счет разрушения и некоторого перемыва сульфидизированных эффузивов, естественно, объясняет противоречивые на первый взгляд факты, свидетельствующие, с одной стороны, о кластогенной и, с другой — о метасоматической природе сульфидных обособлений. Близкая к нашей точке зрения была высказана А.Г. Жабиным и др. [62].

Пачка гиалокластов спилитов и тефроидов ($кг_3''$) имеет ритмичное строение. Она состоит из потоков спилитов мощностью 1,5–5 м, пластов гиалокластитов мощностью от 0,5–5 до 10 м и разделяющих их маломощных (0,1–0,5 м) прослоев кластогенных тефроидов.

Отметим наиболее существенные фациальные и структурные соотношения пород, выполняющих кальдеру Сибайского палеовулкана, как между собой, так и с подстилающими и жильными образованиями. Многочисленные дайки микродиабазов (спилитов) северо-западного и северо-восточного простираний являются корнями излияний спилитов и гиалокластитов, так как идентичны по составу массивным частям спилит-гиалокластитовых потоков и местами непосредственно переходят в них. Слоистые породы, разделяющие пласты гиалокластитов, являются кластогенными тефроидами и целиком состоят из обломков подстилающих гиалокластитов. Установлено вулканическое прислоение слоистой гиалокластитовой толщи к поверхности подстилающего рудоносного риолитового купола, происходящее за счет постепенного уменьшения мощности и выклинивания прослоев гиалокластитов и тефроидов в направлении подъема кровли риолитового купола.

Занимающая центральное положение в структуре Ново-Сибайская залежь представляет собой уникальный рудный столб с субвертикальной осью, от которого по простиранию, падению и восстанию отходят на трех уровнях (пачка $кг_2''$, внутри пачки $кг_2''$, горизонт $кг_3''$) согласные с напластованием апофизы, благодаря чему залежь образует соединенные по поперечнику три крупные линзы. Расположенная севернее Старо-Сибайская залежь состояла из нескольких пластообразных тел преимущественно брекчиевых руд, приуроченных к горизонту $кг_3'$. Слепая залежь, расположенная к югу от Нового Сибая, представлена серией небольших линз, согласно залегающих на тех же стратиграфических уровнях (см. рис. 48).

Соотношения колчеданных руд с вмещающими породами следующие [258, с. 42].

1. Форма и расположение рудных тел в уменьшенном размере повторяют морфологию рудовмещающего риолитового вулканического купола: осевая часть основной рудной залежи приурочена к его ядру и апикальной зоне, сложенной магматогенными брекчиями, а выклинки Ново-Сибайской залежи и другие рудные тела, уменьшаясь в мощности к периферии, располагаются среди расслоенной краевой зоны эффузивного купола. Эти соотношения были описаны А.Г. Жабиным, сделавшим вывод о сингенетичном формировании пирититов синхронно с формированием вулканической постройки метасоматическим (в осевой зоне) и гидротермально-осадочным (на периферии) способами. Наблюдения автора подтверждают эти представления.

2. Соотношения руд с вмещающими породами в осевой зоне вулканической постройки характеризуются: а) замещением сульфидами спилитов, вариолитов в лежачем боку нижней линзы с образованием в рудах релик-

товых шаровой и миндалекаменной текстур, вариолитовой структуры (при этом контакт сплошных руд резкий, они отделены от подстилающих слабо измененных пород зоной кварц-хлоритовых и хлоритовых метасоматитов мощностью 2–3 м, признаки рудоподводящего канала со стороны лежащего бока отсутствуют); б) замещением рудой слоистого горизонта с образованием под его "экраном" богатых медных руд; в) замещением рудой преимущественно магматогенных брекчий кварцевых риолитовых порфиров с образованием в руде останцов незамещенных обрывков массивных лав, характерных для магматогенных брекчий.

3. В промежуточной зоне серия потоков кластолав подверглась сингенетичной метасоматической пиритизации. Автометасоматические преобразования и крапленность пирита постепенно усиливаются от подошвы к кровле потоков, сульфидные корки которых перекрыты слабо измененными кластолавами низов последующих потоков.

4. В периферической зоне риолитового купола наблюдаются такие взаимоотношения: а) тонкослоистые пиритовые руды северной выклинки средней линзы залегают согласно внутри горизонта красных яшмоидов, туффитов и тефроидов, обнаруживая все признаки гидротермально-осадочного происхождения; б) ближе к осевой зоне этот же рудный пласт залегают среди кварцевых риолитовых порфитов; в) сплошные колчеданные руды выдержанной мощности (около 3 м) имеют резкие контакты, подстилаются и перекрываются удивительно свежими кварцевыми порфирами, лишь местами — в брекчиевидных и флюидальных разностях — подверженными автометасоматическим изменениям с образованием железистого хлорита; г) изредка в нижнем контакте рудного тела, в небольших углублениях подстилающего рельефа встречаются сульфидизированные тонкослоистые вулканогенно-осадочные породы; д) в верхней части рудного пласта встречаются включения слабо и интенсивно автометаморфизованных обломков кварцевых порфиров. Все это также указывает на гидротермально-осадочное происхождение руд периферической зоны.

Метасоматическая зональность месторождения детально изучалась В.А. Прокиным [217]. Она имеет фланговый характер, свидетельствующий о поступлении рудоносных растворов по послойным разрывным нарушениям снизу вверх и с севера на юг в условиях деформированных пород, наклоненных к востоку под углами до 60–70°. Зона выщелачивания, отмеченная мощным развитием серицит-кварцевых и хлорит-серицит-кварцевых метасоматитов, расположена на северном фланге месторождения. К югу метасоматиты сменяются рудами и измененными породами.

Ново-Сибайская рудная залежь обладает зональностью, единой для всей системы линз. Центральную часть рудного тела слагают серноколчеданные руды, сменяющиеся в сторону лежащего бока медистыми и медисто-пирроотиновыми рудами, а в сторону висячего бока и к выклинкам — медисто-цинковистым и цинковистым колчеданом. Симметричное размещение зон по отношению к пиритовому ядру наводит на мысль о наложении медно-цинковой стадии минерализации на пиритовую, что было показано ранее Н.В. Петровской [206]. Аналогичные явления наложения продуктивной минерализации на пиритовую основу наблюдаются в пределах рудных тел и особенно ярко проявляются в строении рудокластов и сульфидных обособлений. Большинство из них имеет зональное строение

и характеризуется наложением халькопиритовых каемок на колломорфную пиритовую основу, что отмечалось ранее В.А.Прокиным, С.А.Рюкачевым, П.Я.Ярошем и Ф.П.Буслаевым. Близких представлений о стадийности сульфидообразования придерживается и А.Г.Жабин [61], выдвинувший идею о трех геохимических циклах, каждый из которых начинался с формирования пиритов и завершался отложением на пиритовой основе цветных металлов. Однако цикличной модели противоречат общая для месторождения зональность рудного тела, отсутствие рудоподводящей зоны со стороны лежащего бока, субвертикальная ориентировка рудного столба в современной структуре, и выясненная В.А. Прокиным картина метасоматической зональности. С другой стороны, одноэтапная модель формирования месторождения (по В.А. Прокину), хорошо объясняющая зональность метасоматитов и размещение Cu и Zn, не может объяснить: 1) отсутствие признаков гипогенного выщелачивания в кровле, а местами и в подошве рудных тел; 2) соотношение пиритовых руд с автometасоматитами; 3) наличие различных хлоритов (ярко-зеленого тюрингита в автometасоматитах и бесцветного магниезиального хлорита в продуктах кислотного выщелачивания); 4) зональное размещение гематитизации в фациальных типах рудовмещающих и подрудных пород; 5) наложение халькопирита и сфалерита на пиритовые рудокласты.

Указанные противоречия обеих точек зрения и несоответствия с рассмотренными фактами устраняются, если принять предлагаемую автором модель двухстадийного формирования месторождения.

В сингенетическую I стадию параллельно с формированием риолитового купола происходило образование серноколчеданных залежей, осуществлявшееся в его центральной части метасоматическим, а по периферии — гидротермально-осадочным способами. В конце I стадии произошло разрушение сульфидизированной апикальной части эффузивного купола и накопление брекчиевых руд.

В эпигенетическую II стадию на фоне и после синвулканических деформаций, связанных с кальдерообразованием, в условиях наклоненных к востоку пород и пиритовых руд, происходила гидротермальная деятельность, сформировавшая зоны гипогенного кислотного выщелачивания и обусловившая метасоматическое отложение сульфидов меди и цинка на ранней пиритовой основе.

Тектонический режим менялся от условий общего растяжения со сложным размещением напряжений при кальдерообразовании к обстановке прогрессирующего сжатия, прерываемого периодами релаксации напряжений и раскрытия сколовых трещин. Об этом свидетельствует следующая схема формирования разновозрастных даек, выясненная Т.Н. Пшеничным с сотрудниками [226, 227] и подтвержденная наблюдениями автора: 1) диабазы простираения $10-50^\circ$, падение юго-восточное, угол $50-70^\circ$, реже простираения северо-западные, падение северо-восточное, угол $50-80^\circ$ — внутрирудные (позднерудные); 2) пироксеновые и пироксен-плаггиоклазовые диабазовые порфириды простираения $40-60^\circ$, падение северо-западное, угол $75-80^\circ$ — послерудные; 3) плаггиоклазовые порфириды простираения $280-290^\circ$, падение юго-западное, угол $40-50^\circ$ — послерудные; 4) габбро-диабазы простираения $335-310^\circ$, падение юго-западное, угол $60-85^\circ$ — послерудные.

Таблица 15

Состав пород эффузивного риолитового купола Сибайского месторождения и количество железа, вынесенного в процессе автотоморфизма

| Состав | | 1 | 2 | 3 |
|--|--------------------------------------|--------|-------|--------|
| Окислы, мас. % | SiO ₂ | 74,53 | 62,26 | — |
| | FeO + Fe ₂ O ₃ | 2,61 | 5,86 | — |
| | MgO | 1,07 | 2,41 | — |
| | CaO | 0,57 | 0,78 | — |
| | Na ₂ O | 5,25 | 4,34 | — |
| | K ₂ O | 1,36 | 3,73 | — |
| Степень окисленности железа (Fe ₂ O ₃ · 100/Fe ₂ O ₃ + FeO) | | 25,7 | 19,4 | — |
| Дефицит Fe в риолитовых порфирах и содержание его в автотомасоматитах и рудах, г/см ³ | | 0,07 | 0,13 | 1,40 |
| Объемный вес, г/см ³ | | 2,70 | 2,75 | 4,20 |
| Объем тел (в усл. ед.) | | 2,63 | 0,13 | 0,095 |
| Общее количество железа, вынесенного из риолитовых порфиров и содержащегося в автотомасоматитах и рудах (в усл. ед.) | | 1842,4 | 171,6 | 1330,0 |

Примечание. 1 — кварцевый риолитовый порфир массивный; 2 — автотоморфизованные магматогенные брекчии и флюидально-обломочные породы (химический состав по данным А.С. Бобохова [16]); 3 — колчеданные руды.

Теснейшая морфоструктурная и возрастная связи ранней пиритизации с вмещающими породами объясняются процессами автотоморфизма в кислых субмаринных куполах. Эти процессы, протекавшие, как было показано ранее [256], в позднемагматическую и собственно автотомасоматическую стадии, заключались в миграции железа и калия и параллельном усилении восстановительных условий в направлении к осевой и апикальной зонам эффузивного купола, что следует из сравнения массивных и флюидально-обломочных разновидностей кварцевых порфиров, соответственно размещенных в эффузивном куполе.

Как видно из табл. 15, магматогенные брекчии, флюидально-обломочные и другие кластогенные автотоморфизованные разности кварцевых порфиров, занимающие осевую и апикальную зоны риолитового купола, значительно обогащены железом, главным образом связанным в форме хлорита, который формировался в восстановительной обстановке, тогда как в массивных кварцевых порфирах широко развит гематит, образовавшийся при более высоком потенциале кислорода. Такая картина размещения продуктов автотомасоматоза в рудоносном куполе была установлена нами на основании картирования уступов Сибайского карьера [258]. При условии поступления серы из глубинных (или иных) источников в зоне интенсивного автотомасоматоза, характеризующейся восстановитель-

ной обстановкой и избытком железа, неизбежно должно происходить пиритообразование, что имело место, по мнению автора, на Сибее.

Подсчеты показывают, что вынос железа из риолитового купола, рассчитанный на основании различий в содержании этого элемента в неизмененных кварцевых порфирах и автометасоматитах, может обеспечить полностью объем железа, необходимый для образования сульфидных залежей Сибая (см. табл. 15). Это подтверждает высокую вероятность предлагаемой автометасоматической модели формирования ранней пиритизации.

ГЛАВА 7

МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТОЗ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

В рассмотренных рудных районах были проведены специальные работы по изучению метаморфизма и метасоматоза [69–71, 120, 122, 123, 182, 183, 217, 220, 221]. Они позволили разработать схему фаций и ступеней регионального метаморфизма вулканогенных формаций и его соотношений с проявлениями контактового, локального околорудного метасоматоза и динамометаморфизма. Различия в точках зрения исследователей по вопросам типизации метаморфических проявлений показаны в табл. 16. Наиболее существенными представляются разработки: 1) установление доскладчатого возраста зеленокаменных переорождений, близкоодновременных с накоплением вулканогенных комплексов [85], и сопряженности во времени и пространстве околорудного метасоматоза с определенной степенью регионального метаморфизма [217]; 2) выделение различных типов площадных изменений, в частности установление важной роли автометаморфизма [71, 123]; 3) выяснение принадлежности изменений хлорит-эпидотовой ступени к локальным проявлениям пропилитизации, а не к региональному метаморфизму [98, 120, 252]; 4) установление неоднородности формирования метасоматических ореолов колчеданных месторождений [120, 122].

Нами изучение метаморфизма проводилось на основании просмотра прозрачных шлифов с выделением главных, реликтовых и наложенных парагенезисов вторичных минералов. Различались следующие типы парагенезисов: 1) автометаморфические (по структурно-возрастному подразделению это главным образом реликтовые парагенезисы); 2) автометасоматические, также характеризующиеся приуроченностью к определенным геологическим телам и их текстурным элементам и лишь в некоторой степени обусловленные составом магматического расплава (ассоциации раскристаллизации стекол и парагенезисы цемента туфов, среди которых широко распространены наложенные парагенезисы); 3) метасоматические, не зависящие от строения конкретных палеовулканических фаций и лишь частично зависящие от состава исходной породы (представлены наложенными парагенезисами); 4) метаморфические, имеющие площадное развитие и обусловленные исходным составом породы (представлены главными парагенезисами).

Типизация метаморфических и метасоматических проявлений в колче-

даноносных структурах нами рассмотрена на примере Бурибайского рудного района, где автором составлены детальные карты метаморфизма Петропавловского и Мамбетовского рудных полей и разрезы метасоматической зональности Юбилейного и Мамбетовского месторождений. На основании этих материалов, данных упомянутых в табл. 16 исследователей, а также изучения месторождений в других рудных районах, сведения о которых частично приведены выше или опубликованы ранее [101], нами составлена схема типизации проявлений метаморфизма и метасоматоза (табл. 17).

Метаморфизм и метасоматоз вулканогенных пород областей развития контрастной субформации удобно рассмотреть на примере Петропавловского рудного поля, где проявилась высокая степень зеленокаменной фации региональных метаморфических изменений. Другая особенность рудного поля – это залегание рудных тел в верхней части толщи основных пород.

Региональный метаморфизм на Петропавловском рудном поле проявился в зеленокаменной и пренит-пумпеллиитовой фациях, охватывающих отложения базальт-риолитовой и андезит-базальтовой формаций. Перекрывающие породы зилаирской свиты претерпели постдиагенетические преобразования фации метагенеза и катагенеза (рис. 49).

Эпидот-актинолитовая степень зеленокаменной фации затрагивает наиболее глубокие стратиграфические горизонты рудного поля, главным образом первую ($b-br_1$), частично вторую и третью ($b-br_2$, $b-br_3$) толщи контрастной субформации. Наиболее распространенный парагенезис (см. табл. 17) – альбит-хлорит-эпидот-актинолит. Хлориты этого парагенезиса относятся к пеннину.

Хлорит-пумпеллиитовая степень пренит-пумпеллиитовой фации охватывает породы четвертой толщи баймак-бурибаевской свиты ($b-br_4$) и ирендикскую (ir) свиту. За пределами рудоносного блока хлорит-пумпеллиитовые изменения прослеживаются и в более низких стратиграфических горизонтах ($b-br_3$ и $b-br_2$), сменяя вверх по разрезу изменения эпидот-актинолитовой степени. Наиболее распространенными парагенезисами являются альбит-хлорит-пумпеллиитовый и хлорит-пумпеллиитовый, в которых хлориты представлены рипидолитом, реже пеннинном.

Пропилитизация относится к локальным аутометаморфическим и метасоматическим изменениям определенного комплекса пород – спилитовидных базальтов, спилитов, вариолитов и гиалокластитов, исходные расплавы которых были относительно богаты летучими компонентами. Об этом свидетельствует локальное проявление соответствующих изменений на Петропавловском рудном поле (см. рис. 49) и в других районах Южного Урала, как было выяснено для Бурибайского месторождения А.И. Кривцовым [120], а затем для более широких площадей – Ш.Н. Кацем [98] и А.А. Захаровой [70, 71].

Пропилитизацией охвачены преимущественно породы спилит-вариолитовой ($b-br_2$) и частично контрастной ($b-br_3$) толщ. В центральном и южном блоках рудного поля пропилиты распространяются к западу и на глубину, вытесняя зону эпидот-актинолитовой степени. В ореоле пропилитизации различаются внешняя (существенно метаморфическая) и внутренняя (метасоматическая) зоны. В последней (снизу вверх) выделяются подзоны эпидот-хлорит-кварцевых, хлорит-кварцевых и существенно хлоритовых метасоматитов. Во внешней зоне пропилитизации наиболее

Таблица 16

Типизация метаморфических проявлений и схемы их фациального расчленения по данным разных авторов

| Типы, фации и ступени | В.М. Нечухин, [182, 183] | В.А. Прокин, А.А. Захарова [220], В.А. Прокин, А.К. Тимергазина [221], В.А. Прокин [217] | Ш.Н. Кац [98] | А.А. Захарова [71] | А.И. Кривцов [120, 122, 123] |
|--------------------------------|---|---|--|--|--|
| Тип доорогенных преобразований | <ol style="list-style-type: none"> 1. Региональный зеленокаменный метаморфизм 2. Контактный метаморфизм 3. Околорудный метаморфизм | <ol style="list-style-type: none"> 1. Региональный метаморфизм 2. Регионально-контактный метаморфизм 3. Околотрещинный метасоматоз 4. Околорудный метасоматоз | <ol style="list-style-type: none"> 1. Региональный зеленокаменный метаморфизм 2. Околорудные гидротермально-метасоматические изменения | <ol style="list-style-type: none"> 1. Поствулканические изменения: <ol style="list-style-type: none"> а) кварц-хлоритовая, б) кальцит-хлоритовая, в) хлорит-гидро-слюдистая минеральные фации 2. Площадной зеленокаменный метаморфизм 3. Постмагматические и приконтактные изменения, связанные с внедрением интрузивных и субвулканических тел | <ol style="list-style-type: none"> 1. Изменения, синхронные с накоплением вулканогенных толщ: <ol style="list-style-type: none"> а) зеленокаменные, б) краснокаменные, в) гидратация стекол, г) комплексные преобразования в туфах 2. Контактный метаморфизм в связи с синвулканическими интрузиями 3. Гидротермально-метасоматические преобразования 4. Региональный метаморфизм погружения |

Фация и ступень регионального метаморфизма

1. Зеленых сланцев: а) актинолит-эпидотовая, б) хлорит-эпидотовая
2. Пумпеллиит-пренитовая: а) пумпеллиит-хлоритовая, б) пумпеллиит-кварцевая, в) пренитовая, г) кальцит-серицитовая

1. Зеленокаменная: а) хлорит-актинолитовая, б) хлорит-эпидотовая
2. Пренит-пумпеллиитовая
3. Катагенеза и метагенеза
3а. Цеолитовая [217]

1. Актинолит-эпидотовая
2. Пумпеллиит-пренитовая: а) актинолит-пумпеллиитовая, б) пумпеллиитовая, в) прениитовая

1. Хлорит-актинолитовая
2. Пренит-пумпеллиитовая

Пумпеллиит-прениитовая

Фация (или зона) околорудного метасоматоза

Метасоматитов:
1) серицит-кварцевая,
2) кварц-хлоритовая,
3) серицит-карбонат-кварцевая, 4) серицит-хлорит-кварцевая
Частично измененных пород (баритизация, серицитизация, гематитизация, эпидотизация)

Внешней части ореола:
1) хлорит-эпидотовая, 2) серицит-пумпеллиитовая, 3) серицитизированных пород
Внутренней части ореола:
1) хлорит-серицит-кварцевая, 2) хлорит-кварцевая, 3) серицит-кварцевая

I. Пропилитов:
1) хлоритовая, 2) кварц-хлоритовая, 3) кварц-хлорит-альбитовая, 4) кварц-карбонат-хлорит-альбитовая, 5) кварц-карбонат-эпидот-хлорит-альбитовая
II. Продуктов гипогенного выщелачивания:
1) кварц-серицитовая, 2) кварц-серицит-хлоритовая, 3) кварц-серицит-хлорит-альбитовая, 4) кварц-хлорит-альбитовая, 5) кварц-карбонат-хлорит-альбитовая

Особенности метаморфизма и метасоматоза рудовмещающих вулканогенных толщ (на примере Бурибайского рудного района)

| Тип метаморфизма и метасоматоза | | Фашия | Степень (субфашия) | | |
|---------------------------------|---------------------------------------|--|---|--|--------------------------------|
| Региональный метаморфизм | Метагенеза, катагенеза | | Неизмененное глинистое вещество и гидрослюдисто-хлоритовая нерасчлененные | | |
| | | | Пренит-пумпеллиитовая | Пумпеллиит-пренитовая | |
| | | | | Хлорит-пумпеллиитовая | |
| | | | Зеленокаменная | Хлорит-эпидот-пумпеллиитовая | |
| | | | | Эпидот-актинолитовая | |
| | Локальный метаморфизм и метасоматоз | Автоморфизм и метасоматоз базальтовых построек | Частично измененных пород (с альбитом) | Хлорит-эпидотовая | |
| | | | | Метасоматитов (без альбита) | Эпидот-хлорит-кварцевая |
| | | | | | Хлорит-кварцевая |
| | | Пропилитизация | Автоморфизм и метасоматоз дифференцированных построек | Частично измененных пород (с альбитом) | Эпидот-хлорит-кварц-альбитовая |
| | | | | | Метасоматитов (без альбита) |
| Эпидот-хлорит-кварцевая | | | | | |
| Хлорит-кварцевая | | | | | |
| Околорудный метасоматоз | Метасоматитов (без альбита и эпидота) | Хлорит-серицит-кварцевая | | | |
| | | Серицит-кварцевая | | | |

Главные минеральные парагенезисы (в порядке степени распространения)

| |
|---|
| Хлорит-глинистое вещество; хлорит-карбонат; хлорит-гидрослюды; халцедон-карбонат-глинистое вещество; эпидот-карбонат; глинистое вещество-карбонат; пренит-карбонат-кремнисто-глинистое вещество |
| Хлорит-пумпеллиит-пренит; хлорит-пумпеллиит-пренит-кварц; хлорит-серицит-пумпеллиит-пренит; карбонат-эпидот; карбонат-хлорит-эпидот-пумпеллиит; пумпеллиит-пренит-серицит-кварц-карбонат; пумпеллиит-хлорит-цеолит |
| Хлорит-пумпеллиит; гидрослюда-пумпеллиит; альбит-хлорит-пумпеллиит; хлорит-кварц-пумпеллиит; кварц-пумпеллиит; гематит-хлорит-пумпеллиит-кварц; хлорит-пумпеллиит-карбонат |
| Кварц-хлорит-пумпеллиит-эпидот; альбит-хлорит-пумпеллиит; кварц-пумпеллиит-эпидот; альбит-кварц-пумпеллиит; эпидот-пумпеллиит; эпидот-хлорит-пумпеллиит; эпидот-гидрослюды; соссюрит-хлорит-пумпеллиит |
| Альбит-хлорит-эпидот-актинолит; хлорит-эпидот-актинолит; хлорит-актинолит; альбит-актинолит-кварц; альбит-хлорит-эпидот |
| Альбит-хлорит-эпидот; хлорит-альбит; эпидот-альбит; альбит-хлорит-карбонат; хлорит-лейкоксен |
| Хлорит-кварц, эпидот-кварц, эпидот-хлорит, хлорит-кварц-пирит |
| Хлорит-кварц, хлорит-кварц-пирит |
| Эпидот-серицит-хлорит-кварц-альбит; хлорит-эпидот-кварц-гидрослюды-серицит; альбит-хлорит-эпидот-кварц-серицит; альбит-кварц-серицит-эпидот-сфен; альбит-хлорит-эпидот-кварц-карбонат; кварц-серицит-эпидот-цоизит |
| Хлорит-серицит-кварц-эпидот; кварц-серицит-эпидот-сфен; кварц-хлорит-серицит-цоизит; кварц-серицит-эпидот-цоизит; гидрослюды-хлорит-эпидот-кварц; хлорит-гидрослюды-серицит-эпидот; кварц-хлорит-серицит-цоизит; кварц-гидрослюды-серицит-эпидот-хлорит |
| Эпидот-хлорит-кварц; хлорит-кварц |
| Хлорит-кварц-сульфиды |
| Хлорит-серицит-кварц; хлорит-кварц; хлорит-серицит-сфен; серицит-хлорит-кварц-сульфиды |
| Серицит-кварц |

широко распространен альбит-хлорит-эпидотовый парагенезис, в котором эпидот образует скрытокристаллические и тонкозернистые ("землистые") агрегаты, находящиеся в тесных сростаниях с хлоритом.

Хлориты внешней зоны пропилитизации представлены двумя разновидностями: бледноокрашенным пеннином и наложенным на него буровато-зеленым прохлоритом, сравнительно более железистым и имеющим более высокий показатель преломления. В верхних частях внешней зоны пропилитов местами эпидот отсутствует и распространен альбит-хлоритовый парагенезис.

Внутренняя зона пропилитов, за исключением ее верхней части, формировалась в условиях той же хлорит-эпидотовой ступени, но отличается от внешней зоны более интенсивным проявлением процессов метасоматоза, что повлияло на формы выделения и состав метаморфических минералов. Главные парагенезисы — кварц-хлоритовый и кварц-эпидотовый — являются метасоматическими.

Верхняя часть ореола метасоматитов, связанных с пропилитизацией базальтовой постройки (верхняя подзона внутренней зоны пропилитов), представлена хлорит-кварцевыми, кварц-хлоритовыми и существенно хлоритовыми метасоматитами. Как видно на серии разрезов (рис. 50), эти метасоматиты расположены в апикальных частях базальтово-гиалокластитовых куполов. В составе этих метасоматитов преобладают сравнительно высокожелезистые прохлориты, по которым часто развиты замещающие их бесцветные (более магнезиальные) клинохлоры.

В целом на Юбилейном месторождении устанавливается следующая асимметричная зональность метасоматических продуктов (от флангов к центру ореола и снизу вверх): внешняя зона пропилитов, внутренняя зона пропилитов (эпидот-хлорит-кварцевые метасоматиты), верхняя подзона внутренней зоны пропилитов (кварц-хлоритовые метасоматиты), колчеданные руды. В некоторых сечениях ореола проявляется более полная асимметричная колонка за счет того, что в верхней подзоне внутренней зоны выделяются кварц-хлоритовые и существенно хлоритовые метасоматиты, расположенные под рудными телами (см. рис. 50, б).

Автоматоматические процессы проявились в верхних эндоконтактах экструзивных тел кварцевых риолито-дацитовых порфиров и были связаны с формированием магматогенных брекчий (см. рис. 40, в). Для них характерны: 1) интенсивные кварц-хлорит-серицитовые и кварц-эпидотовые изменения большей части обломков и цемента брекчий; 2) крайняя неоднородность изменений, выраженная в том, что некоторые обломки неизмененных пород или свежих кристаллов альбита погружены в метасоматический цемент, тогда как другие обломки превращены в метасоматиты различного состава, или свежие фенокристаллы плагиоклаза находятся в метасоматической основной массе породы; 3) стекловатые структуры и флюидальные текстуры в обломках ювенильных пород, веретенообразные их формы, линзовидно-флюидальные и пузыристые текстуры цемента. Автоматоматическая природа этих образований доказывается ясной приуроченностью их к апикальным зонам экструзивных тел. Кроме того, наблюдались пересечения автоматоматических брекчий жилками свежих кварцевых порфиров центральных частей экструзий.

Околорудный метасоматоз, представленный серицит-кварцевыми и

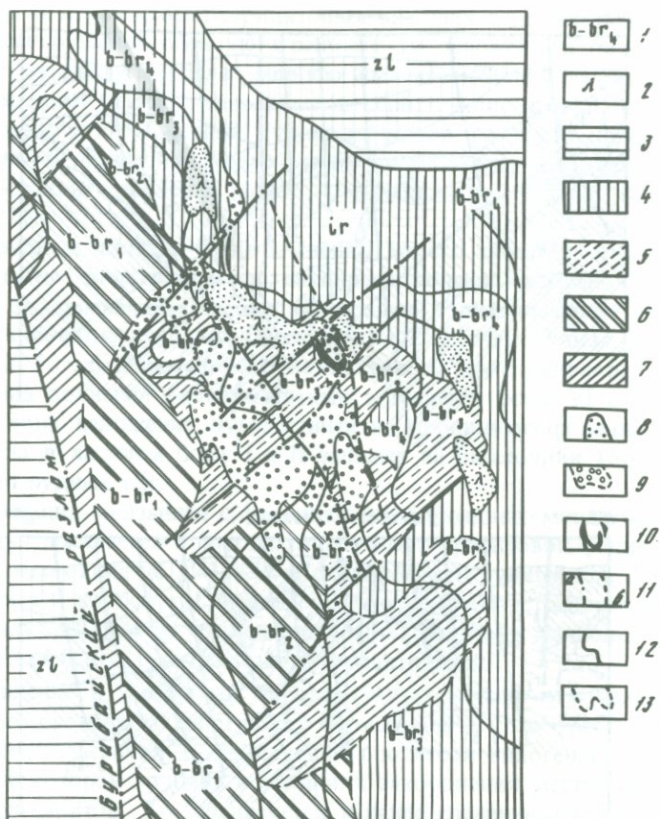


Рис. 49. Карта метаморфизма Петропавловского рудного поля

1 — индексы свит: *zl* — зилаирская ($D_3 \text{ fm} - C_1 t_1$), *ir* — ирендыкская ($D_1 - D_2 \text{ ef}$), *b-br₁₋₄* — баймак-бурибаевская ($S_2 - D_1$) с подразделением на толщи (состав толщ см. на рис. 39); 2 — кислые субвулканические тела; 3–6 — фации и ступени регионально-го и локального метаморфизма: 3 — метазенеза и катагенеза, 4 — хлорит-пумпелли-товая, 5 — хлорит-эпидотовых пропилитов, 6 — эпидот-актинолитовая; 7 — прираз-ломные кварц-хлорит-эпидот-актинолитовые изменения; 8 — автометасоматиты; 9 — метасоматиты (нерасчлененные хлорит-серицит-кварцевые, серицит-кварцевые и хлорит-кварцевые); 10 — колчеданные руды (Юбилейное месторождение); 11 — раз-ломы, выходящие на палеозойскую поверхность (а) и перекрытые (б); 12–13 — границы стратиграфических подразделений и субвулканических тел (12), метамор-фических фаций (13)

хлорит-серицит-кварцевыми породами, проявился в поперечном структур-ном блоке, в котором залегает Юбилейное месторождение (см. рис. 49). Он контролировался теми же элементами синвулканической структуры, что и проявления пропилитизации. Совмещение в пространстве продуктов двух разновозрастных, хотя и сближенных во времени, стадий метасомато-за, привело к образованию сложного грибообразного ореола месторожде-ния (см. рис. 50).

Метасоматиты стадии гипогенного кислотного выщелачивания характе-ризуются наличием серицита и бесцветного хлорита—клинохлора, отлагав-шегося во внешних зонах локальных метасоматических колонок. Часто

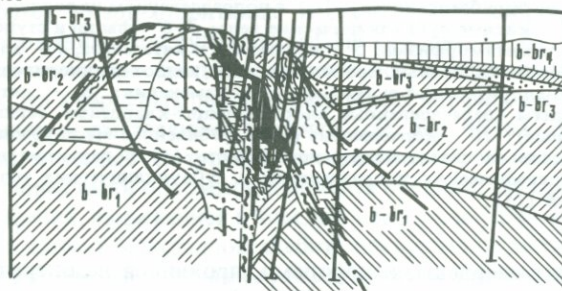
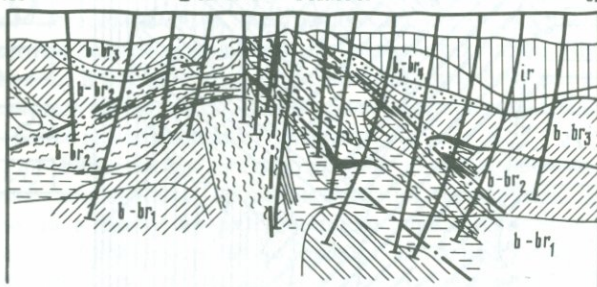
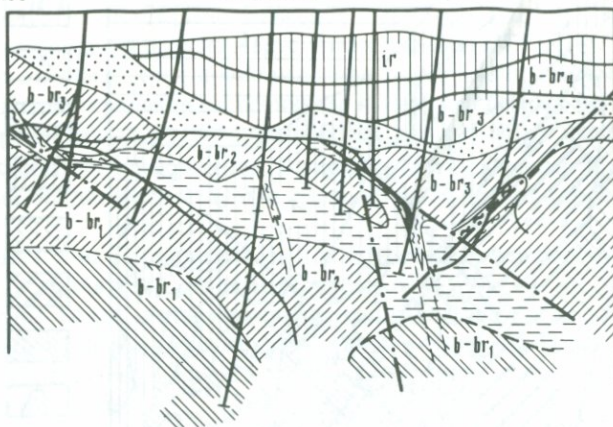


Рис. 50. Метаморфическая и метасоматическая зональность в поперечных разрезах Юбилейного месторождения по профилям 100 (а), 115 (б) и 120 (в)

1-4 - метасоматиты: 1 - хлоритовые, 2 - хлорит-кварцевые, 3 - серицит-хлорит-кварцевые, 4 - серицит-кварцевые; остальные условные обозначения те же, что и на рис. 49

эти колонки имеют симметричное строение и состоят из кварц-серицитовой внутренней и кварц-хлорит-серицитовых внешних зон. Они развиты вдоль разрывных нарушений, образуют в районе I—III залежей два этажа и в целом отчетливо наложены на более раннюю асимметричную зональность ореола пропилитизации. Серицит-кварцевые и серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты трассируют Главный рудоподводящий разлом в лежащем боку рудных тел. В последнее время среди метасоматитов установлена зона каолинит-серицит-кварцевых пород, сменяющих по падению руды шестой залежи [22].

В надрудных толщах месторождения на его флангах ореол поздних метасоматитов сопровождается внешними зонами частичных изменений пород — окварцеванием, пумпеллиитизацией, эпидотизацией, гематитизацией и карбонатизацией, серицитизацией [252, 300]. Узкая зона (мощностью 20—50 м) интенсивного окварцевания прослеживается непосредственно над полными метасоматитами в всياчем боку VI и IV рудных залежей. Зона наложения пумпеллита на пропилитизированные породы установлена в всياчем боку I и II залежей на расстоянии 150—320 м по нормали от рудных тел.

Эпидотизация, связанная с формированием позднего метасоматического ореола, прослеживается в породах пумпеллиит-пренитовой фации метаморфизма на расстояние до 350—450 м по нормали от рудных тел. Зоны развития гематита и карбоната, иногда совпадающие в пространстве, находятся в интервале 20—200 м от границы метасоматитов. Наиболее широкой (до 500 м на флангах) является зона серицитизации.

Установление в надрудных породах зон частичных изменений, связанных с формированием гипогенного метасоматического ореола месторождения, свидетельствуют о проявлении процессов гипогенного выщелачивания на некоторой глубине в условиях захоронения месторождения под толщей вулканитов. Это согласуется с ранее сделанным выводом о длительном, двустадийном образовании месторождения.

Строение позднего метасоматического ореола не отличается от строения других колчеданных месторождений, детально рассмотренных для Южного Урала В.А. Прокиным [217] и в более общем виде — В.П. Люгиновым [143], Д.В. Рундквистом и И.А. Неженским [237]. Как показали эти исследователи, формирование таких ореолов хорошо объясняется теорией метасоматической зональности Д.С. Коржинского [107].

Особенность Юбилейного месторождения — сравнительно слабое развитие зон гипогенного выщелачивания и связанных с ним кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов. Эти процессы, обычно преобладающие на других колчеданных месторождениях, на Юбилейном месторождении не "затушевали" более ранней зональности. В наиболее полном виде зональность ранней стадии сохранилась в районе IV рудной залежи, имеющей медноколчеданный состав и образовавшейся, как было показано выше, гидротермально-осадочным путем. Здесь продукты гипогенного выщелачивания развиты лишь в узких зонах рудоподводящих каналов (см. рис. 50, а). В районе I—III залежей проявление стадии кислотного выщелачивания было значительно более интенсивным (см. рис. 50, б). В соответствии с этим находится метасоматическое происхождение II рудной залежи и ее более сложный медно-цинковоколчеданный состав.

Интересно, что на Бурибайском месторождении, занимающем сходную геологическую позицию, ранее А.И. Кривцовым [120] была установлена очень близкая к рассмотренной двустадийная схема образования метасоматического ореола (см. табл. 16). Пожалуй, еще более отчетливо выражены проявления ранней стадии метасоматоза на Осеннем и Летнем месторождениях, на которых в лежащем боку рудных тел установлены зоны хлоритолитов, а на флангах и в подрудной части — хлорит-альбит-эпидотовых пород при незначительном развитии или отсутствии зон выщелачивания [92, 212]. По-видимому, интенсивное проявление ранней стадии метасоматоза, продукты которой представлены пропилитами и хлоритолитами, вообще характерно для месторождений "кипрского" типа [102, 360, 362]. Формирование подрудных хлоритолитов, по мнению А.Г. Злотника-Хоткевича [74, 75], начинается значительно раньше, еще в процессе палагонитизации гиалокластитов.

Таким образом, в ранний период развития рудно-магматических систем в верхних зонах магматических колонн происходило накопление железа, главным образом в форме магнезиально-железистых хлоритов. Этот период в целом отвечает ранней щелочной стадии эволюции постмагматических растворов по Д.С. Коржинскому [106]. Пропилитизация начиналась как автометаморфический процесс в обогащенных летучими компонентами породах комплекса натриевых базальтов — гиалокластитов и продолжалась с усилением процессов щелочного метасоматоза. При условии поступления к поверхности глубинной серы в раннюю стадию возникла сингенетичная пиритизация, как это ранее было установлено на месторождениях Малого Кавказа П.Ф. Сопко [282], а позднее подтверждено в рудных районах Южного Урала — Бурибайском [252] и Учалинском [224]. На южноуральских месторождениях, в частности на Юбилейном месторождении, в раннюю стадию происходило образование вулканогенно-осадочных и метасоматических серноколчеданных руд. Дальнейшее усложнение состава колчеданных тел, их обогащение полезными компонентами было связано со следующей стадией кислотного выщелачивания.

Метаморфизм и метасоматоз вулканогенных пород областей развития непрерывных субформаций рассмотрим на примере Мамбетовского рудного поля, разрез которого снизу вверх представлен вулканитами непрерывной субформации базальт-риолитовой формации (S_2-D_1) и андезит-базальтовой формации (D_1-D_2ef), вулканомиктовыми породами улугтауской (D_2gv) и граувакковыми отложениями зилаирской ($D_3fm-C_1t_1$) свит. Выбор участка в качестве типового определяется сравнительно слабым проявлением в нем процессов кислотного выщелачивания, что дало возможность более детально изучить предшествовавшие ему изменения [255].

Региональный метаморфизм на Мамбетовском рудном поле проявился в зеленокаменной и пренит-пумпеллиитовой фациях по вулканогенным формациям и в постдиагенетических изменениях вулканогенно-осадочных и осадочных пород (рис. 51). Здесь очень отчетливо прослеживается стратификация его фаций и ступеней, закономерно понижающихся, за некоторыми исключениями, от древних к молодым отложениям.

Хлорит-эпидот-пумпеллиитовая ступень зеленокаменной фации вы-

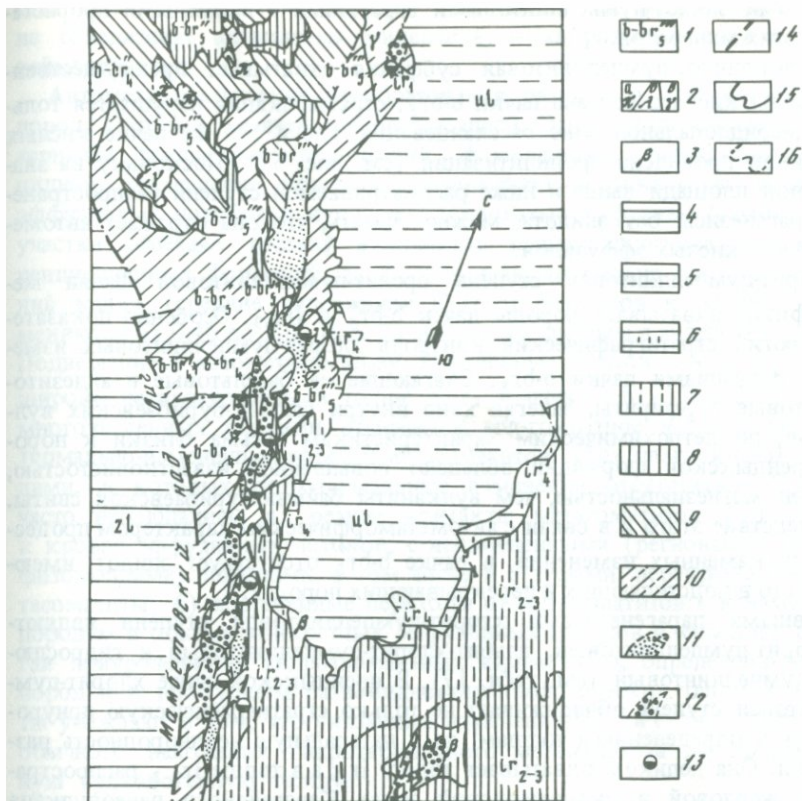


Рис. 51. Карта метаморфизма Мамбетовского участка

1 — индексы свит: zl — зилаирская (D_2 fm — C_1 t₁), ul — улутауская (D_2 gv), ir — ирендыкская (D_1 — D_2 ef) с подразделением на толщи, b-br — баймак-бурибаевская (S_2 — D_1) с подразделением на толщи и пачки; 2 — индексы кислых субвулканических и экструзивных тел: a — ранние дацитовые порфиры, коагматичные баймак-бурибаевской свите, б — поздние кварц-роговообманково-плагноклазовые дацитовые порфиры, в — поздние кварцевые мегафиры и крупнокварцевые риолито-дацитовые порфиры; 3 — индекс субвулканических тел основного состава ирендыкской свиты; 4–10 — фации и ступени регионального метаморфизма: 4 — метагенеза и катагенеза, 5–6 — то же (5 — с широким развитием хлорит-карбонатного и гидрослюдисто-карбонатного парагенезисов и с наложенной прениитизацией, 6 — с преимущественным развитием хлорит-карбонатного и гидрослюдисто-карбонатного парагенезисов), 7 — пумпеллиит-прениитовая, 8 — хлорит-пумпеллиитовая, 9 — хлорит-эпидот-пумпеллиитовая, 10 — хлорит-эпидотовая; 11 — автометасоматиты (нерасчлененные); 12 — метасоматиты (нерасчлененные хлорит-серицит-кварцевые и серицит-кварцевые); 13 — медноколчеданные рудопоявления; 14 — разломы; 15–16 — границы стратиграфических подразделений (15), метаморфических и метасоматических фаций (16)

деляется впервые. Основаниями для ее выделения служат экспериментально-теоретические данные А.А. Маракушева и Л.Д. Куршаковой [161], показавших на РТ диаграмме совместное поле устойчивости пумпеллиита и эпидота, и наблюдения в шифах, свидетельствующие о близкоодновременной кристаллизации этих минералов. Определяющие рассматриваемую ступень кварц-хлорит-пумпеллиит-эпидотовая, кварц-пумпеллиит-эпидотовая и эпидот-пумпеллиитовая ассоциации характеризуются со-

вместными эпидот-пумпеллиитовыми агрегатами с взаимными прорастаниями этих минералов.

Хлорит-эпидот-пумпеллиитовая субфация охватывает преимущественно породы кислого состава пачки $b-br_5''$, стратификация нарушается только в меридиональной зоне рассланцевания, где в той же пачке кислых эффузивов проявлена пропилитизация (см. рис. 51). Поскольку на значительной площади выше и ниже рассматриваемой ступени распространены парагенезисы без эпидота, можно считать, что она отражает автометаморфизм кислых эффузивов.

Хлорит-пумпеллиитовая ступень пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма охватывает породы пачек $b-br_5''$ и ir_{1-3} . Особенно показателен строгий стратиграфический контроль хлорит-пумпеллиитовых изменений эффузивами пачки $b-br_5''$. Слагающие ее базальтовые и андезитобазальтовые порфириды, залегающие явно внутри баймак-бурибаевских вулканитов, по петрохимическим характеристикам весьма близки к породам ирендыкской формации, обладают повышенной известковистостью, меньшей магнезиальностью, чем вулканиты баймак-бурибаевской свиты. Как следствие этого и в связи с автометаморфическим характером процесса зеленокаменных изменений, в пачке $b-br_5''$ отсутствует эпидот, имеющий место в подстилающих и перекрывающих породах.

Главными парагенезисами хлорит-пумпеллиитовой ступени являются хлорит-пумпеллиитовый, альбит-хлорит-пумпеллиитовый и гидрослюдисто-пумпеллиитовый (см. табл. 17). В ирендыкской свите хлорит-пумпеллиитовая ступень обнаруживает не только стратиграфическую приуроченность к определенным толщам, но и латеральную неоднородность размещения. Она целиком охватывает толщу ir_1 ; а в толще ir_{2-3} распространена в жерловой и околожерловой зонах Карагайского палеовулкана (см. рис. 51).

Пумпеллиит-пренитовая ступень регионального метаморфизма весьма широко распространена в ирендыкских отложениях и приурочена главным образом к пирокластическим фациям. Кроме того, метаморфизму этой ступени подвержены вулканические брекчии пачки $b-br_5''$. Принадлежность к рассматриваемой ступени определяют парагенезисы с пренитом и пумпеллиитом.

Особенности проявления низких ступеней метаморфизма и изменения субвулканических тел и даек рассмотрены нами ранее [255]. Они, в общем, свидетельствуют о регрессивном характере региональных преобразований и ведущей роли процессов автометаморфизма в преобразовании вулканогенных толщ.

Пропилитизация охватывает весь разрез базальт-риолитовой формации. Ее проявления в высокопроницаемой зоне субмеридионального разлома ограничены поверхностью баймак-бурибаевской свиты, а на остальной площади контролируются стратиграфическими подразделениями $b-br_{3-4}$ и $b-b_5$ (см. рис. 51), представленными комплексом стекловатых эффузивов дифференцированного состава [255, 256]. Стратиграфический и структурный контроль еще раз подчеркивают локальный характер рассматриваемых изменений. Кроме распространенного в пропилитах хлорит-эпидотового парагенезиса, представленного пеннинном и криптокри-

сталлическим эпидотом, нередко встречаются минеральные ассоциации, не содержащие кальциевых минералов, — хлорит-альбитовая и хлорит-лейкоксовая.

Автометасоматические преобразования развиты в том же комплексе пород, который охвачен пропилитизацией. Эти породы обладают характерными текстурами: перлитовой, флюидалной, флюидално-брекчиевидной, размещение которых подчеркивает вертикальную зональность эффузивных потоков и куполов. Стекловатые эффузивы Мамбетовского участка отвечают составу вулканитов раннегеосинклинальных дифференцированных формаций, за исключением аномально высоких содержания калия (средние содержания K_2O от базальтов к риолито-дацитам меняются от 0,46 до 2,07 мас. %) и P_2O_5 (в среднем в андезитах — 0,35%). Подвергшиеся автометасоматозу эффузивные потоки и купола особенно широко распространены в толще b-br₄ и пачке b-br₅'. Здесь по данным многочисленных скважин отмечается многократное чередование гидротермально-измененных пород и метасоматитов. (без плагиоклаза) с породами, в которых гидротермальные изменения отсутствуют. При этом часто наблюдались: а) резкие контакты метасоматитов, приуроченных к кровле эффузивных потоков, с неизменными (регионально метаморфизованными) породами, в том числе и с туфами, перекрывающими метасоматиты; б) постепенные переходы от метасоматитов к неизменным породам в объеме конкретных эффузивных потоков и куполов; в) строгая приуроченность гидротермальных изменений к определенным типам пород или текстурным разновидностям геологических тел. Все эти факты убеждают в том, что указанные изменения не могут быть результатом обычного наложения гидротермального метасоматоза на сформированную вулканогенную толщу.

Детально состав, типы и зональность эффузивных потоков и куполов рассмотрены автором ранее [255, 256]. Обобщенная колонка эффузивного потока, подвергшегося автометасоматозу, выглядит следующим образом (снизу вверх).

1. Массивные и брекчиевидные андезито-дацитовые микропорфириды, содержащие хлорит-эпидот-гематитовый, хлорит-альбит-эпидот-гематитовый, хлорит-гематитовый метаморфические парагенезисы. Встречаются сфен, пумпеллиит, метасоматический тонкозернистый кварц. Плагиоклаз деанортитизирован с появлением ассоциации альбит-эпидот, реже альбит-пумпеллиит.

2. Массивные дацитовые микропорфириды, преобладает хлорит-эпидотовый и встречается хлорит-альбит-эпидотовый парагенезисы. Плагиоклазы деанортитизированы с развитием ассоциации альбит-эпидот.

3. Флюидалные, флюидално-обломочные и перлитовидные дацитовые и андезито-дацитовые стекловатые эффузивы, основная масса которых замещена эпидот-серицит-хлорит-кварц-альбитовым и эпидот-гидрослюдисто-хлорит-кварц-альбитовым минеральными парагенезисами. Типичны соотношения метасоматическая основная масса — "чистый" альбит вкрапленников. Обычны чередования флюидалных лент преобладающего серицит-кварцевого и эпидот-хлоритового состава. Иногда встречается калиевый полевой шпат, характерен мозаичный кварц.

4. Перлитовидные и брекчиевидные эпидот-серицит-хлорит-кварце-

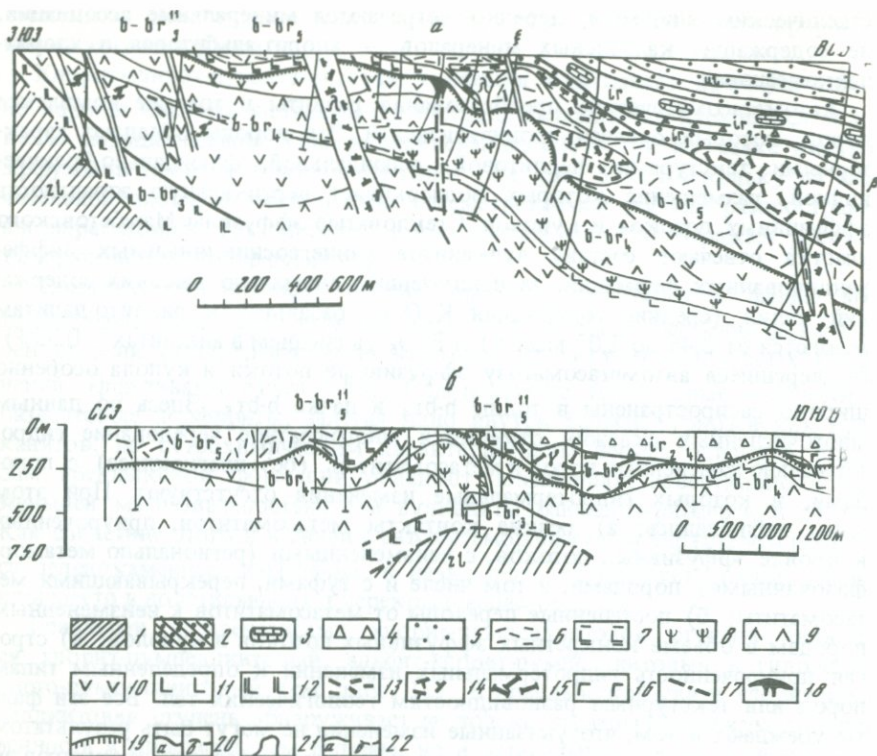


Рис. 52. Эффузивные купола Мамбетовского участка, геологические разрезы (а – поперечный, б – продольный)

1 – зилайская свита (zl, D₃ fm–C₁ t₁): граувакковые песчаники; 2 – улутауская свита (ul, D₂ gv): вулканогенные флишoids; 3–5 – ирендыкская свита (D₁–D₂ ef), терригенно-тефроидные породы с обломками и линзами известняков (ir₆), 4 – туфы туфовые брекчи, реже эффузивы андезито-базальтового состава (ir₂₋₄), 5 – туфы тефроиды с разнообразным (кислым и основным) составом обломков (ir₁); 6–12 баймак-бурибаевская свита (S₂–D₁): 6 – кислые эффузивы и туфы (b-br₅), 7 – туфовые брекчи и эффузивы базальт-андезито-базальтового состава (b-br₅), 8–11 – стекловатые эффузивы (b-br₄) (8 – риодацитовые, 9 – андезито-дацитовые, 10 – андезитовые, 11 – андезито-базальтовые), 12 – стекловатые эффузивы андезито-базальтового и базальтового состава (b-br₃); 13–15 – субвулканические и экструзивные породы, комагматичные базальт-риолитовой формации (π – ранней, λ – поздней группы), γ – связанные с непрерывной гибридной субформацией, ξ – поздние производной же субформации): 13 – плагиоклазовые и роговообманково-плагиоклазовые дацитовые порфириты, 14 – кварц-роговообманково-плагиоклазовые риодацитовые порфиры, 15 – кварцевые мегафиры; 16 – диабазы, комагматичные базальт-андезито-базальтовой формации (β); 17 – разломы; 18 – колчеданные залежи; 19–22 – границы: 19 – поверхности раннего метасоматоза и пиритизации, 20 – между свитами и толщами установленные (а) и предполагаемые (б), 21 – субвулканических и экструзивных тел, 22 – разновидностей пород внутри толщ установленные (а) и предполагаемые (б)

вые метасоматиты. Вкрапленники плагиоклаза замещены эпидотом, серицитом и кварцем. Часта пиритизация, иногда — интенсивная.

Характерные формы проявления автометасоматических минеральных ассоциаций — тонкочешуйчатые совместные агрегаты хлорита и серицита с их субпараллельной ориентировкой. Они содержат линзы тонкозернистого или мозаичного кварца и струйчатые выделения или цепочки криптозернистого эпидота. Такие агрегаты часто "обтекают" "плавающие" в них кристаллы альбита. Хлорит по оптическим свойствам отвечает магнизиально-железистому прохлориту.

Приведенная колонка идеализирована, реально некоторые зоны выпадают, иногда наблюдается симметричное развитие измененных пород выше и ниже массивного неизмененного ядра, а иногда весь поток или купол подвержен гидротермальным изменениям. Наиболее интенсивный автометасоматоз проявлен в крупных моногенных и полигенных эффузивных куполах, строение которых показано на рис. 52. В совокупности они образуют некоторую поверхность раннего метасоматоза с сингенетичной пиритизацией, прослеживающуюся на площади всего рудного поля (см. рис. 51).

Верхняя ее граница резкая, на глубину интенсивность изменений плавно уменьшается. Сингенетический характер рассмотренных изменений подтверждается в ряде случаев тем, что метасоматиты пересекаются прожилками, выполненными парагенезисами пумпеллит-пренитовой фации регионального метаморфизма и поздними дайками, метаморфизованными в пумпеллит-пренитовой фации (см. рис. 52).

Аналогичным образом размещена ранняя пиритизация, интенсивность которой растет вверх по разрезу и резко обрывается на границе раннего метасоматоза. Вблизи этой границы встречаются крутые прожилки вкрапленного и сплошного серного колчедана, контролируемые сланцеватостью, и стратиформные линзы серноколчеданных руд. Местами сингенетический характер пиритизации подтверждается наблюдениями над прослоями кластолав, в которых обломки дацитовых порфириров, лишенные сульфидов, соседствуют с интенсивно пиритизированными обломками, судя по структурным соотношениям попадавшими в породу уже будучи подвергнутыми тонкой пиритизации. Образование таких пород связано, по всей вероятности, с взламыванием пиритизированной корки эффузивных куполов и в некоторых случаях последующим перемывом лавокластического материала.

Проявления стадии кислотного выщелачивания контролировались меридиональной тектонической зоной (рис. 53, см. рис. 51). Метасоматиты развиты вдоль крутопадающих зон рассланцевания и в общем занимают секущее положение по отношению к продуктам автометасоматоза, давая в стороны от подводящего канала быстро выклинивающиеся согласные тела. В разрезе они образуют характерную грибовидную залежь, тогда как продукты раннего метасоматоза залегают в форме пластовых тел, большей частью совпадающих с определенными стратиграфическими горизонтами. Околорудные метасоматиты стадии кислотного выщелачивания в большинстве представлены серицит-кварцевыми и хлорит-серицит-кварцевыми породами, стык в которых бесцветный при одном никеле хлорит отвечает по оптическим данным клинохлору. Мономинеральные квар-

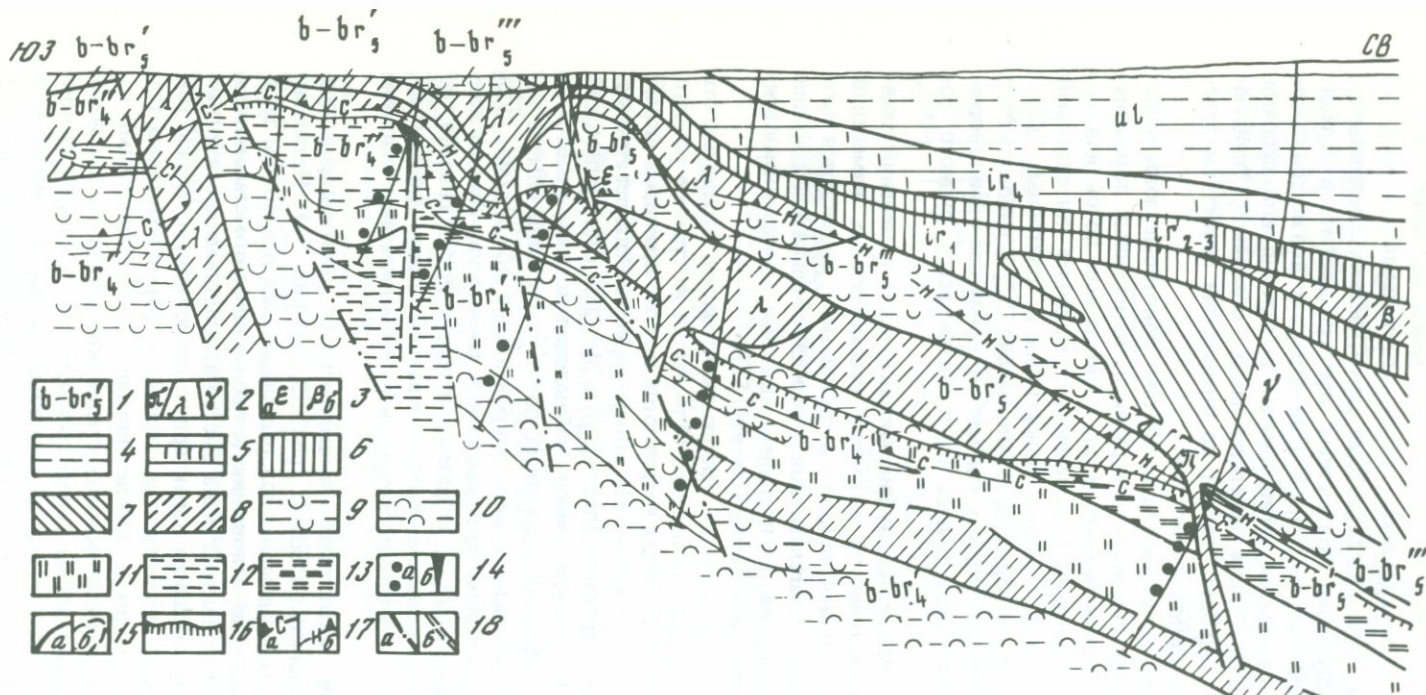


Рис. 53. Метаморфическая зональность Мамбетовского участка (разрез)

1-3 - индексы: 1 - стратиграфических подразделений (см. рис. 51 и текст), 2 - кислых субвулканических тел, коагматичных базальт-риолитовой формации (см. рис. 52), 3 - субвулканических тел, коагматичных андезито-базальтовой формации, кислого (а) и основного (б) состава; 4-8 - фации и ступени регионального метаморфизма: 4-5 - метагенеза и катагенеза (4 - с широким развитием хлорит-карбонатного и гидрослюдисто-карбонатного парагенезисов, 5 - с преимущественным развитием указанных парагенезисов), 6 - хлорит-пумпеллитовая, 7 - хлорит-эпидот-пумпеллитовая, 8 - хлорит-эпидотовая; 9-11 - продукты автometасоматоза: 9 - эпидот-хлорит-серицит-кварц-альбитовые породы (по стеклам кислого и среднего состава), 10 - эпидот-хлорит-кварцевые породы (по стеклам среднего и основного состава), 11 - эпидот-серицит-хлорит-кварцевые автometасоматиты (без альбита); 12-13 - продукты кислого выщелачивания (метасоматиты): 12 - хлорит-серицит-кварцевые, 13 - серицит-кварцевые; 14 - пиритизация (а) и колчеданные рудные тела (б); 15 - границы: стратиграфических подразделений и субвулканических тел (а), фаций метаморфизма и метасоматоза (б); 16 - границы поверхности раннего метасоматоза и пиритизации; 17 - изограды карбоната (а) и гематита (б); 18 - разломы (а) и зоны расщепления (б)

цевые породы, характерные для центральных зон кислотного выщелачивания в областях интенсивного его проявления, на Мамбетовском участке распространены незначительно. По основным породам местами на флангах ореола сформированы кварц-хлоритовые метасоматиты, отличающиеся от широко распространенных ранних метасоматитов магниальным составом хлоритов.

В целом в процессе околорудного метасоматоза из пород, подвергавшихся ранее автometасоматозу, происходил вынос железа и кальция, что выразилось в изменении состава хлоритов (от железисто-магниальных к магниальным) и исчезновении кальцийсодержащих минералов (главным образом минералов группы эпидота). Эти элементы отлагались во внешних зонах — в кровле — метасоматической колонны в форме карбоната и гематита. Сказанное иллюстрируется поведением границ распространения гематита и карбоната, особенно изограды карбоната, которая образует резкий подъем над центральной частью зоны локального околорудного метасоматоза (см. рис. 53). Закономерное положение зоны карбонатизации по отношению к ореолу околорудных метасоматитов свидетельствует о формировании ореола в условиях уже существовавшей твердой покрывки, т.е. о его эпигенетическом характере. В отличие от околорудных метасоматитов, породы, подвергшиеся автometасоматозу, нередко содержат карбонат.

Существуют значительные различия между околорудными метасоматитами и подвергнутыми автometасоматозу породами по содержанию цветных металлов. Статистическая обработка результатов спектральных анализов на элементы типоморфного комплекса показала значительную обогащенность цветными металлами продуктов гипогенного выщелачивания по сравнению с автometасоматитами (табл. 18).

Приведенный материал показывает, что образование Мамбетовских рудопроявлений и ореола метасоматитов было двухстадийным: сначала образовались ранние метасоматиты и пиритовые тела, а позднее — собственно метасоматиты и медно-цинковое оруденение, наложившееся на пиритовую основу.

Формирование раннего пирита в кровле эффузивных потоков и куполов на Мамбетовском участке, а также на Сибайском и Подольском месторождениях, как это будет показано нами далее, было обусловлено перераспределением компонентов и вариациями окислительно-восстановительных условий в объеме рассматриваемых тел при их автometасоматозе. Для большинства зональных потоков установлены увеличение степени окисленности железа сверху вниз, увеличение содержания кремнезема к центру и возрастание содержаний суммарного железа, иногда калия к кровле тел [256, 257]. Таким образом, при поступлении глубинной серы пирит в кровле тел закономерно образовывался при автometасоматозе в результате миграции железа и господства в апикальных частях тел восстановительной обстановки. Общая схема этого процесса на основании данных по Сибайскому, Подольскому и Мамбетовскому месторождениям изображена на рис. 54. В раннюю стадию метасоматоза в кислых эффузивно-экструзивных куполах формировалась асимметричная метасоматическая зональность (снизу вверх и от центра к флангам): I — неизменные (слабо серицитизированные) кислые породы, II — частично из-

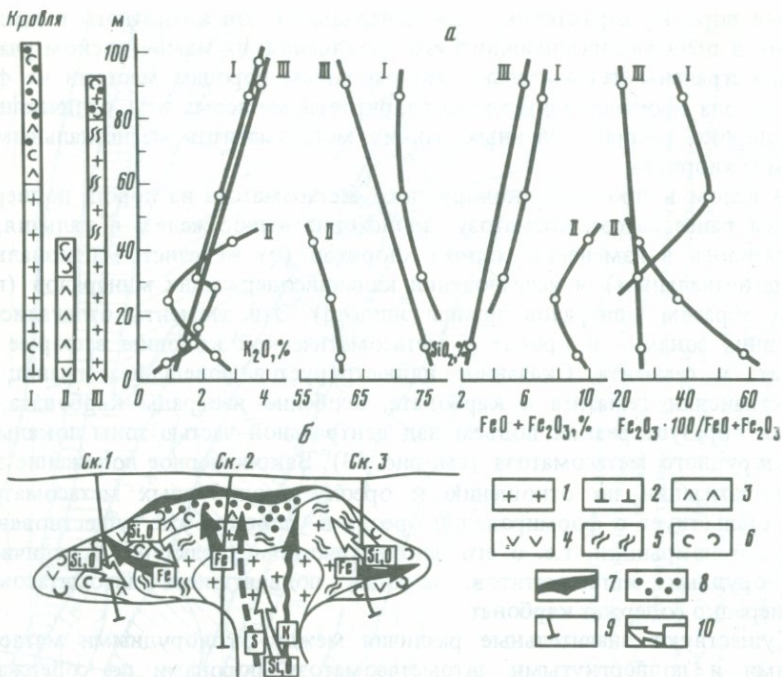


Рис. 54. Диаграммы вариаций химического состава и степени окисленности Fe эффузивно-экструзивных куполов Мамбетовского (I, II) и Сибайского (III) месторождений (а) и принципиальная схема дифференциации рудоносного эффузивно-экструзивного купола (б)

1-4 - первичный состав пород: 1 - риолитовый, 2 - дацитовый, 3 - андезито-дацитовый, 4 - андезитовый; 5-6 - текстуры: 5 - флюидальная, 6 - брекчиевидная и перлитовая; 7 - пирититы; 8 - вкрапленность пирита; 9 - условные скважины, дающие симметрично-зональные (скв. 1 и 3) и асимметрично-зональную (скв. 2) колонки; 10 - направление миграции элементов

мененные эпидот-хлорит-кварц-альбитовые породы, III - метасоматиты эпидот-хлорит-серицит-кварцевые, IV - метасоматиты эпидот-хлорит-кварцевые, V - кварц-хлоритовые метасоматиты и пирититы.

Подобная зональность (или ее реликты) прослеживается на многих колчеданных месторождениях Урала, залегающих в кровле эффузивно-экструзивных куполов. В качестве наиболее ярких примеров можно привести Ново-Шемурское месторождение на Северном Урале [136] и месторождение им. 50-летия Октября в Мугоджарах: на обоих месторождениях рудные тела подстилаются хлоритолитами и существенно хлоритовыми метасоматитами, возникшими по породам кровли экструзивных или экструзивно-эффузивных тел.

Таким образом, в околорудной зональности ранней стадии на месторождениях, приуроченных к вулканическим постройкам кислого состава, много общего с зональностью месторождений, залегающих в кровле толщ основного состава. И в одном и в другом варианте в результате пропили-тизации спилит-вариолит-гиалокластитовых построек или вследствие

Таблица 18

Оценка параметров распределения Cu, Zn, Pb и Ag в метасоматитах и автометасоматитах Мамбетовского участка

| Выборка | Элементы | $\bar{X}, n \cdot 10^{-3} \%$ | S^2 | A | E | Количество анализов | Среднее содержание в неизменных породах |
|------------------|----------|-------------------------------|--------|-------|-------|---------------------|---|
| Автометасоматиты | Медь | 13,698 | 35,051 | 22,36 | 4,42 | 63 | 7,0 |
| | Цинк | 11,337 | 13,089 | 30,62 | 1,65 | 63 | 7,6 |
| | Свинец | 2,168 | 12,771 | 51,71 | 1,61 | 63 | 0,7 |
| | Серебро | 0,014 | 0,017 | 3,00 | 0,00 | 63 | — |
| Метасоматиты | Медь | 49,568 | 81,765 | 0,45 | 13,44 | 37 | 7,0 |
| | Цинк | 30,135 | 45,544 | 7,53 | 7,49 | 37 | 7,6 |
| | Свинец | 10,497 | 37,272 | 16,53 | 6,21 | 37 | 0,7 |
| | Серебро | 0,854 | 4,925 | 30,26 | 0,81 | 37 | — |

Примечание. Спектральные анализы выполнены в лаборатории ИГ БФАН СССР, расчеты произведены в партии АСУ БТГУ, средние содержания элементов в неизменных породах даны по М.Ш. Бикову и др. (1973 г.).

процессов автометасоматоза кислых экструзивно-эффузивных куполов формировались асимметричные ореолы, внешние зоны которых были представлены хлоритовыми или кварц-хлоритовыми породами и пирититами. Эти внешние зоны располагались на уровне дна морского бассейна или вблизи него.

Строение и происхождение метасоматических ореолов стадии кислотного выщелачивания на месторождениях Урала достаточно хорошо известны из работ В.А. Прокина [217, 219], В.П. Логинова [143], М.И. Исмагилова [88] и других геологов. Рассматривались они ранее и нами [101, 300]. Как уже отмечалось, на месторождениях, пространственно связанных с постройками кислых вулканитов, обычно эти процессы превалируют и более ранняя зональность оказывается утраченной. На Сибайском месторождении нами установлено, что переход от ранней стадии метасоматоза к поздней и рудообразование осуществлялись в процессе интенсивных синвулканических деформаций. Аналогичная ситуация в последнее время выяснена и на Гайском месторождении, где образованию линзы "Стержневая" предшествовали интенсивные деформации вулканической постройки и крутой наклон ранее сформированных в близгоризонтальном положении рудных тел [28, 30]. Более или менее интенсивные синвулканические деформации во время длительного процесса рудообразования отмечались нами практически на всех рассмотренных выше месторождениях. Это дает основание для выделения нескольких типов метасоматических ореолов колчеданных месторождений Южного Урала.

По глубине формирования и особенностям структурной эволюции различаются: а) ореолы, в которых автометасоматиты формировались

в приповерхностных условиях, а более поздние гидротермалиты — в обстановке слабо нарушенного первоначального залегания пород (Маканское, Октябрьское, Подольское, Мамбетовское и другие месторождения); б) ореолы, формировавшиеся на некоторой глубине от древней поверхности суши или дна моря, часто в условиях нарушенного первоначального залегания пород; они обычно одностадийны, сформированы процессами поздней стадии и являются целиком эпигенетическими (Восточно-Семеновское, Балта-Тауское и другие месторождения); в) сложные ореолы, ранняя (или ранние) стадия формирования которых протекала в приповерхностных условиях в обстановке первично вулканического залегания пород, а поздняя стадия — в толщах, которые в результате синвулканических деформаций приобрели крутое залегание (Гайское, Сибайское, Бакр-Тауское и другие месторождения).

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Региональный зеленокаменный метаморфизм был обусловлен главным образом автометаморфизмом вулканогенных толщ, т.е. почти исключительно тепловым фактором, что соответствует выводам Дж. Саттона [244]. Вулканогенные толщи после своего формирования не испытывали значительного погружения.

2. Региональные изменения, пропилитизация базальтовых построек, автометасоматоз кислых эффузивно-экструзивных куполов и процессы гипогенного кислотного выщелачивания были сопряжены во времени, контролировались одними и теми же вулканическими и синвулканическими структурами и представляют общий ряд явлений с увеличивающейся энергоемкостью. Ранние и поздние стадии метасоматоза и колчеданообразования соответствуют ранней щелочной и кислотной стадиям эволюции постмагматических растворов по Д.С. Коржинскому [106].

3. Метасоматические ореолы большинства месторождений Южного Урала формировались в две стадии — раннюю (сингенетическую) и позднюю (эпигенетическую). В раннюю стадию образовались пропилиты и автометасоматиты эпидот-серицит-хлорит-кварцевого, эпидот-хлорит-кварцевого и существенно хлоритового состава и частично измененные автометаморфизованные породы. Для них характерны: присутствие в метасоматитах минералов группы эпидота, а в частично измененных породах — гидрослюд, селадонита, пумпеллиита, реликтовых цеолитов; магнезиально-железистый и железистый состав хлоритов; ритмичное чередование с неизменными породами, характеризующееся верхней резкой и нижней постепенной границами, при увеличении степени изменений в целом и в отдельных ритмах снизу вверх; подчиненность первично вулканическим элементам структуры; ограниченность общей стратиграфической поверхностью. Хлоритолиты формировались как по основным (Юбилейное, Летнее месторождения), так и по кислым породам (Подольское, Сибайское месторождения).

4. В позднюю стадию, совпадающую с завершением вулканических циклов, в результате кислотного выщелачивания формировались метасоматиты серицит-кварцевого, существенно кварцевого, хлорит-серицит-кварцевого и серицит-карбонат-кварцевого состава и частично измененные породы (баритизированные, серицитизированные, гематитизированные, эпидотизированные). Для продуктов поздних изменений характер-

ны магнезиальный состав хлоритов, отсутствие кальцийсодержащих минералов во внутренних частях метасоматического ореола, наличие зон гематитизации и карбонатизации на флангах месторождений и в надрудных породах. Формирование поздних метасоматитов сопровождалось отложением сульфидов меди и цинка чаще на ранее сформированную пиритовую основу, реже в виде самостоятельных тел, в основном, жильной формы. Характерны серии симметрично построенных крутопадающих зон, пересекающих ранние метасоматиты и наложенных на них, общая Т-образная форма ореолов.

5. Статистическая обработка спектральных анализов показала, что в аутометасоматитах Cu, Zn, Pb и Ag содержатся в количествах, близких к кларковым, а в метасоматитах поздней стадии их содержания возрастают в 2–5 раз.

6. При изучении колчеданных месторождений нередко возникали противоречия, заключающиеся в том, что одни элементы строения месторождений носят явно сингенетический, а другие — эпигенетический характер. Например, резкие границы метасоматитов и массивных колчеданов со слабо измененными породами кровли, содержащими рудокласты, на многих месторождениях сочетаются с присутствием в породах кровли зон "наведенной" гематитизации, карбонатизации, баритизации и эндогенных ореолов рассеяния рудных элементов — Zn, Pb, Ba, As и др.

Установление стадийного формирования околорудных изменений и колчеданных руд, эпигенетического характера поздних изменений, часто протекающих в толщах пород, которые приобрели крутое залегание при кальдерообразовании и других синвулканических деформациях и начинали захороняться под вулканогенно-осадочными отложениями, устраняет эти противоречия.

ЧАСТЬ III

ТИПЫ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА И МОДЕЛЬ КОЛЧЕДАНОСНОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

Типизация колчеданных месторождений проводилась на палеовулканологической основе. Рассмотрение метаморфизованных и регенерированных месторождений выходит за рамки разрабатываемой проблемы.

Южный Урал, как отмечал еще А.Н. Заварицкий [63, 64], является весьма благоприятной провинцией для изучения неметаморфизованных и слабо метаморфизованных колчеданных месторождений. Преобладающее пологое залегание эффузивно-пирокластических толщ и сравнительно хорошая сохранность первично вулканических рудовмещающих структур обеспечили принципиальную возможность типизации месторождений на палеовулканологической основе. Исходными данными служили реконструированные вулканоструктуры, в строении которых важную роль играют кольцевые разломы и кальдеры.

Вопросы систематики и происхождения кальдер сложны и дискуссионны, но представляется ясным, что и в современных вулканических сооружениях [145], и в реконструированных палеовулканах [351, 355] намечается два их вида: вершинные и периферические кальдеры. Первые из них представляют кратерные или околokrатерные депрессии, структурно подчиненные конусообразным вулканическим постройкам. Вторые являются более обширными депрессиями, вмещающими не только крупный стратовулкан или крупные стратовулканы, расположенные в обрушившемся центральном блоке и в период кальдерообразования уже существенно деформированные и эродированные, но и нередко многочисленные более поздние вулканические аппараты, размещенные внутри кальдеры, преимущественно по ее периферии. Кальдеры второго вида являются, таким образом, самостоятельными структурами, что важно подчеркнуть для правильного понимания выполненной типизации. Разграничение кальдер на вершинные и периферические, разумеется, не означает того, что отсутствуют структуры промежуточного типа. В ряде построек, например в Александринской, отмечаются телескопированные кольцевые разломы и кальдеры, что лишний раз подчеркивает сложность типизации природных объектов.

ТИПИЗАЦИЯ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
НА ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКОЙ ОСНОВЕГЛАВНЫЕ СТРУКТУРНО-ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ
ТИПЫ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Систематизация колчеданных провинций, рудных полей и месторождений проводилась неоднократно, совершенствуясь по мере накопления сведений о строении этих колчеданных провинций. Наиболее поздние систематики сделаны на палеотектонической, формационной и палеовулканологической основе [25, 26, 50, 138, 303, 304, 337, 350]. Установлено, что типы вулканогенных колчеданных провинций — кипрский, уральский, малокавказский, рудноалтайский, хандизинский — образуют закономерный ряд, соответствующий изменению профиля магматизма от базальтоидного через андезитоидный к липаритоидному, палеотектонических обстановок от рифтогенной на океанической коре через островодужную к континентальной и преобладающего состава промышленных руд от серно- и медноколчеданного через медно-цинковоколчеданный и колчеданно-полиметаллический к колчеданному свинцово-цинковому [102, с. 15–20, 259–266]. Каждому типу провинций присущи характерные наборы рудоконтролирующих структурных элементов — синвулканических разломов, вулканических построек, кальдерообразных и межвулканических депрессий и т.д., — определяющих основные структурно-палеовулканические типы рудных полей и месторождений. Рудоносные вулканогенные структуры эвгеосинклиналей наиболее детально изучены и систематизированы Г.Ф. Яковлевым [41, 349, 351]. Г.А. Твалчрелидзе предложил выделять два типа вулканогенных месторождений колчеданной формации: "уральский" и "куроко" [304].

Вместе с тем обзор последних сводок по колчеданным месторождениям [40, 41, 102, 217, 271, 282, 300, 309, 370] показывает, что лишь провинции, занимающие крайнее положение в упомянутом ряду (например, с одной стороны, провинции "кипрского" типа, а с другой — "куроко"), характеризуются преимущественным развитием одного определенного типа месторождений. Большинство же колчеданных провинций, особенно таких, которые характеризуются сложным полициклическим развитием, вмещает разнотипные месторождения, различающиеся как по составу руд, так и по структурному положению. В этом отношении показателен Южный Урал. Здесь распространены преимущественно собственно "уральские" месторождения (Сибай, Гай, Учалы и др.), но встречаются и месторождения, близкие к "кипрским" (Осеннее, Летнее [339]), месторождения, которые по положению руд в фациях вулканитов приближаются к "рудноалтайским" (Амурское, Иссиргужинское), а по составу руд и структуре сопоставимы с "филизчайским" (данные В.А. Прокина) или, по мнению Г.Д. Селиверстова, с "хандизинским" типами (Амурское), а также месторождения Баймакского рудного района, сопоставлявшиеся П.Ф. Сопко с "трансильванскими" [101]. По условиям локализации оруденения и некоторым особенностям состава руд последние близки и к "малокавказскому" типу.

Важным обстоятельством для систематики является установление в последние годы сингенетичного формирования колчеданных руд или по крайней мере их ранней пиритовой основы, что позволяет более определенно анализировать возрастные и геохимические связи между вмещающими породами и рудами.

Учитывая вышесказанное, на Южном Урале и в других провинциях большое разнообразие палеовулканических обстановок рудоотложения может быть сведено к двум наиболее общим группам, которым отвечают два главных структурно-генетических типа колчеданных месторождений: А — месторождения, сформированные на базальтовом основании до интенсивных проявлений кислого вулканизма, Б — месторождения, сформированные после и в процессе проявления интенсивного кислого вулканизма.

Группа А включает две подгруппы. В первой из них месторождения залегают в офиолитовой формации и обычно относятся к "кипрскому" типу, отличающемуся преобладающим серно-медноколчеданным составом руд с повышенными содержаниями в них никеля и кобальта. Характерные его представители — месторождения, локализованные по периферии офиолитового массива Троодос на о-ве Кипр — Перистерка, Калавасос [58], Скуриотисса [407] и др. [372], залегающие среди базальтовых шаровых лав или на их контакте с вышележащими осадочными породами [102, с. 62—65]. Близки к ним турецкие месторождения округа Эргани, приуроченные к верхнемеловому офиолитовому комплексу [102]. Одни из них, сложенные массивными колчеданными рудами — Анаятак, Хаджан и др. [360], залегают в локальных депрессиях, образованных на поверхности серпентинитов, и ассоциируют со спилитами и диабазами. Другие (месторождение Вейсс) сложены слоистыми рудами и залегают в аналогичных депрессиях, но среди аргиллитов. К "кипрским" обычно относят месторождение Оутокумпу в Финляндии [382], месторождения восточнолигурийского офиолитового пояса Италии [368, 369], некоторые месторождения Аппалачей на территории Канады [358] и в шт. Алабама, США [404].

Ко второй подгруппе могут быть отнесены месторождения, залегающие в базальтовых толщах, не содержащих ультрамафитов. Руды их не обогащены или слабо обогащены кобальтом и никелем. К этой подгруппе принадлежат пластовые медноколчеданные месторождения метаморфической толщи Санбагава на островах Сикоку и Хонсю, залегающие преимущественно среди метабазитов, реже среди метапелитов формации Минава [40, с. 53—72]. К этому типу близки также некоторые месторождения Северного Кавказа — Бескесское и Худесское [271], особенно последнее, почти целиком залегающее среди базальтовых шаровых лав и сформированное синхронно с ними.

Современным аналогом "кипрских" месторождений, по мнению многих исследователей [365, 383, 389], является месторождение, недавно обнаруженное в Тихом океане на глубине 2620 м в Галапагосском рифте [383]. Пористые и рыхлые окисленные сульфидные руды контролируются локальным грабеном, пересекающим базальтовые шаровые лавы. Позднее было установлено, что в целом рудное тело мощностью более 40 м при ширине 100—200 м образует ленту длиной в 1 км [392]. Другим аналогом колчеданных месторождений некоторые исследователи [97] считают металлоносные осадки Красного моря [14, 346]. По нашему мнению, аналогия

в этом случае более отдаленная и может быть проведена лишь по отношению к месторождениям типа Вейсс. Хотя общая связь образования металлоносных илов с формированием рифта и сопровождающим его базальтовым вулканизмом не вызывает сомнения, непосредственно металлоносные осадки во впадине Атлантис-II ассоциируют с песчано-глинистыми отложениями, железо-монтмориллонитовыми и железистыми илами. Кроме того, предполагается, что горячие рассолы соседних впадин (Дискавери, Чейн и др.) имеют не местный источник, а поступали из впадины Атлантис-II, переливаясь через ее борта. Возможность движения потоков горячих соленосных растворов в морской воде, их накопления во впадинах и осаждения из них металлов показана экспериментально [405].

Таким образом, и среди современных обстановок колчеданообразования, и в древних месторождениях рассматриваемой группы намечаются два подтипа. Первый из них отвечает обстановке тесной связи рудообразования с базальтовым вулканизмом в локальных рифтовых структурах или небольших депрессиях, контролируемых синвулканическими разломами. Второй подтип характеризуется более отдаленными пространственными, и вероятно, возрастными связями с базальтовым вулканизмом, локализацией руд в более обширных и пологих конседиментационных депрессиях в ассоциации с осадочными породами.

На Южном Урале, как уже отмечалось, к группе А (ко второй ее подгруппе) принадлежат месторождения Осеннее, Летнее и Бурибайское, из изученных и охарактеризованных автором – Юбилейное. Значительные объемы кислых пород в надрудной толще последнего не противоречат отношению его к этой группе, так как кислые вулканы в основном формировались после образования большинства рудных тел. Кроме того, следует учитывать, что и в разрезе некоторых месторождений о-ва Кипр (например, месторождения Перистерка) присутствуют андезитовые и дацитовые подушечные лавы [58]. Наряду с многими чертами сходства состава, морфологии рудных тел и геологического положения Юбилейного месторождения и типичных "кипрских" месторождений обращает на себя внимание и сходство локальных базальтовых рудоконтролирующих структур типа спилит-гиалокластитовых куполов и воронковидных построек (см. рис. 40), отмечавшихся также на месторождении Скуриотисса [408].

По геологическому положению к группе А приближаются месторождения Маканского рудного поля. Как показано выше, они хотя и связаны с формированием крупного стратовулкана непрерывной субформации ($S-D_1$), но в основном сформировались на базальт-андезито-базальтовом основании до интенсивных проявлений кислого вулканизма в Маканской кальдере. С этим обстоятельством и связан, вероятно, их существенно медноколчеданный состав, не характерный для других месторождений, залегающих в непрерывной субформации.

Главные характерные признаки месторождений группы А на Южном Урале следующие: 1) залегание в лежачем боку рудных тел эффузивов основного состава; 2) сравнительно простой медноколчеданный и медноцинковоколчеданный состав руд; 3) преобладание пластообразных вулканогенно-осадочных залежей, реже метасоматических рудных тел сундучной формы; 4) сингенетичное одноэтапное формирование месторождений при параллельном образовании рудных тел вулканогенно-осадочного

и метасоматического происхождения, сближенность во времени стадий рудообразования; 5) контроль оруденения локальными спилит-гиалокластитовыми постройками и заложеными на базальтовом основании кальдерообразными депрессиями, вытянутыми вдоль синвулканических разломов; 6) приуроченность рудных полей и месторождений к комплексам базальтовых пород, обладающих признаками повышенного содержания летучих в магме (спилиты, гиалокластиты, шлаковые брекчи, породы с признаками ликвации и т.д.). Рассматриваемые месторождения формировались в начальные стадии тектоно-магматических циклов, еще в условиях общего растяжения и самого начала зарождения кислых магм.

Группа Б охватывает разнообразные вулканогенные колчеданные месторождения, связанные пространственно и во времени с интенсивными проявлениями кислого вулканизма. В ней, как это сделано в коллективной монографии [102], могут быть выделены месторождения "уральского", "малокавказского", "рудноалтайского", а также "куроко" и других типов. Как было ранее показано многими исследователями, в вещественном выражении эти типы различаются преобладающим проявлением одной из главных стадий рудообразования (I – серноколчеданной, II – медно-цинковоколчеданной, III – барит-полиметаллической) или определенным соотношением продуктов этих стадий. При этом состав руд является функцией состава рудовмещающей формации.

Коротко подчеркнем главные особенности основных типов месторождений группы Б, заострив внимание на преобладающем положении руд по отношению к фациям вулканитов.

"Уральский" тип, к которому, кроме большинства месторождений Южного и Среднего Урала, принадлежат некоторые месторождения Северного Кавказа (Урупское), района Шаства в Калифорнии [374, 376], Южных Аппалачей на территории Центральной Виргинии и в Алабаме [364, 375, 379, 390, 407], определяется преобладанием продуктов серноколчеданной и пространственно совмещенных с ними продуктов медно-цинковоколчеданной стадий рудообразования при незначительном развитии барит-полиметаллических руд. В целом типичны компактные залежи массивных сульфидов. Рудовмещающими являются контрастные и непрерывные комплексы базальт-риолитовой формации, характеризующиеся преобладанием базальтов над кислыми и средними породами и гомодромной схемой развития. Эти закономерности вначале были установлены для месторождений Южного Урала, затем А.И. Кривцов [123] и другие исследователи [103] показали, что они справедливы и для интенсивно метаморфизованных месторождений Среднего Урала.

Важная особенность месторождений "уральского" типа – локализация руд вблизи магмовыводящих каналов, в породах поверхностных жерловых-околожерловых фаций. На примерах Подольского рудного поля, а также других месторождений Южного Урала [30, 62] было установлено, что значительный вертикальный диапазон распространения руд (около 300 м) создавался последовательным формированием их на нескольких уровнях. На каждом же из уровней руды образовались в значительно более узких интервалах (50–100 м) – на морском дне или вблизи него вулканогенно-осадочным способом, либо путем замещения нелитифицированных осадков и вулканических пород. Даже если руды ассоциируют с

вулканогенно-осадочными породами, они приурочены не к удаленным фациям, а к вершинным кальдерам палеовулканов, т.е. также к жерловой и околожерловой зонам. На субвулканическом уровне формировались лишь продукты позднего этапа рудообразования, представленные барит-полиметаллической минерализацией (Баймакский рудный район).

В последние годы аналогичные фациальные условия локализации оруденения установлены и для месторождений Северного Кавказа [6, 7, 21, 229]. В других областях месторождения "уральского" типа также локализованы внутри или на поверхности центральных вулканоструктур. Подтверждением этого служат хорошо изученные месторождения района Вест-Шаста, тяготеющие к центрам риолитового вулканизма [376]. Другие примеры такого рода дает зональное размещение колчеданных месторождений района Норанда в канадской провинции Квебек и месторождений Аризоны, США. По данным [364], медно-цинковые месторождения этих районов локализованы вблизи центров вулканоструктур, а полиметаллические — в периферических зонах вулканоструктур. Аналогичная зональность описана нами выше для Подольского рудного поля.

"Малокавказский" тип имеет следующие особенности: 1) широкий диапазон рудных формаций, образующих преимущественно самостоятельные месторождения — серноколчеданные (Чирагидзорское и др.), медно-цинковоколчеданные (Алавердское, Шамлугское, Кафанское), барит-полиметаллические (Ахтальское, Шаумянское) или золото-полиметаллические (Маднеульское); 2) приуроченность месторождений к непрерывной базальт-андезит-риолитовой формации известково-щелочного типа, содержащей большие объемы пород андезитового и андезито-базальтового состава; 3) широкое развитие жильных и штокверковых рудных тел, пользующихся на некоторых месторождениях (например, Кафанском) преобладающим развитием [282].

Как и южноуральские, малокавказские колчеданные месторождения залегают вблизи вулканических центров. Рудные тела ассоциируют с жерловыми—околожерловыми фациями вулканитов. Это установлено и по отношению к месторождениям, залегающим в байосской формации Сомхето-Карабахской зоны, Алавердского [282, 283], Кафанского [119, 241], Шамшадинского [172] рудных районов, и по отношению к небольшим месторождениям и рудопроявлениям Базумского рудного района, приуроченным к среднеэоценовой формации Севано-Акеринской зоны (Тандзутское и другие месторождения [171]). в Болнисском рудном районе колчеданные месторождения и проявления также отчетливо контролируются вулканическими постройками центрального типа, принадлежащими верхнемеловой вулканогенно-осадочной формации [10]. Правда, рудные тела месторождения Маднеули залегают среди вулканогенно-осадочных пород, но последние являются фацией вершинной кальдерообразной депрессии Набакревской вулканической постройки [174].

К "малокавказскому" типу принадлежат, по мнению ряда исследователей [28, 297], колчеданные месторождения Среднегорской зоны Болгарии — Радка, Елшица и др. [19, 387]. На Урале этот тип представляют месторождения Баймакского рудного района.

"Рудноалтайский" тип имеет следующие отличительные особенности: 1) преобладающий колчеданно-полиметаллический состав руд; 2) преобла-

дание кислых вулканитов в рудовмещающих как контрастных, так и непрерывных комплексах; 3) отчетливо полихронное, чаще всего двухэтапное, формирование месторождений; 4) пластообразная первоначальная форма рудных тел; 5) сложные преобразования рудных тел в процессе гранитного магматизма, метаморфизма и складчатости [41].

Среди месторождений колчеданно-полиметаллической формации Рудного Алтая выделены барит-полиметаллический, собственно полиметаллический, переходный к колчеданно-полиметаллическому, колчеданно-полиметаллический и медноколчеданный типы [51]. Фациальные условия локализации месторождений этих типов весьма разнообразны. По данным Г.Ф. Яковлева с соавторами, а также большинства других исследователей [214], наиболее характерной является приуроченность рудных тел к промежуточным поверхностным фациям центральных вулканов. Большая часть месторождений, особенно на раннем этапе, формировалась на склонах вулканических построек и в межвулканических депрессиях вулканогенно-осадочным способом. Менее типичные для Рудного Алтая медноцинковоколчеданные месторождения, например Николаевское, как и месторождения Урала и Кавказа, формировались в жерловых—околожерловых зонах палеовулканов [176, 177]. В ряде районов отмечается зональное размещение месторождений разных типов относительно вулканических центров. Так, в Орловско-Опеньшевском рудном поле колчеданное и колчеданно-полиметаллическое оруденение приурочено к жерловым и прижерловым, а полиметаллическое — к удаленным фациям стратовулкана [228]. Это подтверждает отмечавшуюся нами выше общую закономерность локализации медно-цинковых руд вблизи вулканических центров, а полиметаллического оруденения — на некотором удалении от них.

Из южноуральских месторождений к "рудноалтайскому" типу наиболее близки Амурское и Иссиргужинское стратиформные колчеданно-полиметаллические месторождения, залегающие в осадочной (Амурское) и вулканогенно-осадочной (Иссиргужинское) толщах. Правда, такая аналогия правомерна лишь при сравнении формы рудных тел и их положения в фациях вулканитов. Как и типичные рудноалтайские месторождения — Лениногорское, Тишинское и др., Амурское и Иссиргужинское месторождения Южного Урала имеют пластовые формы рудных тел, залегающих среди вулканогенно-осадочных пород промежуточной фациальной зоны (Иссиргужинское), или осадочных образований зоны, удаленной от вулканических центров (Амурское). Состав и геохимические особенности руд существенно отличаются прежде всего слабым развитием или практически полным отсутствием на уральских месторождениях минералов свинца, что закономерно связано с базальтоидным профилем Уральского региона.

Тип "куроко" хорошо известен благодаря детальным исследованиям миоценовых месторождений области "зеленых туфов" Японии [40, с. 129—183; 102, с. 30—43; 370.]. Он близок к "рудно-алтайскому" и характеризуется: 1) полиметаллическим составом руд и четко проявленной их зональностью, обусловленной сменой снизу вверх силикатных пирит-халькопиритовых руд желтыми халькопирит-пиритовыми и черными халькопирит-сфалерит-галенит-баритовыми; 2) присутствием гипсовых руд; 3) сложной формой рудных тел, сочетающей штокверковые и прожилково-вкраплен-

ные тела лежачего бока (силикатные, иногда золото-пиритовые руды) с пластообразными телами слоистых желтых и черных руд; 4) преобладанием риолитов во вмещающей осадочно-вулканогенной формации при подчиненном развитии андезитов и базальтов; 5) узким интервалом формирования (меньше 0,2 млн. лет [406]) вулканогенно-осадочных стратиформных залежей желтых и черных руд.

Для большинства месторождений "куроко" установлена пространственная связь с эффузивными и экструзивными риолитовыми и дацитовыми куполами. Руды отлагались в желобообразных локальных депрессиях на склонах, реже в апикальных зонах куполов [321, 370, 401]. Весьма характерна ассоциация руд с экструзивными брекчиями кровли куполов, ярко проявившаяся на руднике Косака [321]. Более общая закономерность размещения месторождений в объеме рудных полей, установленная для рудного района Хокуроку, — это их контроль субмаринными резургентными кальдерами [378, 388].

К типу "куроко" близки многие месторождения других регионов: полиметаллического пояса канадских Аппалачей (в Нью-Брансуике [384], Лаки-Страйк [394, 395]), архейские месторождения Канадского щита (Кидд-Крик и др. [402]), месторождения Испано-Португальского колчеданного пояса [400], месторождение Авока в Ирландии [359] и др.

Современные аналоги колчеданных месторождений группы Б, по-видимому, не известны, если не считать серно-сульфидных месторождений Курильской и других островных дуг (Рауса и др. [142]). Существенным отличием последних является, однако, их наземное происхождение.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЮЖНОГО УРАЛА СРЕДИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФАЦИЙ

На Южном Урале месторождения группы А приурочены к верхам основания контрастной субформации (S_2-D_1) I формационного ряда ($O-D_2ef$) и к верхам базальтовой формации ($S_2?-D_{1-2}$) II ряда (S_2-D_2). В основных районах развития — Бурибайском и Домбаровском — месторождения залегают в комплексах шаровых лав спилитов и спилитовидных базальтов, гиалокластитов, шлаковых брекчий спилитов. Среди массивных диабазов промышленное оруденение отсутствует. Эта закономерность установлена на Юбилейном месторождении, где проявляется как в масштабе рудного поля, приуроченного к блоку с повышенной мощностью спилит-гиалокластитовых пород, так и в масштабе месторождения, выражаясь в выклинивании рудных тел в блоках с преобладанием массивных диабазов. Аналогичная картина намечается на Летнем и Осеннем месторождениях. Здесь многоярусные пластовые рудные тела залегают в пачке шаровых спилитовидных базальтов и вариолитов. В подстилающих диабазовых и перекрывающих андезито-базальтовых порфиритах рудные тела не встречаются. Указанная закономерность может служить поисковым признаком при выявлении оруденения в базальтовых комплексах.

Основные закономерности размещения месторождений группы Б в палеовулканических структурах определяются соотношением оруденения с фациями кислых вулканитов. На месторождениях Южного Урала нами ус-

тановлены такие главные фациальные обстановки рудоотложения: 1) в осевых, апикальных зонах и на склонах экструзивных и эффузивно-экструзивных куполов; 2) в прибортовых и придонных частях кальдер, в ассоциации с внутрикальдерными слоистыми породами; 3) в жерлово-прижерловых фациях дацит-риолитовых стратовулканов; 4) в контактах кислых субвулканических тел. На ряде месторождений наблюдается сочетание родственных фациальных обстановок, например, рудоносных экструзивных куполов либо субвулканических тел с кальдерными или околожерловыми отложениями.

1. Формирование колчеданных залежей на поверхности кислых эффузивно-экструзивных куполов было показано в части II на примерах Бакр-Тауского, Сибайского, Мамбетовского и Подольского месторождений. Аналогичная или близкая обстановка рудообразования характерна и для многих других месторождений Южного Урала — Учалинского [18], Озерного, Узельгинского, им. XIX Партсъезда [18, 205], им. 50-летия Октября. На Южном Урале эта обстановка была наиболее универсальной. Рудоносные купола формировались в субмаринных, преимущественно мелководных условиях, в составе как контрастных, так и непрерывных вулканогенных комплексов во всех формационных рядах геосинклинального этапа.

Эффузивно-экструзивные купола кислого состава служат широко распространенной формой локализации кислых расплавов, но только немногие из них являются рудоносными. Для потенциально рудоносных структур в отличие от безрудных характерны: а) дифференцированный андезит-дацит-риолитовый состав; б) зональное строение, заключающееся в смене от центра к периферии и снизу вверх кислых пород более основными, массивными разностей — брекчиевидными и флюидалными; в) наличие продуктов автометасоматоза, имеющих в своем составе гидрослюдя, железистые и магнезиально-железистые хлориты, минералы группы эпидота; г) увеличение степени окисленности железа от периферии к центру и сверху вниз.

В отличие от потенциально рудоносных куполов, безрудные экструзивные тела характеризуются более однородным составом, преимущественно массивным сложением, меньшими размерами и обратной (по отношению к рассмотренной) схемой изменения степени окисленности железа. Последняя особенность, как правило, легко устанавливается при картировании в обнажениях или просмотре керна скважин. В безрудных телах к кровле усиливается красно-фиолетовый оттенок породы, обусловленный гематитизацией. Иллюстрацией сказанного служит Мамбетовский участок (см. рис. 52), в разрезе которого присутствуют образования обоих типов (табл. 19).

2. Рудообразование в субмаринных кальдерах в ассоциации с отложением вулканогенно-осадочных пород — перемещенных вулканических продуктов кислого и среднего состава — рассмотрено нами на примерах Маканского рудного поля, отчасти Подольского, Юбилейного и Бакр-Тауского месторождений. Аналогичная обстановка рудообразования существовала на месторождении Южное Таш-Тау [300], а также на Касаргинском месторождении, залегающем в одноименной кальдере в пределах Восточно-Уральского поднятия [12].

Установлены характерные признаки внутрикальдерных отложений, позволяющие отличать эти отложения от фаций промежуточной и удаленной

зон: а) частая смена по латерали и вертикали экструживных, эффузивных, пирокластических, тефрогенных и осадочных фаций; б) пестрый петрографический состав вулканитов, обусловленный присутствием ювенильного кислого и андезитового материала в сочетании с резургентным материалом основания кальдер и корневой части палеовулкана; особенно характерны горизонты тефроидов с обломками гиповулканических пород; в) наличие пород-индикаторов: кластолав, игнимбритовидных пород и пемзовых туфов, широко развитых тефроидов; г) ритмическое строение тефрогенно-вулканокластических толщ, характерное для перекрывающих надрудных формаций.

3. К зоне палеоконуса андезит-дацит-риолитового стратовулкана приурочены рудные тела Гайского месторождения. По данным В.С. Требухина [311], В.С. Нестеренко [179] и наблюдениям автора, рудовмещающая толща представлена грубым переслаиванием лавовых потоков (мощностью от 1–2 до 3–5 м) средне- и мелкопорфировых андезито-дацитовых, дацитовых порфиритов и риолито-дацитовых порфиритов, с аналогичными по составу лапиллиевыми и псаммитовыми туфами и туфовыми брекчиями, игнимбритовидными лавокластическими породами, экструживными телами дацитовых порфиритов и сопровождающих их агломератов обвального происхождения. Характерен неоднородный состав рудовмещающих кислых вулканитов, линзовидно-флюидальные текстуры эффузивов, несущих признаки расщепления расплава на андезито-дацитовую и дацито-риолитовую составляющие. Вулканогенно-осадочные и тефрогенные породы в этой толще почти не встречаются, хотя широко развиты выше в виде отложений небольшой вершинной кальдеры.

По последним данным М.Б. Бородаевской с соавторами [30], рудные тела основных стратиграфических уровней – нижнего и среднего, приуроченных к подошве и кровле риолито-дацитовой толщи, сформировались вулканогенно-осадочным способом. По наблюдениям автора, эти рудные тела ассоциируют как с компактными эффузивами, так и с вулканокластическими образованиями, представленными часто кластолавами. В дацито-риолитовой толще "... прослеживаются несколько рудных горизонтов (до 4–6), разделенных породами, иногда содержащими преслои вулканомиктов с обломками руды" [30, с. 50]. Таким образом, рассматриваемая толща представляет собой характерную последовательно формировавшуюся породно-рудную ассоциацию. В цитируемой работе утверждается, что рудовмещающие вулканиты Гайского месторождения накапливались в палеодепрессии типа кальдеры. Автор не разделяет это мнение, но в данном случае это не существенно, так как М.Б. Бородаевская, В.С. Требухин и Ю.В. Никешин признают принадлежность рудовмещающих пород к околожерловым фациям вулкана центрального типа, что является решающим при рассмотрении обстановки рудообразования независимо от того, приурочены ли был стратовулкан к кальдере или представлял собой, по более ранней интерпретации В.С. Требухина [311], сложноподформированный асимметричный конус. Несомненным представляется формирование руд "Стержневой" линзы (верхний уровень оруденения) в структуре типа воронковидной жерловины, осложненной надкратерной депрессией. Об этом свидетельствуют как морфологические особенности этой структуры, так и характерный фациальный состав пород: сочетание крутопадающих дискор-

Таблица 19

Вариации состава и степени окисленности железа в зональных эффузивном и экструзивном куполах Мамбетовского участка

| Фашиальный тип | Глубина отработки, м | Порода | Химический состав, мас. % | |
|------------------------------|----------------------|---|---------------------------|--------------------------------------|
| | | | SiO ₂ | FeO + Fe ₂ O ₃ |
| Рудноносный эффузивный купол | 61 | Роговообманково-плагиоклазовый андезит-дацитовый порфирит | 62,1 | 5,35 |
| | 80 | То же | 63,8 | 8,09 |
| | 84 | Роговообманково-плагиоклазовый андезитовый порфирит | 55,3 | 13,38 |
| Безрудное экструзивное тело | 54 | Кварц-роговообманково-плагиоклазовый дацитовый порфирит | 69,56 | 7,11 |
| | 94 | Пироксен-роговообманково-плагиоклазовый риодацитовый порфир | 71,26 | 5,13 |
| | 140 | Роговообманково-плагиоклазовый риодацитовый порфир | 72,07 | 4,82 |

дантных воронковидных тел дацитов с пологозалегающими спекшимися туфами и игнибризовидными потоками, заполняющими надкратерную депрессию.

Ближний фашиальный облик имеют рудовмещающие толщи Тубинского и Семеновского рудных полей [101].

4. В контактах кислых субвулканических тел, как уже отмечалось, формировалось в промышленных масштабах только колчеданно-полиметаллическое оруденение позднего этапа. Обе главные обстановки рудоотложения на субвулканическом уровне — в эндо- и в экзоконтактах кислых субвулканических тел — были рассмотрены при характеристике Баймакского рудного района при описании соответственно Бакр-Тауского и Восточно-Семеновского месторождений.

Примеры формирования руд в эндоконтактах субвулканических тел более многочисленны. Они описаны нами также для месторождений Горная Байкара, Куль-Юрт-Тау и др. [300]. Характерна приуроченность месторождений к выклинкам по простираанию крупных пластовых субвулканических интрузий, нередко — к осложняющим выклинкам апофизам и небольшим "сателлитным" телам. Петрографическими критериями рудноносных субвулканических тел являются натриевый состав пород, широкое развитие магматогенных брекчий и метасоматических брекчиевидных образований в их эндо- и экзоконтактных зонах, обширные ореолы метасоматического окварцевания в экзоконтактах [249].

Формирование рудных тел колчеданно-полиметаллического состава в экзоконтактах субвулканических тел, кроме Семеновского рудного поля, автором установлено на месторождении Северное Таш-Тау [300].

Кислые рудноносные вулканогенные комплексы при всем их разнообразии имеют общие характерные черты, главными из которых являются: 1) увеличение степени порфиروности, объема и размеров порфирировых вы-

| Химический состав, мас. % | | | | | Fe ₂ O ₃ · 100 FeO + Fe ₂ O ₃ |
|---------------------------|------|-------------------|------------------|--|--|
| MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | | |
| 2,85 | 2,22 | 3,44 | 1,6 | | 3,4 |
| 3,49 | 2,81 | 2,37 | 2,14 | | 39,5 |
| 6,44 | 3,29 | 4,66 | 0,08 | | 42,0 |
| 0,86 | 1,79 | 5,4 | 0,5 | | 47,8 |
| 0,85 | 3,48 | 4,77 | 0,81 | | 41,3 |
| 0,17 | 4,16 | 4,48 | 1,15 | | 18,9 |

делений кварца от ранних к поздним членам комплексов, иногда проявляющееся циклично; 2) широкое развитие пород с признаками значительной роли летучих в петрогенезисе — кластолав, магматогенных брекчий с флюидальными и эмульсионными структурами и признаками ликвации; 3) общее гомодромное развитие комплексов — от андезит-дацитов к риолитам, нарушаемое иногда появлением в наиболее поздних поколениях андезит-дацитовых и дацитовых мегафировых тел.

При сохранении указанных особенностей для контрастных субформаций характерны укороченные, а для непрерывных — наиболее полно развитые комплексы кислых вулкаников [290]. Соотношения установленных на ряде месторождений Южного Урала стадий и этапов оруденения с разновозрастными членами комплексов кислых пород приведены на рис. 55.

При характеристике рудных полей и месторождений было показано, что колчеданные руды формировались полихронно. К такому выводу вслед за В.И. Смирновым [274] пришли и другие исследователи южноуральских месторождений [30, 123, 225]. На большинстве месторождений выделяются серноколчеданная (I) и медно-цинковая (II) стадии рудообразования, а на некоторых месторождениях, кроме того, и серноколчеданная, полиметаллическая и кварц-баритовая стадии (III), относящиеся к более позднему этапу рудообразования.

I. Серноколчеданное оруденение формировалось сингенетично с вмещающими породами вулканогенно-осадочным или метасоматическим способами, часто путем замещения нелигифицированных осадков. Важное значение для образования пиритовых руд имело формирование кислых вулканических куполов.

II. Медно-цинковая стадия следовала непосредственно за образованием серноколчеданных тел и нередко протекала на фоне интенсивных синвулканических деформаций, выразившихся в блоковых перемещениях и свя-

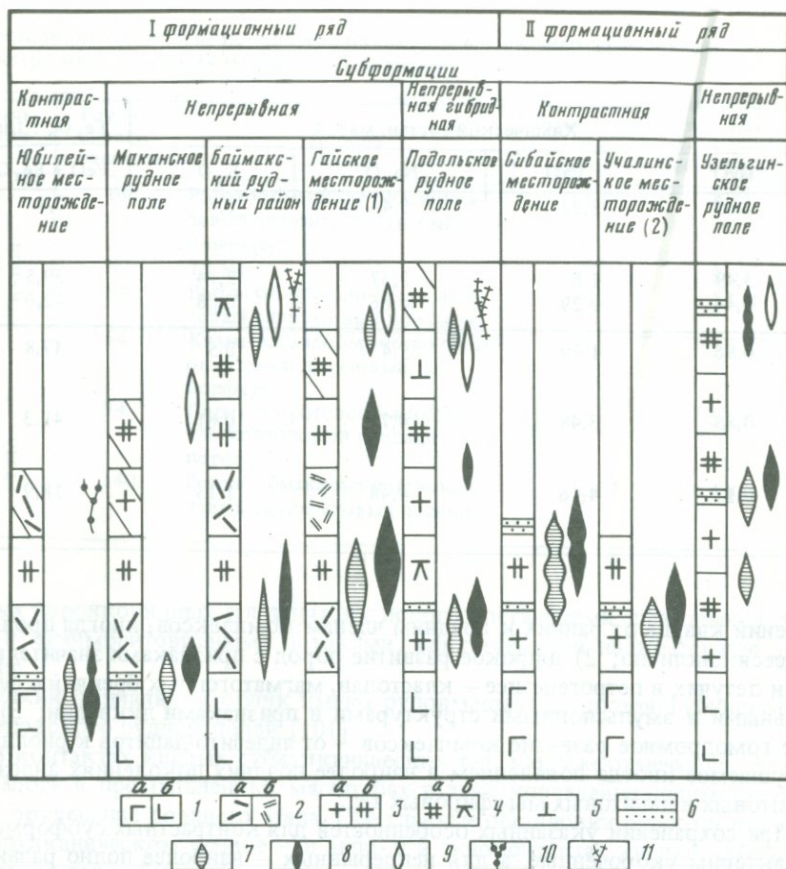


Рис. 55. Возрастные соотношения стадий рудообразования с кислыми вулканитами на месторождениях Южного Урала. Схема составлена с использованием данных М.Б. Бородаевской и др. [30] (1) и А.С. Бобохова, 1979 г. (2)

1 – основные вулканиты базальтового (а) и андезито-базальтового (б) состава; 2–5 – кислые вулканиты: 2 – дацитового состава, фельзитовые и мелкопорфировые (вкрапленники размером до 2 мм) плагиоклазовые (а), мелко- и среднепорфировые (до 3 мм) кварц-плагиоклазовые (б), 3 – риодацитового и риолитового состава, фельзитовые и мелкопорфировые, базокварцевые (а), средне- и крупнопорфировые (до 4 мм) кварц-плагиоклазовые (б), 4 – мегафировые (> 4–5 мм) и крупнопорфировые, дацитового, риодацитового и риолитового состава (а), андезито-дацитового состава гибридные (б), 5 – трахидацитового состава; 6 – перерывы в вулканической деятельности, фиксируемые вулканогенно-осадочными и осадочными породами; 7–11 – стадии колчеданообразования: 7 – серноколчеданная, 8 – медно-цинковая, 9–10 – полиметаллическая (9 – с галенитом, 10 – непромышленной минерализации), 11 – кварц-баритовая

В колонках наклонными линиями отмечены жильные и субвулканические фации

занной с ними складчатости, в образовании секущих зон расщепления и сланцевых куполов. Преобладал гидротермально-метасоматический способ рудоотложения в условиях начинавшегося захоронения рудоносных структур под вулканогенно-осадочными породами, поэтому в узких стратиграфических интервалах эти породы подвергались интенсивным гидротермальным изменениям.

III. Стадии оруденения позднего этапа отделены от предыдущих внедрением кварцевых мегафиров и формированием разрывных структур в обстановке сжатия. Способ рудоотложения — гидротермально-метасоматический. На позднем этапе полнее всего проявилась полиметаллическая стадия оруденения, сформировавшая месторождения Майское, Восточно-Семеновское, Балта-Тау и др. Ведущим минералом руд был светлоокрашенный сфалерит. Пиритовая и кварц-баритовая стадии имели здесь подчиненное развитие, но иногда они давали самостоятельные месторождения — серноколчеданные (Куль-Юрт-Тау, Семеновское) и золото-баритовые (Горная Байкара, Туба-Кайн).

Как видно на рис. 55, длительность рудного процесса, количество импульсов, стадий и этапов рудообразования прямо коррелируются со степенью развития сопряженных с оруденением комплексов кислых пород.

В постройках контрастных субформаций (Юбилейное, Сибайское, Учалинское месторождения) оруденение формировалось в узком временном интервале вне связи с кислыми породами (Юбилейное месторождение) или в связи с образованием фельзитовых и среднепорфировых, реже крупнопорфировых типов кислых вулканитов (Сибайское, Учалинское месторождения). Поздний этап рудообразования не проявился или проявился в незначительной степени и был связан с кислым вулканизмом последующей субформации (Юбилейное месторождение).

В рудоносных постройках непрерывных субформаций процесс рудообразования был растянут во времени. Ранние его стадии совпадали с формированием фельзитовых и среднепорфировых кислых вулканитов. В наиболее крупных и сложных постройках, например Гайской и Узельгинской, этот процесс был цикличным. На месторождениях, залегающих в нерывных субформациях, в той или иной мере проявились стадии позднего этапа рудоотложения, везде коррелирующиеся с внедрением субвулканических и экструзивных тел кварцевых мегафиров. На некоторых месторождениях — Подольском, Узельгинском — внедрения кварцевых мегафиров и сопутствующие им рудопроявления были неоднократными.

В целом рассмотренные соотношения позволяют сделать следующий важный вывод: формирование оруденения в рудных полях было обусловлено дифференциацией конкретных внутрикоровых магматических очагов, служивших сначала источником расплавов, родоначальных для вулканитов рудовмещающих структур. Это, в свою очередь, позволяет считать вмещающие породы, гидротермалиты и колчеданные руды продуктами определенных рудно-магматических систем.

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ СТРУКТУР
КОЛЧЕДАНЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ
И МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

Среди первично вулканических структур, контролирующих размещения оруденения, принято различать региональные и локальные структуры [217, 351]. Первые контролируют положение рудных районов и рудоносных зон, вторые — рудных полей, месторождений и рудных тел.

Региональные палеовулканологические структуры, представленные главным образом вулканическими грядами и массивами, были рассмотрены на примере Магнитогорского мегасинклинория. Суммируя эти данные и учитывая работы других исследователей [123, 195, 217, 300], можно выделить следующие типы региональных колчеданосных палеовулканических структур I порядка: 1) лавовые плато, осложненные рифтовыми зонами, щитовыми вулканами и их грядами, 2) вулканические гряды, 3) групповые вулканические постройки (вулканические массивы). Перечисленные структуры I порядка соответствуют рудным районам или их крупным частям. Их положение в различных формациях и субформациях показано выше. Региональные структуры II порядка, отвечающие отдельным рудоносным зонам, в основном представлены теми же аккумулятивными структурами, но меньшего размера или их частями. Кроме того, в их числе имеются и деструктивные формы — локальные вулканические трогги, примерами которых служат Блявинско-Киндерлинский и Бакр-Тау—Таш-Тау—Уваряжский. Первый из них выделен и описан Г.Ф. Яковлевым с соавторами [195, 199], второй охарактеризован в гл. 4 настоящей монографии. Они представляют собой системы кальдерообразных депрессий, контролируемых синвулканическими разломами.

Локальные палеовулканические структуры служат естественными ограничениями рудных полей (локальные структуры I порядка) и месторождений (локальные структуры II порядка).

Составленная палеовулканологическая карта (см. рис. 15) иллюстрирует приуроченность подавляющего большинства колчеданных месторождений к палеовулканам сложного строения. Такие постройки и отвечают в пространстве объему рудных полей. Напомним характерные их черты: а) длительность и многоэтапность развития; б) дифференцированный, преимущественно контрастный состав вулканитов; в) интенсивное проявление вулканических и синвулканических разрывных нарушений радиальных и кольцевых (конических, цилиндрических и периклинально-конических) разломов, синвулканических секторальных горстов, согласных и секущих зон расланцевания. Характернейшая особенность рудоносных вулкано-структур — кальдеры обрушения.

Длительность и многоэтапность развития представляются главными из обязательных факторов образования колчеданного оруденения. Они отражают на поверхности сложную эволюцию магматических очагов, необходимую для зарождения рудообразующих флюидов. Рассматриваемые структуры являются прототипами современных "долгоживущих" вулканических центров — Мутновского, Паужетского и др. [189, 269], деятельность которых сопровождается мощным проявлением гидротермальных процессов.

Наиболее длительным развитием на Южном Урале отличаются Маканская, Подольская и Александринская структуры, в строении которых

участвуют вулканы различных субформаций (контрастных и непрерывных) и даже формаций (базальт-риолитовых и андезитово-базальтовых).

Другая особенность рудоносных структур Южного Урала — контрастность состава вулканитов, проявляющаяся в постройках как контрастных, так и непрерывных субформаций. В последних андезитовый вулканизм развивался, как правило, обособленно, не сопровождаясь заметным проявлением оруденения, что нами было показано на примерах Бакр-Тауского, Подольского и других месторождений. Важные элементы рудоносных вулканоструктур — их базальтовые основания, установленные в подавляющем большинстве построек, в том числе представленных с поверхности только кислыми вулканитами. Исключением является Гайская постройка, перемещенная, по-видимому, со своего базальтового основания по надвижку (устное сообщение Б.П. Потапенко).

Среди колчеданоносных вулканоструктур выделяются (см. табл. 6): а) базальтовые шлаковые и лавово-гиалокластитовые постройки, осложненные кальдерами и эффузивно-экструзивными кислыми аппаратами (Учалинская, Юбилейного месторождения); б) базальт-риолитовые эффузивно-экструзивные постройки с вершинными кальдерами (Сибайская); в) стратовулканы сложного состава с вершинными кальдерами (Маканский, Гайский, Джусинский); г) стратовулканы сложного состава с периферическими кольцевыми разломами (Узельгинский, Майский, Александринский); д) кальдеры, выполненные дифференцированными по составу существенно риацитовыми осадочно-вулканогенными комплексами (Подольская, Заматохинская) [280].

Ранее нами совместно с П.Ф. Сопко были выделены два принципиально различных типа первично вулканических структур колчеданоносных рудных полей — вулканокупольный и кальдеро-депресссионный [289, 290]. Приведенные выше подтипы а–в отвечают первому, а подтипы в–г — второму из них, представляющему кольцевые структуры.

Постройки с периферическими кольцевыми разломами (подтип г), но недостаточно четко оформившимися кальдерами и приподнятыми центральными блоками, — это промежуточные структуры между типичными вулканокупольными и кальдеро-депресссионными. Впрочем, центральное поднятие цоколя, обусловленное механизмом образования кальдер, вообще характерно для структур этого типа, особенно для резургентных кальдер [378, 377].

В связи с широко проявленным телескопированием кольцевых структур, наличием двойных и тройных палеовулканов (установленных в Маканском, Подольском, Александринском рудных полях), в которых сочетаются положительные и отрицательные палеовулканические формы, не всегда можно четко разграничить рассматриваемые полярные типы. Это определяет наличие еще одного промежуточного типа — комплексных кольцевых структур длительного развития.

Сочетание в некоторых постройках отрицательных и положительных форм затрудняет формальное отнесение конкретного рудного поля к тому или иному типу. Например, Маканский и Гайский палеовулканы представляют постройки типа стратовулканов, осложненных вершинными кальдерообразными депрессиями, но последние играли совершенно различную роль в процессах колчеданообразования. В первом случае оруденение формиро-

валось параллельно с образованием депрессии и приурочено к внутрикальдерным фациям, во втором — основная масса руд (кроме "Стержневой" линзы) сформировалась до кальдерообразования и залегает в теле стратовулкана. Этим определяется отнесение Маканского рудного поля к кальдеро-депресссионному, а Гайского — к вулкано-купольному типам.

Вулкано-купольный тип рудных полей характеризуется локализацией оруденения в апикальных частях вулканических построек, объем которых определяет объем рудного поля. Чаще в этих случаях возникали одиночные месторождения, рудные тела которых приурочены к жерловым—прижерловым зонам или относительно небольшим вершинным кальдерам крупных палеовулканов центрального типа (Учалинское, Сибайское, Гайское рудные поля), либо контролируются положительными и отрицательными синвулканическими элементами структуры, располагаясь вдоль рудоконтролирующих разломов, рассекающих спилит-гидрохлоритовые купола, как это имеет место на Петропавловском рудном поле.

Кальдеро-депресссионные структуры способствовали рассредоточению оруденения в пределах рудного поля, определяемого контурами кальдеры, и концентрации его в менее обширных локальных вулкано-купольных структурах, приуроченных к кальдере или, реже, к ее обрамлению. Так возникали группы месторождений, объединяемых в плане в кольцевые или полукольцевые системы, примерами которых могут служить рудные поля Узельгинское (месторождения Озерное, Узельгинское, им. XIX Партсъезда, Новое, Талганское, Молодежное и Чебачье), Маканское (месторождения Маканское, Октябрьское, Южно-Маканское), Средне-Орское (месторождения Приорское, Авангард, им. 50-летия Октября) и Блявинское (месторождения Блявинское, Яман-Касынское, Комсомольское). В других случаях в кальдеро-депресссионных структурах оруденение залегает более компактно, как это наблюдается в Подольском рудном поле, где концентрации колчеданных руд способствовали крупным размерам, характерная форма (наличие надкратерной депрессии) и центральное положение в кальдере рудоносного экструзивного купола.

Наряду с охарактеризованными субмаринными кальдерами Магнитогорского мегасинклинария этот тип вулканоструктур реконструирован и в других эвгеосинклинальных зонах Южного Урала. В пределах Сакмарского антиклинария к нему относятся отрицательные кольцеобразные структуры, заложенные на базальтовом основании силурийского возраста и выполненные дифференцированным комплексом вулканитов и вулканогенно-осадочных пород раннедевонского (?) возраста. Они расположены в пределах Блявинско-Киндерлинского вулканического трога. Наиболее детально изученная Блявинская синклиналь имеет плоское основание и более крутые борта, ограниченные синвулканическими разломами, что характерно для кальдер обрушения [199].

Кроме того, субмаринные кальдеры выявлены в пределах Восточно-Уральского поднятия, на Касаргинском рудном поле [12] и на Светлинском месторождении [76].

Локальные вулканоструктуры II порядка, контролирующие размещение отдельных месторождений и конкретных рудных тел, очень разнообразны. Их основные типы с учетом вертикальной фациальной зональности палеовулканических элементов показаны в табл. 20.

Таблица 20

Типизация колчеданных месторождений Южного Урала на палеовулканологической основе

| Группа фаций рудовмещающих пород | Структурное положение месторождений | Месторождение |
|----------------------------------|--|--|
| Поверхностная | На пересечении с синвулканическими рудоконтролирующими разломами а) в жерлово-прижерловых зонах стратовулканов б) в прибортовых и придонных частях кальдер в) в синвулканических горст-антиклиналях | Гайское, Тубинское Осеннее, Летнее, Юбилейное (IV и VI залежи), Маканское, Октябрьское Юбилейное (I, II, III залежи) |
| Экструзивная | На пересечении с долгоживущими синвулканическими разломами а) в осевых и апикальных зонах и на склонах экструзивных куполов б) в трубообразных криповулканических структурах внутри экструзивных тел | Подольское, Сибай, Учалы, Озерное, Узельга, им. XIX Партсъезда, им. 50-летия Октября Балта-Тау |
| Субвулканическая | В контактах субвулканических тел, на пересечении с разрывными нарушениями и благоприятными литологическими горизонтами а) в экзоконтактах субвулканических тел б) в эндоконтактах крупных пластообразных субвулканических тел, на их выклинках | Восточно-Семеновское Бакр-Тау (рудное тело № 3), Горная Байкара, Куль-Юрт-Тау |

Большое значение в локализации оруденения всех типов имели синвулканические разрывные нарушения, что неоднократно отмечалось большинством исследователей [25, 26, 127, 178, 217, 229, 301]. Учитывая эти данные, можно выделить рудоподводящие, рудолокализирующие и рудоэкранирующие типы разрывных нарушений.

Рудоподводящие разломы подразделяются на линейные и кольцевые. Первые из них наиболее широко распространены, отчетливо выражены и хорошо изучены. Обычно они представлены долгоживущими нарушениями, контролировавшими на ранних этапах активности проявления магматизма, а затем — гидротермальную деятельность. К ним относятся рассмотренные выше Главные разломы Бакр-Тауского, Юбилейного, Подольского месторождений, Восточно-Сибайская зона нарушений и др. Для них характерны признаки многократных перемещений, часто переменного знака, со сменой ранних сбросов более поздними взбросо-сдвигами, обычно уже внутрирудными или пострудными. Рудоподводящие разломы обычно фиксируются

наиболее мощными зонами кварц-серицитовых метасоматитов, а в верхних частях нередко являются и рудолокализирующими структурами, вмещающими нижние крутопадающие апофизы залежей сложной формы или сундучные метасоматические залежи преимущественно пиритового состава. Как было показано выше, вдоль таких разломов прослеживаются группы рудных тел или отдельные рудные тела, нередко образующие системы типа этажерки или конуса (Осеннее, Летнее, Юбилейное, Восточно-Семеновское и другие месторождения), что свидетельствует о многократном поступлении рудообразующих растворов по одним и тем же каналам. Рудоподводящие линейные разломы имеют обычно субмеридиональную или северо-западную ориентировку, соответствующую положению более ранних магмоконтролирующих структур.

Кольцевые рудоподводящие разломы или чаще их дугообразные фрагменты были установлены лишь в последние годы. В качестве примеров можно указать на Маканское и Узельгинское рудные поля, в которых метасоматиты и месторождения отчетливо тяготеют к ограничивающим кальдеры кольцевым нарушениям. Иногда отдельные отрезки кольцевых структур совпадают с линейными разломами, как это наблюдается в зоне Маканского разлома.

Рудолокализирующие разрывные нарушения по ориентировке весьма разнообразны, но чаще всего это отдельные трещины верхних (близповерхностных в период рудообразования) зон рудоподводящих систем, совпадающие с простиранием и падением главного нарушения или оперяющие его. В качестве самостоятельных рудолокализирующих элементов эти структуры играют заметную роль только по отношению к позднему этапу рудообразования. Соответственно они распространены в месторождениях Баймакского района, при характеристике которых и были рассмотрены. На медно-цинковоколчеданных месторождениях рудные тела, локализованные в разрывных нарушениях, имеют подчиненное значение (I и II залежи Маканского месторождения и др.).

Рудозакранирующие разломы широко распространены на многих рудных полях. Нами они охарактеризованы на примере Юбилейного месторождения. Как было показано, эти элементы структуры обычно представлены поперечными к рудоконтролирующим нарушениям трещинами скола, иногда выполненными дайками. В период поступления рудообразующих растворов по приоткрытым рудоподводящим разломам экранирующие трещины были сжатыми и обуславливали поперечно-блоковую структуру рудных полей, месторождений и отдельных рудных тел. Кроме рассмотренных выше примеров, блоковые структуры, выраженные в попеременном чередовании более и менее богатых (или почти безрудных) блоков, отчетливо выражены на Бурибайском, Учалинском, Подольском, им. 50-летия Октября и многих других месторождениях.

Сочетание рассмотренных синвулканических разломов с главными фациальными обстановками рудоотложения определяет основные типы локальных колчеданосных структур (см. табл. 20).

В месторождениях, локализованных среди поверхностных фаций в жерловых—прижерловых зонах стратовулканов, прибортовых и придонных частях кальдер (типы а и б) рудные тела имеют обычно однообразное моноклиальное или субгоризонтальное падение, системы рудных тел харак-

теризуются значительной протяженностью по падению и простиранию.

Синвулканические горст-антиклинали формировались за счет наиболее устойчивых блоков пород, оказавшихся относительно приподнятыми в процессе формирования кальдер обрушения. Такими блоками в одних случаях служили центральные части локальных вулканических построек, крылья которых были сброшены по периклинально-коническому разлому (Юбилейное месторождение, I–III залежи), в других – секториальные блоки в бортах кальдер (Майское месторождение (см. рис. 32), южный фланг Узельгинского рудного поля [18]). И в том и в другом случае системы рудных тел облекают эти горст-антиклинали.

Структуры месторождений, приуроченных к эффузивно-экструзивным и экструзивным куполам, определяются в целом рельефом поверхности куполообразных палеовулканических построек. Важное значение для локализации руд имеют локальные депрессии на склонах и в жерловой зоне куполов (Сибайское, Подольское и другие месторождения). Часто отдельные рудные тела или их системы облекают вулканический купол, как это, например, установлено на месторождениях Ново-Шемурском [136] или им. 50-летия Октября. В некоторых случаях в экструзивных телах возникали экзотические трубообразные структуры, обусловленные развитием криптовулканических жерловин (Балта-Тау).

Структуры субвулканических месторождений отличаются наибольшей сложностью. Широко развитые прожилково-вкрапленные руды локализовались вдоль контактов субвулканических тел, а их форма обусловлена структурой эндоконтактных зон – выступами рельефа субвулканических пород, блоками автомагматических и тектонических брекчий, трещинными структурами. В экзоконтактах субвулканических тел массивные и густовкрапленные руды локализовались в благоприятных для замещения рудным веществом литологических горизонтах, зонах тектонического отслаивания и трещинах.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА, МАЛОГО КАВКАЗА И РУДНОГО АЛТАЯ

Сравнение этих регионов проводилось неоднократно [26, 41, 102, 182]. Главным образом сопоставлялись их геотектонические позиции, рудовмещающие формации, петрохимия вулканитов. Был проведен также анализ зависимостей состава руд от геологического строения регионов [51, 303]. Рудовмещающие вулканоструктуры сравнивались лишь в самом общем виде.

Нами для сравнения использованы многочисленные опубликованные данные по Малому Кавказу [10, 48, 77–79, 118, 119, 128, 171, 172, 174, 207, 241–243, 282, 283, 319], Рудному Алтаю [1, 2, 4, 8, 9, 41, 65, 129, 130, 176, 177, 214, 280, 310], а также данные личных наблюдений, полученные в этих регионах в течение трех полевых сезонов.

Для Южного Урала нами установлен следующий эволюционный ряд типов вулканизма в рамках колчеданосных формаций: трещинный вулканизм → вулканизм центрального типа → внутрикальдерный и ареальный вулканизм. Основное отличие сравниваемых регионов от Южного Урала заключается в том, что на Малом Кавказе проявились преимущественно

средние и конечные члены этого ряда, а на Рудном Алтае — почти исключительно внутрикальдерный и ареальный вулканизм. Различия в преобладающих типах вулканизма были тесно связаны с различиями колчеданосных формаций, представленных на Южном Урале — контрастными и непрерывными (S_2-D_1 и D_2), на Малом Кавказе — преимущественно непрерывными (J_2-K_2 в Сомхето-Карабахской и P в Севано-Акеринской зонах), на Рудном Алтае — контрастными комплексами ($D_2ef_2-gv_1$ в Сивьюшинском и $D_2ef_2-D_3f$ в Алейском поднятиях). Соответственно на Южном Урале получил развитие наиболее полный ряд вулканоструктур, тогда как на Малом Кавказе преимущественно формировались постройки центрального и ареального типов, а на Рудном Алтае ведущей формой были эффузивно-экструзивные сооружения, приуроченные к кальдерам и вулканотектоническим депрессиям. Еще отчетливее различия в профиле магматизма рассматриваемых регионов отражены в составе палеовулканов. Широко развитые на Южном Урале постройки базальтового вулканизма, имеющие самостоятельное значение (лавовые плато, щитовые вулканы) или образующие фундамент дифференцированных по составу вулканических гряд, стратовулканов и массивов, на Малом Кавказе встречаются лишь в виде фрагментов в основании среднеюрской формации, а на Рудном Алтае отсутствуют.

Различия в геотектоническом режиме проявления вулканизма, выраженные в том, что на Южном Урале происходила неоднократная смена рифтогенных и островодужных условий, на Малом Кавказе преобладала островодужная обстановка, а на Рудном Алтае вулканизм развивался на мощной коре континентального типа, обусловили принципиальные отличия крупных вулканотектонических структур этих регионов. Но общность законов эволюции геосинклиналиного магматизма определила существенное сходство ряда локальных рудовмещающих вулканоструктур.

Региональные вулканотектонические структуры Южного Урала и Малого Кавказа, обладающие линейным стилем, близки между собой, но резко отличаются от мозаичных структур Рудного Алтая. В первых двух регионах преобладают положительные структуры. Для Южного Урала типичны гряды центральных вулканов на мощном базальтовом основании. На Малом Кавказе более распространены прерывистые гряды, лишенные мощного базальтового цоколя, и крупные одиночные вулканы. На Рудном Алтае ведущей формой являются вулканотектонические депрессии, осложняющие борта и своды поднятий. Единственная крупная положительная структура, контролирующая оруденение Зырянского района Рудного Алтая — Ревнюшинская, отличается своеобразием проявления магматизма и не имеет аналогов на Южном Урале и Малом Кавказе. По данным А.К. Каюпова и др. [65], магматизм здесь почти не имел связи с поверхностью, проявившись в формировании субвулканических тел плагиолипаритового комплекса.

В каждом из рассматриваемых регионов наряду с типичными зонами, определяющими палеовулканический и металлогенический облик региона, существуют блоки с проявлением промежуточных типов вулканизма. Так, блоки земной коры, где развивался центрально-ареальный тип вулканизма, под которым подразумевается деятельность не крупных моногенных построек и стратовулканов, рассредоточенных по площади, присутствуют

во всех сопоставляемых регионах. Обычно они характеризуются устойчивыми тенденциями к воздыманию, происходившему на фоне прогибающегося ложа геосинклинального трога или изометричной вулканотектонической депрессии, относительно неглубоким залеганием пород фундамента, присутствием наземных вулканических фаций, широким развитием гипабиссальных и субвулканических пород. Примерами могут служить Баймакский район Южного Урала, Болнисский район Малого Кавказа и Змеиногогорский район Рудного Алтая.

С отмеченными особенностями структуры и вулканизма этих районов коррелируются своеобразные черты металлогении – рассредоточенность оруденения в многочисленных, но преимущественно мелких месторождениях и рудопроявлениях, их барит-полиметаллический состав и повышенная золотоносность (для Южного Урала и Малого Кавказа). Как и на Южном Урале, на Малом Кавказе области трещинно-ареального вулканизма характеризуются небольшим масштабом колчеданной минерализации и рассредоточенностью ее в мелких структурах. Пример – эоценовая формация Базумского района [171].

Локальные рудовмещающие вулканоструктуры I порядка также обладают существенными, хотя и не столь резкими, как для региональных структур, различиями. Если для Южного Урала примерно в равной мере характерны кальдеро-депрессийные и вулканокупольные структуры рудных полей, то на Малом Кавказе преобладает вулканокупольный тип. Он ярко представлен в Кафанском рудном поле и Алавердском рудном районе [119, 241, 242, 282]. Кафанская вулканокупольная постройка, сформировавшаяся в байосе, представляет собой сложный многостадийный андезитобазальтандезитдацитриолитовый палеовулкан, осложненный центральной кальдерой. К нему приурочены медноколчеданное Кафанское, колчеданно-полиметаллические Барабатумское и Шаумянское месторождения и ряд рудопроявлений. Алавердская крупная вулканокупольная постройка того же возраста, имеющая базальтандезитдацитриолитовый состав, осложнена периферическим кольцевым разломом и приуроченными к нему аппаратами риодацитового вулканизма [283, 289], с которыми связаны Алавердское и Шамлугское медноколчеданные и Ахталское баритполиметаллическое месторождения. В этом отношении Алавердская постройка приближается к типу кольцевых структур Южного Урала, например, к Узельгинской структуре.

На Рудном Алтае Г.Ф. Яковлевым и В.В. Авдониным выделены три группы локальных вулканоструктур, к которым приурочены рудные поля и месторождения – стратовулканы, кальдерообразные депрессии и межвулканические депрессии [41]. Первые две группы структур имеют аналогии на Южном Урале, третья – является специфически рудноалтайской. Типичной межвулканической депрессией является Лениногорская структура [41, с. 38]. Кальдерообразные депрессии подразделены на простые (Садовущинская) и сложные (Успенская). Последняя во многом аналогична Подольской структуре Южного Урала благодаря внутреннему купольному поднятию, развитию многофазного комплекса кварцевых мегафиров и другим особенностям.

Следует отметить, что среди положительных структур Рудного Алтая выделены рудные поля, приуроченные к склонам и надкупольным зонам

стратовулканов, в которых рудные тела залегают в вулканитах промежуточной фашиальной зоны. Такое положение занимают собственно колчеданно-полиметаллические месторождения, что иллюстрирует уже отмечавшаяся нами закономерность локализации колчеданно-полиметаллического оруденения на некотором удалении от центров вулканизма. Среди южноуральских месторождений, в подавляющем большинстве приуроченных к жерловым—околожерловым зонам, исключение составляет Амурское стратиформное цинковое месторождение, локализованное среди вулканогенно-осадочных пород удаленной фации.

Локальные рудовмещающие вулканоструктуры II порядка имеют в рассматриваемых регионах много общего. Во всех трех областях распространены палеовулканы с вершинными кальдерами, эффузивно-экструзивные купола кислого состава, субмаринные кальдеры, синвулканические горст-антиклинали и отрицательные секториальные структуры. Из структур первого типа хорошо сопоставимы Маканский (Южный Урал) и Кафанский (Малый Кавказ) стратовулканы, а также Сибайская (Южный Урал) и Николаевская (Рудный Алтай) постройки.

Для пары Макан—Кафан, по данным многочисленных работ [118, 119, 241, 242, 282] и данным автора, выявляются такие общие черты: а) близкие размеры — порядка 15—20 км в поперчнике; б) щитовидное базальт-андезито-базальтовое основание; в) слоистое эффузивно-пирокластическое строение конусов; г) вершинные кальдеры с проявлением характерных внутрикальдерных комплексов пород — слоистых тефроидов, игнибритовидных пород, экструзивных тел кислого состава; д) гомодромный тип эволюции расплавов от базальтов до риолитов; е) усиление эксплозивной деятельности в период кальдерообразования со вскрытием корневых частей вулкана и выбросом обломков гипабиссальных пород на поверхность (Макан) или в недра криптовулканического аппарата (Кафан); ж) внедрение на завершающих стадиях вулканической деятельности субвулканических и экструзивных кварцевых мегафиров. Имеющиеся различия связаны с общим более кислым составом вулканических продуктов Кафанской постройки.

Общими чертами Сибайской и Николаевской палеовулканических построек, по данным публикаций [9, 41, 176, 177] и по данным автора, являются: а) ведущая роль в строении этих построек экструзивных куполов кислого состава; б) преобладание среди вулканокластических пород магматогенных брекчий, а не собственно туфов; в) многостадийное развитие, фиксирующееся горизонтами слоистых пород — туффитов, тефроидов, терригенно-тефроидных пород; г) вершинные кальдеры, выполненные породами основного состава; д) антидромный ход излияний расплавов, проявляющийся в Сибайской постройке, правда, лишь на позднем этапе ее формирования. Отличия в строении этих палеовулканов связаны с общими различиями магматизма регионов и заключаются в переслаивании на Сибаете основных и кислых вулканических продуктов, чего не наблюдается в Николаевской постройке.

Эффузивно-экструзивные купола имеют важное рудоконтролирующее значение во всех трех регионах. В апикальных зонах куполов залегают многие колчеданные месторождения (Ахтальское и другие на Малом Кавказе, Сибайское, Подольское, Озерное и другие на Южном Урале, Нико-

лаевское, Габриэловское и прочие на Рудном Алтае). Рассмотренные выше особенности строения эффузивно-экструзивных куполов Южного Урала, связанные с их субмаринным происхождением и широким проявлением процессов флюидно-магматической дифференциации и автометасоматоза, в общих чертах заключаются в антидромной схеме зональности куполов и приуроченности автометасоматитов и сингенетичной пиритизации к их кровле.

Экструзивные купола палеогеновой формации Малого Кавказа отличаются субазральным происхождением, что выражается в широком развитии краснокаменно измененных пород. Для них также весьма характерны процессы автометасоматоза, приводившие к образованию преимущественно серноколчеданной минерализации (Гандзутское и другие месторождения [171]). Возникавшая метасоматическая зональность, имея стандартную схему, отличается от уральской присутствием зон с высокоглиноземистыми минералами, что также связано с субазральными близповерхностными условиями ее образования.

Экструзивные купола и образованные ими постройки являются, как отмечалось, ведущей формой палеовулканов Рудного Алтая. К особенностям их состава и строения относятся сравнительно крупные размеры, хорошо выраженная зональность текстур и структур пород, широкое развитие ликвированных типов пород, мелководные условия формирования. Типичным примером является Познопаловское экструзивное сооружение, изученное В.В. Авдониным [41].

Небольшие кальдеры, вмещающие отдельные рудные тела и месторождения, широко распространены во всех трех регионах. На Южном Урале эти рудовмещающие вулканоструктуры осложняют экструзивные купола и жерловые зоны стратовулканов (Учалинское, Сибайское, Гайское, Подольское, Озерное месторождения). По-видимому, к кальдерному типу относятся и локальные депрессии, реконструированные в Белоубинском синклинии Рудного Алтая. Они заложены на склонах риолитовых эффузивно-экструзивных куполов, имеют крутые борта, выполнены слоистыми туфогенно-осадочными и игнимбритовидными породами, прорванными экструзивными и субвулканическими телами. Депрессии вмещают Гусяковское, Шубинское, Стрежанское и Старковское месторождения.

На Малом Кавказе в кальдерообразной депрессии, осложняющей верхнемеловую вулканическую постройку, залегает Маднеульское месторождение. Медноколчеданное и барит-полиметаллические рудные тела приурочены к локальному вулканическому аппарату, фиксируемому кольцевыми разломами, штоками и дайками кислых пород [174]. Вершинная кальдера реконструирована и в Кафанской постройке.

Синвулканические горст-антиклинали и отрицательные секториальные структуры возникали при ступенчатом опускании блоков пород по синвулканическим разломам в процессе кальдерообразования. Для Южного Урала они рассмотрены на примерах Юбилейного, Майского и других месторождениях. На Рудном Алтае к этой категории относятся широко развитые прикальдерно-секториальные структуры, примером которых может служить Риддер-Сокольная вулкано-тектоническая постройка. Этому же типу принадлежат локальные горст-антиклинальные рудоконтролирующие структуры Зырянского рудного района. На Малом Кавказе

близкие к рассмотренным структурные элементы формировались на Маднелском месторождении [174].

В контроле колчеданного оруденения всех регионов большое значение имели синвулканические разрывные нарушения, игравшие, правда, в этих регионах различную роль. На Южном Урале и Рудном Алтае разрывные нарушения преимущественно выполняли функцию рудоподводящих структур. На Малом Кавказе, кроме того, широко распространены рудокализующие разрывные нарушения. В формировании тех и других структурных элементов ведущее значение имела общая тектоническая обстановка.

Как было показано в гл. 2, для геосинклинальной стадии развития Южного Урала характерны многократные изменения тектонического режима со сменой растяжения сжатием при прогрессирующей роли последнего на поздних стадиях вулканических циклов. В условиях преобладавшего растяжения проявлялась серноколчеданная стадия рудообразования. Продуктивная медно-цинковоколчеданная стадия протекала в обстановке резко переменного режима, а полиметаллическая минерализация формировалась в условиях усиливавшихся горизонтальных сжимающих напряжений.

На Рудном Алтае В.И. Старостиным [41, 294, 295] выделяются два основных типа рудных полей, сформировавшихся в областях растяжения и в областях сжатия. В каждом типе в зависимости от ведущего механизма деформирования выделены подтипы.

Рудные поля областей поперечного изгибания, расположенные в вулканогенных поднятиях (подтип а структур растяжения по В.И. Старостину), на ранних стадиях синвулканического этапа характеризуются горизонтальным положением главных нормальных осей напряжений — поперечным для растягивающих и продольным для сжимающих усилий. На поздних стадиях синвулканического этапа сжимающие усилия ориентируются в вертикальном направлении.

Рудные поля областей горизонтального растяжения при продольно-зональном укорочении (подтип б структур растяжения по В.И. Старостину) характерны для вулканотектонических депрессий. На ранних стадиях синвулканических этапов в них преобладала обстановка всестороннего горизонтального растяжения, сопровождавшаяся излияниями базальтов. На поздних стадиях она сменялась локальными напряжениями осепродольного сжатия и поперечного изгибания с веерообразно расположенными сжимающими усилиями.

Рудные поля в областях латерального сжатия приурочены главным образом к разломам, разделяющим геоантиклинальные и геосинклинальные структуры. На ранних стадиях синвулканического этапа формирование структуры было связано со сдвиговыми перемещениями в обстановке продольного или всестороннего сжатия. На поздних стадиях того же этапа проявлялись поперечные растягивающие усилия при наклонных или вертикальных сжимающих, при этом часто возникали локальные поля напряжений, определявшие структуру отдельных месторождений. Примером рудных полей в областях сжатия является Николаевское [55], для которого детально рассмотрена поэтапная палеотектоническая обстановка.

Даже приведенный беглый обзор показывает, что палеотектонические условия формирования рудно-магматических систем Южного Урала и Рудного Алтая существенно различались. Весьма сходной с южноуральской является схема развития рудных полей типа I, б [294], характеризующаяся циклической сменой обстановок растяжения–сжатия. Остальные обстановки резко отличаются. На Рудном Алтае в противоположность Южному Уралу выделяются разнотипные палеотектонические области, что отвечает общему мозаичному стилю тектоники. Некоторые типы рудных полей (например, областей латерального сжатия) развивались по схеме, противоположной южноуральской: интенсивное сжатие на ранних стадиях в них сменялось растяжением, что соответствует антидромной схеме эволюции вулканизма Рудного Алтая.

На Малом Кавказе наиболее детально изучена структурная эволюция Алавердского рудного района [282] и Кафанского рудного поля [242]. В Алавердском рудном районе наиболее типично Шамлугское медноколчеданное месторождение, в строении которого важную роль играют субпластовые согласные и разрывные дискордантные элементы структуры и соответствующие им по форме рудные залежи и жилы. П.Ф. Сопко [282] выделил четыре группы разновозрастных разрывных нарушений (от древних к более молодым): 1) субширотные взбросы, прослеживающиеся в подрудной части разреза; 2) северо-восточные сдвиги-взбросы, развитые также в подрудной части разреза, но встречающиеся и в песчаниках верхнего байоса; 3) сдвиги северо-западного простирания; 4) субмеридиональные нарушения, представленные нормальными сбросами. Разломы первой и второй групп являются рудоконтролирующими и рудовмещающими, нарушения третьей группы содержат минерализацию поздних сульфидов, кальцита и барита, субмеридиональные сбросы являются пострудными. Таким образом, на Шамлугском месторождении все стадии рудного процесса протекали в обстановке общего сжатия, что выразилось в образовании взбросов, взбросо-сдвигов и сдвигов, движения по которым происходили многократно, прерываясь периодами разрядки напряжений, приоткрыванием одних и закрытием других систем трещин, внедрением магматических тел и циркулирующей рудоносных растворов.

Кафанское рудное поле имеет блоковое строение. Оно рассечено системой крупных разрывных нарушений север-северо-западного и север-северо-восточного простираний (Западно- и Восточно-Саядкарский, Башкентский, Мец-Магаринский, Барабатум-Халаджский, Тежадинский разломы). В блоках между ними развиты субширотные рудные жилы, локализованные в трещинах отрыва. Р.А. Саркисян [242] показал, что жильные трещины образуют единую систему и не являются опережающими по отношению к субмеридиональным разрывным нарушениям. По его данным, эти трещины возникли близко одновременно вслед за формированием среднеюрских вулканогенных пород (до формирования верхнеюрских пород и до расчленения рудного поля на поперечные блоки).

Следует заметить, что формирование системы субширотных трещин отрыва должно было быть обусловлено обстановкой горизонтального сжатия, ориентированного по оси запад–восток. При таком поле напряжений сколовые трещины, в общем, должны соответствовать положению близмеридиональных поперечных разломов, по которым отмечается система

ступенчатых взбросо- и сбросо-сдвигов. Можно предположить, что наблюдающиеся системы разрывных нарушений возникли в конце средней юры в условиях общего поля горизонтального сжатия, а затем движения по сколовым трещинам неоднократно подновлялись, но в принципе план деформации на синвулканическом этапе развития структуры не менялся.

Таким образом, рассмотренные примеры убеждают в том, что формирование рудно-магматических систем Малого Кавказа происходило в обстановке преобладающего сжатия. С этим связано широкое развитие трещинных рудовмещающих структур, играющих подчиненную роль на Южном Урале и Рудном Алтае.

Проведенное сравнение позволяет сделать следующие выводы.

1. Ведущая роль вулканизма центрального типа в формировании колчеданного оруденения, установленная на Южном Урале, подтверждается и в других регионах; зоны с проявлением трещинного, ареального вулканизма и переходных его типов менее перспективны для поисков колчеданных месторождений.

2. Серноколчеданные и медно-цинковоколчеданные месторождения во всех регионах локализовались вблизи вулканических центров, а колчеданно-полиметаллические — преимущественно на некотором удалении от них.

3. Наиболее важное рудоконтролирующее значение среди локальных вулканоструктур во всех регионах имеют экструзивно-эффузивные купола кислого состава и субмаринные кальдеры. К близким выводам на материалах Урала, Северного Кавказа и Рудного Алтая пришли В.В. Авдонин, В.Н. Барышев, М.Б. Бородаевская, А.С. Бобохов, А.Г. Волчков, Ю.С. Каретин, А.И. Кривцов. Важная рудоконтролирующая роль кислых эффузивно-экструзивных куполов в последние годы выявлена и на многих зарубежных объектах — в большинстве месторождений "куроко" в Японии [378, 407], на месторождении Авока в Ирландии [359], месторождениях Минг и Рамблер [403] и Норита [381] в Канаде, Вест-Шаста [375] в Калифорнии и других.

Субмаринные кальдеры, долгое время считавшиеся не характерными для районов проявления раннегеосинклиального вулканизма [138], имеют, судя по всему, также весьма широкое распространение. Об этом свидетельствуют работы советских геологов, а также работы Х. Омото [388] и других японских геологов [378], реконструировавших подобные структуры в области развития миоценовых "зеленых туфов". Выше было показано широкое развитие субмаринных кальдер в Магнитогорском мегасинклиории, на Рудном Алтае и Малом Кавказе. На Малом Кавказе, однако, эти структуры формировались большей частью в наземной и островной обстановке. В районах Уральской эвгеосинклинали субмаринные кальдеры были реконструированы на колчеданных рудных полях Ю.С. Каретиним (Валенторская и Галкинская структуры на севере Тагильского прогиба [95, 96]), А.Г. Злотником-Хоткевичем и В.С. Требухиным на Светлинском месторождении в Восточно-Уральском поднятии [76], Г.Ф. Яковлевым с соавторами на Блявинском рудном поле в Медногорском рудном районе [195], Е.А. Белгородским на Касаргинском рудном поле в пределах Восточно-Уральского поднятия [12], В.Н. Кусковым на Шемурском рудном поле в Ивдельском рудном районе [136] и в других местах.

В последние годы многочисленные кальдеры, осложняющие подводные возвышенности, выявлены в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия [380]. Некоторые из них ("зеленые вулканы") содержат сульфидные скопления, представленные перекристаллизованными массами пирита и халькопирита. Таким образом, предположения о важной рудоконтролирующей роли субмаринных кальдер в локализации колчеданных руд, сделанные на основании палеореконструкций советскими, японскими и американскими геологами, получили прямые подтверждения.

4. Выясненные и уточненные закономерности позволяют положительно оценивать перспективы поисков стратиформного колчеданно-полиметаллического оруденения в вулканогенно-осадочных формациях Южного Урала, особенно в промежуточных и удаленных фациях щелевых вторичных геосинклиналиных прогибов Зауралья, имеющих сходство с рудноалтайскими. Перспективность вулканогенно-осадочных формаций, синхронных продуктивным вулканогенным формациям, подтверждается известными месторождениями и рудопроявлениями — Амурским, Иссыргужинским и др., залегающими в обрамлении Восточно-Уральского поднятия.

ГЛАВА 9

ТИПОВАЯ МОДЕЛЬ КОЛЧЕДАНОНОСНОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

Углубленное изучение связей между магматизмом, метасоматизмом и эндогенным рудообразованием привело к возникновению понятия о магматогенно-рудных, или рудно-магматических, системах [35, 152, 215].

Главный признак рудно-магматических систем, по Г.М. Власову, — закономерное положение магматических, измененных пород и рудных формаций в некотором пространстве [36]. К настоящему времени разработана модель рудно-магматических систем для месторождений пропилитовой формации [35, 396] и рассмотрены локальные рудно-магматические системы оловорудных и некоторых других месторождений Дальнего Востока [152]. Модель рудно-магматических систем месторождений колчеданного семейства только начинает разрабатываться [124, 222, 352, 371].

Подобно тому, как в известном определении магматической формации [132, с. 11–20] различаются абстрактная (формационный тип) и конкретная (магматический комплекс) ее разновидности, по-видимому, следует различать абстрактные и конкретные рудно-магматические системы. Понятие и термин "рудно-магматические системы" автором трактуются так же, как и дальневосточными геологами [36, 234]. Поскольку предложено выделять рудно-магматические системы различных порядков (локальные, региональные и их группы), следует сказать, что под конкретными рудно-магматическими системами мы подразумеваем естественные пространственно-временные сообщества магматических, измененных пород и руд в объеме локальных вулканоструктур I порядка, т. е. в объеме рудных полей.

Исходные для построения модели рудно-магматических систем поло-

жения, установленные при анализе вулканизма Магнитогорского мега-синклиория и отдельных рудных полей, следующие.

1. Эволюция рудоносных вулканоструктур и колчеданообразования в целом определялась пульсирующим внедрением в земную кору мантийного диапира и сменой в каждом тектоно-магматическом цикле обстановки начального растяжения условиями конечного сжатия.

2. Вулканизм, метасоматоз и колчеданообразование были тесно взаимосвязаны. В объеме локальных вулканоструктур I порядка они развивались автономно.

3. Формирование рудоносных вулканоструктур было обусловлено в значительной мере эволюцией периферических магматических очагов. Об этом, в частности, свидетельствует широкое развитие кальдер обрушения, не установленных на крупных стратовулканах андезито-базальтовой формации.

4. Вместе с тем при длительном пульсирующем развитии рудно-магматических систем на всех этапах их эволюции осуществлялась связь поверхности с глубинными магматическими очагами, о чем свидетельствуют состав вулканических продуктов и признаки подтока глубинных эманаций и флюидов, обогащенных серой и щелочами, а также отмечавшийся П.Ф. Сопко [101] достаточно устойчивый (в определенных формациях и субформациях) состав месторождений, не зависящий от состава конкретных рудовмещающих построек.

Динамическая модель рудно-магматических систем имеет три варианта (рис. 56). Вариант А соответствует месторождениям группы А, сформировавшимся на базальтовом основании, вариант Б-1 — месторождениям группы Б, образовавшимся в контрастных, а вариант Б-2 — в непрерывных субформациях, после и в процессе проявления интенсивного кислого вулканизма.

Модель рудно-магматических систем варианта А имеет сравнительно простую схему строения и развития, включающую два главных этапа — магматический и магматически-гидротермальный.

На первом этапе (см. рис. 56, А, I) происходило формирование базальтовых лавовых плато и щитовых вулканов, обусловленное поднятием мантийного диапира и трещинными излияниями толеитовых расплавов в обстановке растяжения. Более поздний этап (II) характеризовался относительной стабилизацией тектонического режима и общей инверсией обстановки растяжения, сменой ее условиями сжатия. В кровле мантийного диапира и в периферических очагах под воздействием трансмагматических флюидов, обогащенных кремнеземом, щелочами и летучими компонентами, начинались процессы магматической дифференциации. Извержения этой стадии (II-1) приводили к формированию сплит-вариолит-гиалокластитовых построек, а опустошение периферических очагов — к образованию кальдерообразных депрессий (II-2).

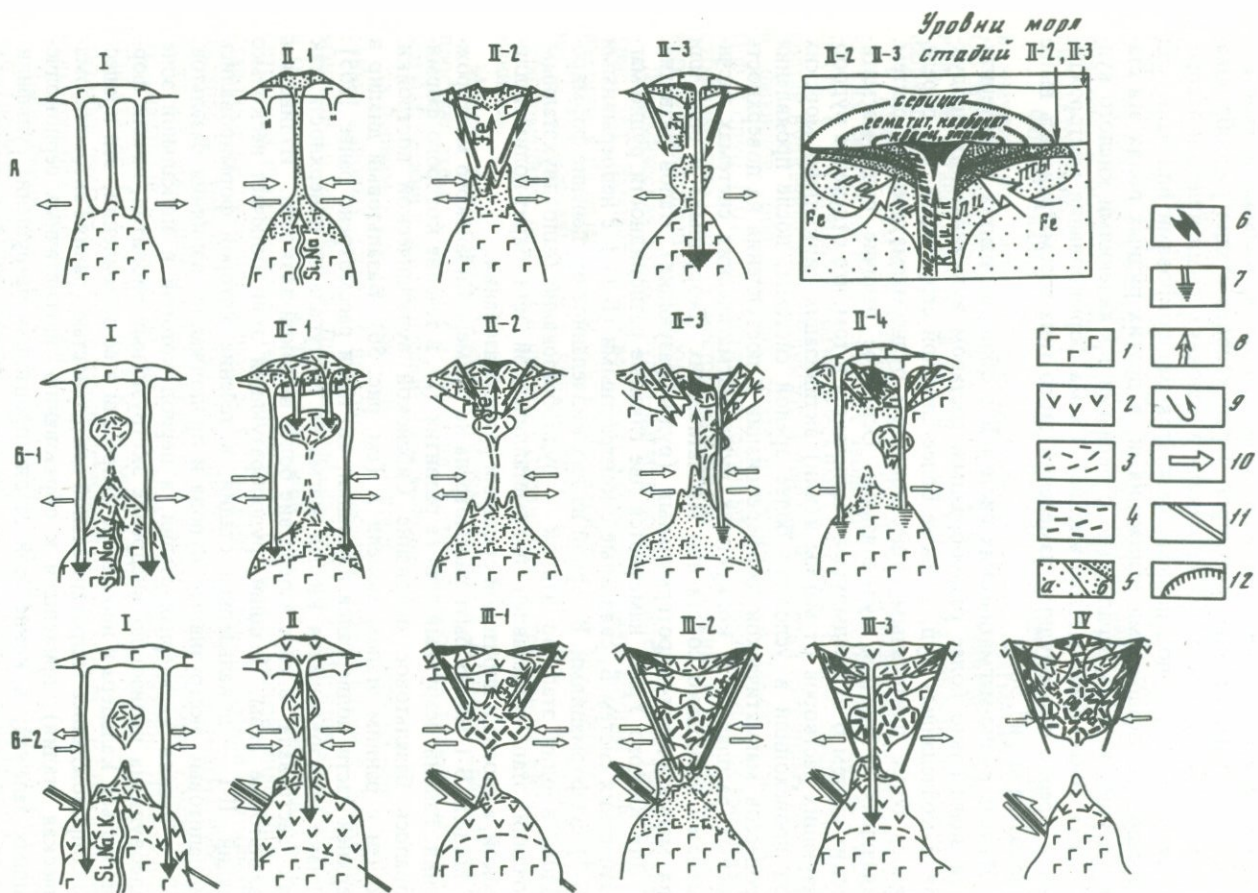
Дифференциация магмы в мантийном диапире способствовала отделению гидротермальных растворов; кроме того, магма активизировала захороненные и просачивающиеся по трещинам морские воды. Независимо от их происхождения гидротермальные растворы на ранне стадии (II-2) производили пропилитизацию вмещающих пород и формировали пиритовые залежи. На более поздней стадии (II-3) при их участии происходили

кислотное выщелачивание и отложение цветных металлов на пиритовой матрице, а выщелоченных компонентов — магния, кальция и железа — на фронте нейтрализации растворов. Продуктивная стадия рудообразования в одних рудных полях протекала в условиях начинавшегося захоронения рудных тел под новыми базальтовыми покровами или чаще под вулканогенно-осадочными отложениями, в других рудных полях эта стадия осуществлялась параллельно с первыми проявлениями кислого вулканизма (Юбилейное месторождение). Схема формирования месторождения и ореола околорудных изменений этого типа рассматривалась выше и показана на рис. 56.

Модель рудно-магматических систем Б в обоих вариантах характеризуется значительно более разнообразным составом вулканических продуктов и колчеданных руд, а также более сложной структурой, что определялось более длительным существованием рудно-магматических систем, связанных с кислым вулканизмом. Основное отличие рудно-магматических систем Б от предыдущей заключается в том, что отделение рудообразующих растворов от магмы и (или) активизация циркуляции морских вод происходили в условиях более зрелой системы, после проявления процессов магматической дифференциации и поступления на поверхность кислых расплавов. В конкретных рудно-магматических системах насчитывается несколько собственно магматических (безрудных) и один или два магматически-гидротермальных (рудообразующих) этапов развития.

Для Южного Урала намечаются две главные разновидности рудно-магматических систем Б, связанные с контрастными (Б-1) и с непрерывными (Б-2) субформациями. В первой из них колчеданное оруденение формировалось в один этап, во второй — рудообразование было двухэтапным. Поздний этап представлен полиметаллической или барит-полиметаллической, а иногда и пиритовой стадиями рудообразования.

Модель Б-1 может быть рассмотрена на примере Сибайского месторождения. Ранний безрудный этап ее развития (I), в течение которого формировалось базальтовое основание Сибайской вулканической постройки, сходен с ранним этапом модели А (см. рис. 56). Базальтовый диапир в верхней части подвергался ликвации, что нами рассмотрено ранее [265]. Однако образовавшаяся кислая магма не поступала на поверхность, так как "застревала" в коре вследствие более высокой вязкости. Изливались базальтовые лавы. Поздний, рудообразующий этап включает несколько стадий. II-1 — докальдерная стадия, в течение которой формировались риодацитовые экструзивные купола и продолжались излияния базальтов. II-2 — ранняя кальдерная стадия, в период которой в апикальной зоне палеовулкана произошло внедрение экструзивных риолитов, начали формироваться кальдера и небольшие депрессии в ее обрамлении; эти процессы сопровождалась гидротермальной деятельностью (ранняя автометасоматическая стадия), приведшей к образованию сингенетичных серноколчеданных залежей; в конце этой стадии произошли разрушение сульфидизированной корки липаритового купола и накопление брекчиевых руд. II-3 — поздняя кальдерная стадия, протекавшая на фоне дальнейшего формирования и блоковых деформаций, выразившихся в образовании Сибайской горст-антиклинальной структуры; интенсивная гидротермальная деятельность обусловила кислотное выщелачивание и метасоматическое



образование сульфидов меди и цинка на пиритовой основе; стадия завершилась накоплением в кальдере надрудной толщи гиалокластитов, сопровождавшимся постепенным падением гидротермальной активности. Схема рудообразования и возникавшей околорудной зональности в модели Б-1 принципиально близка к таковой в модели А с той разницей, что в модели Б-1 пропилитизации подвергались кислые экструзивные породы и процесс имел автотермический характер, что рассмотрено выше (см. рис. 54).

Модель Б-2 обладает наиболее сложным строением и многоступенчатой схемой развития, включающей отдельные этапы и стадии рассмотренных выше моделей. Для Б-2 характерны многочисленные поколения кислых эффузивных, экструзивных и субвулканических тел, ряды которых обычно завершают кварцевые мегафиры, как правило, являющиеся внутри- или пострудными. Процесс рудообразования длительный, двухэтапный или многоступенчатый. Поздний этап представлен полиметаллической или барит-полиметаллической стадиями оруденения, следующими параллельно с внедрением или после внедрения крупнопорфировых и мегафировых кварцевых порфиров. Это обуславливает общий более сложный состав руд, отклоняющийся от типично уральского в сторону алтайского. Примерами рассматриваемой модели являются охарактеризованные в части II Маканское, Подольское, Бакр-Тау-Таш-Тауское, а также Узельгинское, Гайское и другие рудные поля. Типовая схема эволюции Б-2 представляется следующей (см. рис. 56).

I магматический этап – формирование базальтового цоколя, представленного лавовым плато или щитовидной постройкой, иногда осложненной ранней кальдерой; II магматический этап – формирование андезитобазальтового или андезит-дацит-риолитового стратовулкана; III ранний магматически-гидротермальный этап – образование кальдеры или кольцевой структуры с интенсивным проявлением кислого вулканизма в преобладающих экструзивных фациях, гидротермальной деятельностью и рудообразованием, осуществлявшимся в один или несколько циклов, включающих раннюю серноколчеданную (III-1) и позднюю медно-цинковоколчеданную (III-2), а также пострудную магматическую (III-3) стадии; IV поздний магматически-гидротермальный этап – формирование резургентной кальдеры, сопровождавшееся внедрением поздних экструзивных и субвулканических тел кварцевых мегафиров, гидротермальной деятельностью и формированием полиметаллического (или барит-полиметаллического) оруденения. Для начала IV этапа очень характерны мощные эксплозии с выбросом материала периферических магматических

Рис. 56. Модель развития колчеданосной рудно-магматической системы в вариантах, связанных с базальтовым вулканизмом (А), с контрастными базальт-риолитовыми (Б-1) и с непрерывными базальт-андезит-риолитовыми субформациями (Б-2)

1-3 – расплавы и породы базальтового (1), андезитобазальтового, андезитового и дацитового (2), дацитового, риодацитового и риолитового (3) составов; 4 – остаточные кислые расплавы и их производные (кварцевые мегафиры); 5 – расплавы, обогащенные летучими, и породы, подвергшиеся пропилитизации (а); на врезке густота точек соответствует увеличению в породе содержания железа (б); б – колчеданные залежи; 7 – уровни генерации магмы; 8 – трансмагматические флюиды; 9 – направление движения растворов и рудных элементов; 10 – направление стресса; 11 – разломы; 12 – границы распространения минералов при околорудном метасоматозе

очагов и цоколей кальдер — обломков плагиогранитов, гранодиорит-порфиоров, кварцевых мегафиров, диабазов, измененных пород и колчеданных руд. Горизонты брекчий, содержащих такие обломки, встречаются в верхних частях разрезов многих южноуральских месторождений — Октябрьского, Подольского, Гайского, Восточно-Семеновского, Майского и др. Эксплозии на поздних этапах развития рудно-магматических систем проявлялись и в постройках других регионов, например в Кафанской, где сформировались жильные тела магматогенных брекчий с обломками плагиогранитов и "барабатурских" кварцевых мегафиров [79]. Близкое положение, видимо, занимают и эксплозивные брекчии многих алтайских месторождений [130].

Схема эволюции кислых расплавов в зрелых периферических очагах (модель Б-2) представляется в следующем виде. В этап кальдерообразования первыми поступали на поверхность обогащенные флюидами и бедные интрателлурическими вкрапленниками расплавы верхних зон периферических камер. Остальная часть кислой магмы, подвергаясь кристаллизационной дифференциации, застывала под вулканами в виде субвулканических тел крупнопорфировых, мегафировых и полнокристаллически-порфировых пород. При последующей активизации кислых магматических очагов в этап возрожденной кальдеры часть остаточных расплавов, обогащенных порфиоровыми выделениями кварца, плагиоклаза, роговой обманки, пироксена и гомогенными включениями этих минералов, выдавливалась в верхние этажи вулканических построек и застывала в виде даек, субвулканических и экструзивных тел кварцевых мегафиров. Такой схеме отвечают наблюдавшаяся вертикальная зональность и установленная последовательность внедрения пород на Подольском, Маканском и многих других рудных полях.

Рассмотренная схема развития рудно-магматических систем проявлена полностью не во всех конкретных структурах. В некоторых из них производные отдельных этапов и стадий могут отсутствовать или оказаться сдвинутыми во времени.

Нетрудно заметить, что во всех рассмотренных вариантах модели рудно-магматических систем интенсивная гидротермальная деятельность совпадает с периодами деструкции вулканических построек. Это повышает вероятность того, что гидротермальная деятельность протекала по схеме гидротермальных конвективных ячеек, предложенной японскими геологами. В последнее время аналогичная модель, именуемая схемой рециклинга, разрабатывается применительно к уральским месторождениям А.И.Кривцовым [124]. Действительно, при кальдерообразовании, интенсивных блоковых перемещениях и напряжениях переменного знака, характерных для периодов рудообразования, можно ожидать наиболее активную циркуляцию морских вод по кольцевым и радиальным трещинам и проникновение их в зону магматического очага.

Поведение железа в ходе рудно-магматического процесса представляет особый интерес, так как пирит образует основной объем колчеданных залежей. Накопление железа в рудно-магматических системах происходило еще в магматическую стадию и осуществлялось в конечных дифференциатах базальтовых комплексов, что следует из установленной толейтовой тенденции их эволюции (см. рис. 7, 8). Дальнейшая мобилизация железа

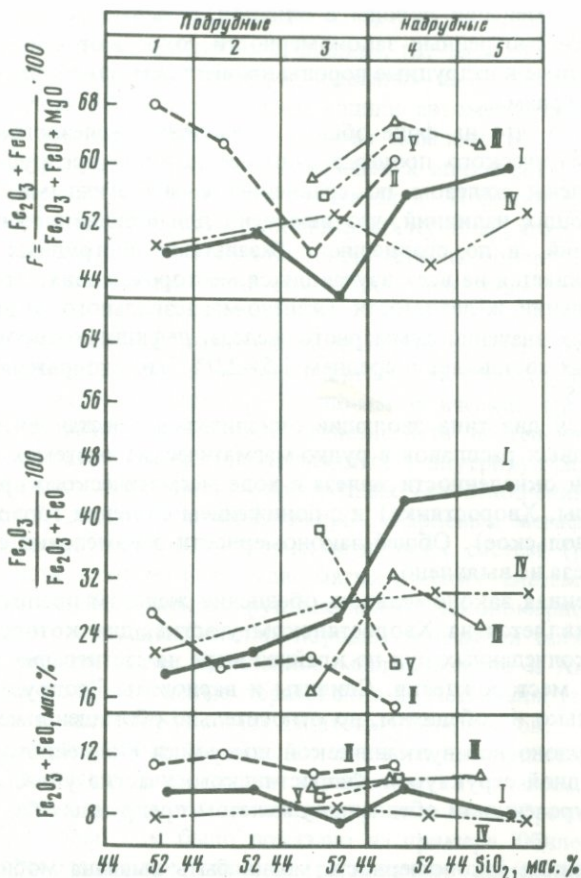


Рис. 57. Графики изменений средних содержаний суммарного железа, степени его окисленности и железистости в разновозрастных базальтах рудных полей колчеданных месторождений Южного Урала

Вертикальные столбцы (1–5) отвечают последовательно сформировавшимся пачкам базальтов, жирной линией показан уровень формирования оруденения. I–V – месторождения и безрудный участок: I – Юбилейное (1 – среднее из 14 анализов, 2 – из 12, 3 – из 9, 4 – из 5, 5 – из 6), II – Сибайское (1 – из 9, 2 – из 8, 3 – из 5, 4 – из 14), III – Учалинское (3 – из 6, 4 – из 13, 5 – из 26), IV – Хворостянский (1 – из 2, 3 – из 25, 4 – из 13, 5 – из 4), V – Подольское (3 – из 6, 4 – из 11)

происходила различными путями, в том числе и из магматических очагов гидротермальными растворами. Для выяснения этих процессов нами проанализированы петрохимические особенности разновозрастных базальтов на Учалинском, Сибайском, Юбилейном, Подольском месторождениях и на Хворостянском участке (рис. 57). Наиболее полные разрезы основных пород изучены на Юбилейном (I) и Сибайском (II) месторождениях и на Хворостянском участке (IV), где проанализированы средние составы нескольких последовательно сформировавшихся дорудных и пострудных базальтовых пачек. На Учалинском месторождении (III) изучены одна предрудная и две пострудные, а на Подольском (V) – по одной пачке предрудных и пострудных базальтов. Анализировались лишенные гидро-

термальных изменений породы с близкой степенью регионального метаморфизма. Рассмотренные закономерности сохраняются и в тех случаях, когда подрудные и надрудные породы принадлежат одной фации регионального метаморфизма.

Установлено, что на фоне общего повышения железистости базальтов в ходе магматического процесса наиболее поздние предрудные базальты резко обеднены железом по сравнению с аналогичными вулканитами предшествующих излияний, что выяснено для Юбилейного и Сибайского месторождений, и по сравнению с базальтами пострудных извержений, что прослеживается на всех изучавшихся месторождениях. Это выражается как в изменении железистости (железо-магнезиального отношения), так и абсолютных значений суммарного железа, дефицит которого в предрудных базальтах составляет в среднем 1,5–2,0%. Это отображено на диаграмме (см. рис. 57).

Намечаются два типа эволюции окислительно-восстановительных условий базальтовых расплавов в рудно-магматических системах – с возрастанием степени окисленности железа в ходе магматического процесса (Юбилейное, Учалы, Хворостянка) и с понижением значения того же параметра (Сибай, Подольское). Общей закономерности в изменении степени окисленности железа не выявлено.

Установленная закономерность обеднения железом предрудных базальтов не проявляется на Хворостянском участке, для которого выяснено отсутствие колчеданных руд по крайней мере на статиграфическом уровне Юбилейного месторождения. Спилиты и вариолиты "подрудного" уровня здесь не только не обеднены, но относительно обогащены железом. Сопоставление рудоносной вулканической постройки Юбилейного месторождения с безрудной структурой Хворостянского участка убеждает в закономерной приуроченности обедненных железом предрудных базальтов к рудным полям.

Установленная закономерность могла быть вызвана мобилизацией железа гидротермальными растворами из базальтового расплава или из сформировавшихся пород. В пользу первого варианта свидетельствует то, что обеднены железом определенные стратиграфические горизонты базальтов, лежащие за пределами ореолов гидротермальных изменений месторождений. Однако при этом варианте трудно объяснить такую последовательность событий: извлечение железа из магмы → излияние базальтов → формирование колчеданных залежей. Приходится предполагать, что обогащенные железом растворы "застревали" в коре (в периферических очагах?), что маловероятно. В противном случае обеднены железом должны быть пострудные базальты, что не соответствует действительности.

Второй вариант – извлечение железа из вмещающих пород – традиционен [217], но принимая его, трудно на первый взгляд объяснить стратиграфическую приуроченность обедненных железом базальтов. Остается как будто единственная возможность считать, что воздействию растворов, мобилизующих железо, подвергались только непосредственно предрудные базальты, а подстилающие их породы не подвергались выщелачиванию. Такой вариант возможен при автометасоматозе определенного комплекса пород, что было нами показано на примере Юбилейного месторождения.

Таким образом, предрудные базальты, вероятно, поступали на поверхность из верхней зоны мантийного диапира, где расплавы были обогащены флюидами. Последние преобразовывались на поверхности в гидротермальные растворы, которые производили автотермическую пропилитизацию, извлекали железо и другие компоненты из материнских базальтов и откладывали их в центральных и апикальных частях вулканических построек, в ореоле пропилитизации. Принципиально сходные процессы протекали и в кислых экструзивных куполах, что уже было показано выше. Пострудные базальты поступали на поверхность из более глубинного источника и их состав стоит ближе к составу первичной толеитовой магмы.

Данные о железистости разновозрастных неизмененных кислых пород, напротив, свидетельствуют о мобилизации железа из кислой магмы в периферических очагах. На примере рудно-магматических систем Бурибайского рудного района видно, что железистость постепенно возрастает от ранних к поздним поколениям дорудных и внутрирудных кислых пород, а затем резко понижается в пострудных (по отношению к основной медно-цинковой стадии рудообразования) кварцевых мегафирах, являющихся конечными членами рудно-магматических систем (рис. 58). Это установлено для конкретных рудно-магматических систем типа Б-1 — Мамбетовского и Подольского рудных полей. Закономерное понижение железистости в пострудных кислых породах отмечается также и в Петропавловском рудном поле (Юбилейное месторождение и Хворостянский участок), хотя поздние кислые образования представлены там не мегафирами, а дайками мелкопорфировых дацитовых порфиритов.

Железо, мобилизованное из вмещающих пород в процессе их автотермизма и вынесенное из кислых периферических очагов, отлагалось в приповерхностных зонах вулканоструктур главным образом в составе хлоритов. При этом, как было показано на примере Юбилейного месторождения, преобладающие пеннины регионально измененных пород в процессе пропилитизации переходили в прохлориты, а иногда и более железистые хлориты (например, тюрингит на Сибайском месторождении). Простые расчеты показывают, что при 50%-ном содержании хлорита в породе для преобразования пеннина в прохлорит требуется привнос железа 120 млн. т на 1 км³ породы.

Параллельно с эндогенным источником концентрация железа в приповерхностных и поверхностных зонах вулканоструктур на ранней стадии гидротермальной деятельности происходила и экзогенным путем, при гальмиролизе базальтов. Выше мы уже ссылались на работы А.Г. Злотник-Хоткевича по этому вопросу. Значительное обогащение железом закаленных при контакте лавы с морской водой зон гиалокластитов отмечает Э. Бонатти [363].

На следующей стадии гидротермальной деятельности в процессе кислотного выщелачивания железо извлекалось из обогащенных этим элементом пропилитов и, связываясь с серой, отлагалось в виде колчеданных залежей. При этом прохлориты или более железистые хлориты превращались в клинохлоры. По наблюдениям многих исследователей и по нашим данным [136, 153, 221, 307, 308], хлориты в ореолах метасоматитов колчеданных месторождений Южного Урала во всех случаях представлены бесцветной

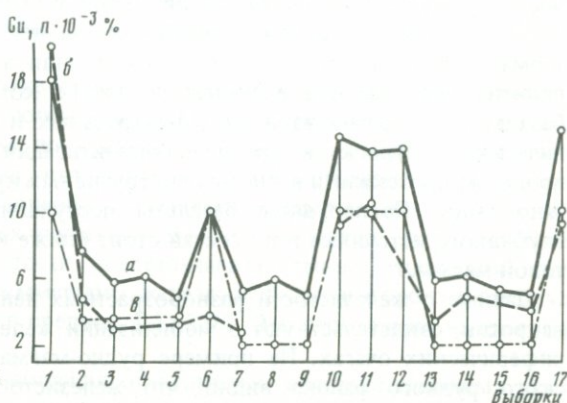
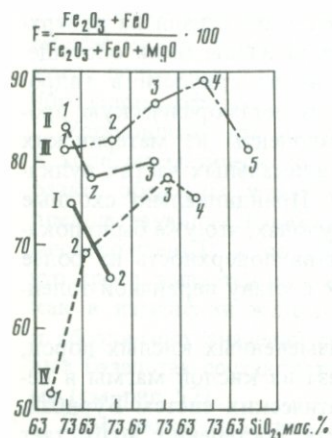


Рис. 58. Диаграмма железистость—кремнезем для средних составов разновозрастных кислых пород колчеданных рудных полей и месторождений Бурибайского рудного района

I — Юбилейное месторождение: 1 — внутрирудные кварцевые риодацитовые порфиры (11 анализов), 2 — пострудные дайки плагиоклазовых дацитовых порфиритов (7); II — Петропавловское рудное поле, Хворостянский участок: 1 — дорудные эффузивные риодацитовые порфиры (3), 2 — пострудные эффузивные андезито-дацитовые порфиры (2), 3 — пострудные дайки дацитовых порфиритов (10); III — Мамбетовское месторождение: 1—4 — дорудные породы: 1 — эффузивные фельзитовые риодациты пачки b-br₄' (9), 2 — те же пачки b-br₂' и ранние дайки аналогичного состава (8), 3 — эффузивные фельзитовые риодациты пачки b-br₅''' (5), 4 — экструзивные кварцевые риодацитовые порфиры (8), 5 — пострудные кварцевые мегафиры (7); IV — Подольское месторождение: 1 — дорудные экструзивные кварцевые риодацитовые порфиры (4), 2 — гибридные кварцевые андезито-дацитовые порфиры (7), 3 — внутрирудные риолитовые микропорфиры (7), 4 — пострудные кварцевые мегафиры (11)

Рис. 59. Вариации средних содержаний меди в различных породах баймак-бурибаевской (b-br) и ирендыкской (ir) свит Мамбетовского участка по данным двух лабораторий

а — по данным лаборатории ИГ БФАН СССР, б — по данным ЦХЛ объединения "Башкиргеология" и в — кларки Cu по А.П. Виноградову

Выборки (в скобках указано количество анализов): 1 — андезито-базальты b-br (34), 2 — андезиты b-br (61), 3 — андезито-дациты b-br (67), 4 — андезито-дациты и андезиты b-br (128), 5 — дациты и риодациты b-br (55), 6 — базальты b-br₂' (17), 7 — риодациты b-br (66), 8 — риодациты гибридные (9), 9 — все эффузивные кислые породы b-br (130), 10 — базальты ir (11), 11 — андезито-базальты ir (32), 12 — все основные породы b-br (43), 13 — ранние субвулканические породы b-br (23), 14 — экструзивные риодациты b-br (33), 15 — все кислые породы b-br (186), 16 — поздние субвулканические тела кварцевых мегафиров (18), 17 — субвулканические породы основного состава ir (17)

(при одном никеле) низкопреломляющей маложелезистой разновидностью — клинохлором.

Ориентировочный подсчет показывает, что только за счет извлечения железа при переходе прохлорита в клинохлор (при содержании хлорита 50% объема породы) в блоке объемом 0,5 × 0,5 × 1,0 км может быть создано колчеданное месторождение средних размеров. Отметим, что близкие к расчетным объемы имеют реальные зоны выщелачивания на южно-уральских месторождениях. Если же учесть, что в центральных зонах выщелачивания, представленных кварц-серицитовыми и монокварцевыми

метасоматитами, практически все железо выщелочено, то количество его окажется избыточным.

Расчет возможных объемов миграции железа при автометасоматозе кислых пород был нами приведен выше для Сибайского месторождения. Он показал возможность накопления железа при пропилитизации не только основных, но и кислых пород. Местный источник железа при формировании колчеданных руд в стадии гипогенного кислотного выщелачивания на этом месторождении доказан В.А. Прокиным [217]. Таким образом, рассматриваемая схема годится для месторождений групп А и Б. Близкий к охарактеризованному механизм извлечения железа из вмещающих пород для Октябрьского месторождения был обоснован А.А. и Д.А. Малаховыми [153].

Поведение рудообразующих элементов (Cu, Zn, Pb, Ba) в ходе развития рудно-магматических систем нами изучалось на основании полуколичественных спектральных анализов рудовмещающих вулканогенных пород. Предполагается, что модальные (Мо) содержания Cu, Zn, Pb, Ba по этим данным, подвергнутым статистической обработке, близки к содержаниям этих элементов в исходных расплавах. Для этого предположения есть следующие основания: 1) анализировались породы, не затронутые гидротермальными изменениями, 2) данные анализов разных лабораторий имеют хорошую сходимость, 3) содержания рудообразующих элементов надежно коррелируются с кларковыми в породах соответствующего состава (рис. 59).

Общие закономерности вариаций содержаний меди в рудовмещающих вулканогенных формациях рассмотрены Т.И. Фроловой и И.А. Буриковой [315], А.И. Кривцовым [123], Р.Г. Язевой, Г.П. Беляниной, Г.Б. Мельниковой [347] и автором [254]. Они заключаются в последовательном обогащении медью однотипных пород более молодых формаций одного ряда. По данным М.Ш. Бикова, А.А. Захарова, А.М. Косарева и др., для Бурибайского рудного района средние содержания Cu ($n \cdot 10^{-3}\%$) составляют в базальтовой формации (S) — 5,6; в последовательно накапливающихся толщах базальт-риолитовой формации (S_2-D_1): в диабазовой — 13,3, в спилит-вариолитовой — 6,5, в андезито-базальтовой — 13,6, андезит-андезито-базальтовой — 7,3; в разновозрастных (снизу вверх) толщах андезито-базальтовой формации (D_{1-2}) — 25,2; 17,5 и 14,2. При определенных колебаниях содержаний Cu в основных породах внутри формаций в целом базальт-риолитовая формация богаче медью, чем базальтовая, примерно в 2 раза, а андезито-базальтовая — в 3–4 раза. Эти данные, по-видимому, свидетельствуют о последовательном накоплении Cu в базальтовых расплавах по мере эволюции мантийного диапира и могут рассматриваться как фон при анализе поведения Cu в рудно-магматических системах. Они находятся в соответствии с представлением В.И. Смирнова [273] о глубинном источнике Cu.

Проанализированы средние и модальные содержания Cu, Zn, Pb и Ba в разновозрастных вулканогенных породах Юбилейного месторождения, Хворостянского участка (модель А), Сибайского (модель Б-1), Мамбетовского и Подольского (модель Б-2) рудных полей.

На Юбилейном месторождении выявлено следующее (рис. 60). Максимальные средние и модальные содержания меди отмечаются в базальтах,

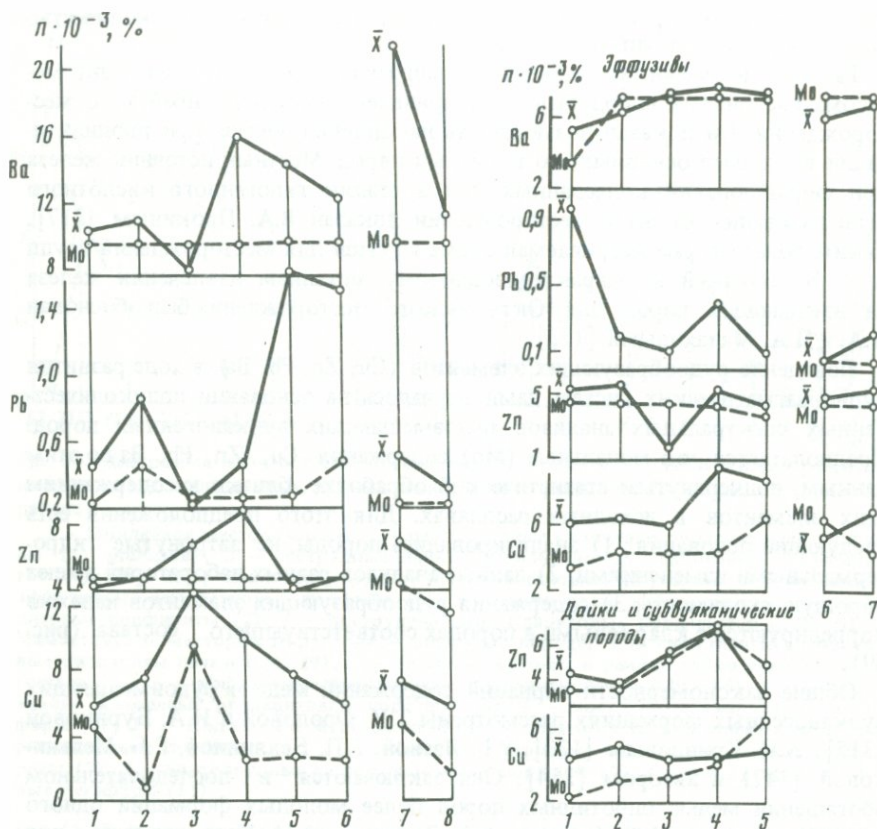


Рис. 60. Средние (\bar{X}) и модальные (Mo) содержания Cu, Zn, Pb и Ba в разновозрастных породах баймак-бурибаевской (b-br) и ирендыкской (ir) свит Юбилейного месторождения

Выборки (в скобках указано количество анализов): 1-2 — дорудные породы: 1 — базальты b-br₁' (37), 2 — базальты b-br₁'' (25); 3 — рудовмещающие базальты (спилиты, вариолиты, гиалокластиты) b-br₂ (35); 4-5 — пострудные породы: 4 — базальты b-br₃' (17), 5 — андезито-базальты b-br₄₋₅ (14); 6 — андезито-базальты, андезиты, базальты ir (18); 7 — внутрирудные кислые породы b-br₃'' (45); 8 — пострудные кислые дайки b-br₄₋₅ (32)

Рис. 61. Средние (\bar{X}) и модальные (Mo) содержания Cu, Zn, Pb и Ba в разновозрастных породах баймак-бурибаевской (b-br) и ирендыкской (ir) свит Хворостянского участка

Выборки (в скобках указано количество анализов), эффузивы: 1 — базальты b-br₁ (10), 2 — базальты b-br₂ (168), 3 — базальты b-br₃ (87), 4 — андезито-базальты b-br₄₋₅ (156), 5 — андезито-базальты ir (78), 6 — дациты, риодациты b-br₃'' (51), 7 — дациты, андезито-дациты b-br₄₋₅ (55); дайки и субвулканические породы: 1 — дайки дацитов северо-западного простирания (14), 2 — субвулканические тела риодацитов (25), 3 — дайки риодацитов северо-западного и северо-восточного простираний (16), 4 — субвулканические кварцевые мегафайры, 5 — субширотные дайки дацитов (8)

излияния которых непосредственно предшествовали формированию колчеданных залежей; в постерудных базальтах они резко понижены. Максимумы содержаний Zn, Pb и Ba в ряду базальтов последовательно смещаются в более молодые отложения; поскольку увеличение содержаний Zn, Pb и Ba не сопровождается возрастанием их модальных значений, такое распределение элементов, видимо, обусловлено зональностью геохимического ореола, установленной работами Л.Н. Овчинникова и Э.Н. Баранова, а не первоначальными содержаниями элементов в расплаве. Средние и модальные содержания всех элементов в пострудных дайках ниже, чем в более ранних внутрирудных кварцевых риодацитах. Из этих данных можно сделать вывод, что накопление меди происходило в базальтовом магматическом очаге, в меньшей степени — в кислом периферическом очаге. Из этих источников медь выносилась растворами и отлагалась в колчеданных залежах, а обедненные медью расплавы формировали надрудную толщу.

На Хворостянском участке отсутствуют резкие (рис. 61) изменения модальных содержаний Cu, Zn, Pb и Ba в рядах разновозрастных основных и кислых пород. Особенно четко это проявляется в ряду субвулканических кислых пород и даек, в которых модальные содержания меди плавно возрастают, а средние содержания выровнены. Не укладываются в общую закономерность только кварцевые мегафиры, имеющие несколько повышенные модальные содержания Zn. Общую плавность кривых всех элементов можно объяснить отсутствием заметной концентрации рудообразующих элементов в магме и слабым проявлением гидротермальной деятельности.

На Сибайском рудном поле распределение рудных элементов в породах в принципе близко к таковому на рассмотренном примере для Юбилейного месторождения (рис. 62). Здесь наблюдаются резкое повышение средних и модальных содержаний Cu и Zn в поздних предрудных базальтах входящих в контрастную базальт-риолитовую толщу, общее понижение содержаний этих элементов в пострудных базальтах и некоторое возрастание средних содержаний Cu и Zn в надрудных гиалокластитах. В двух поколениях дорудных кислых пород Cu и Zn содержатся примерно в равных количествах. Как и для Юбилейного месторождения, резкое обеднение медью и цинком базальтов, излившихся вслед за проявлением медно-цинковой стадии рудообразования, вероятно, свидетельствует о мобилизации Cu и Zn из базальтовой магмы.

Мамбетовское рудное поле характеризуется преобладанием в разрезе средних и кислых пород и в целом небольшими объемами выявленных колчеданных руд. Проанализированные породы базальтового ряда принадлежат разным формациям: дорудные основные породы — базальт-риолитовой, а пострудные — андезито-базальтовой формациям. Данных по вариациям Cu, Zn, Pb и Ba в основных породах недостаточно, можно лишь отметить однонаправленный характер изменения их модальных содержаний, с возрастанием значений Mo (Cu) и (Zn) в поздних членах ряда (рис. 63). Для кислых пород, образующих представительный ряд, установлено слабо выраженное повышение модального содержания Cu во внутрирудных кислых породах, небольшое понижение Mo (Cu) в пострудных кислых эффузивах и плавное возрастание — в экструзивных и субвулканических телах, а также резкое увеличение содержаний (Mo и \bar{X})

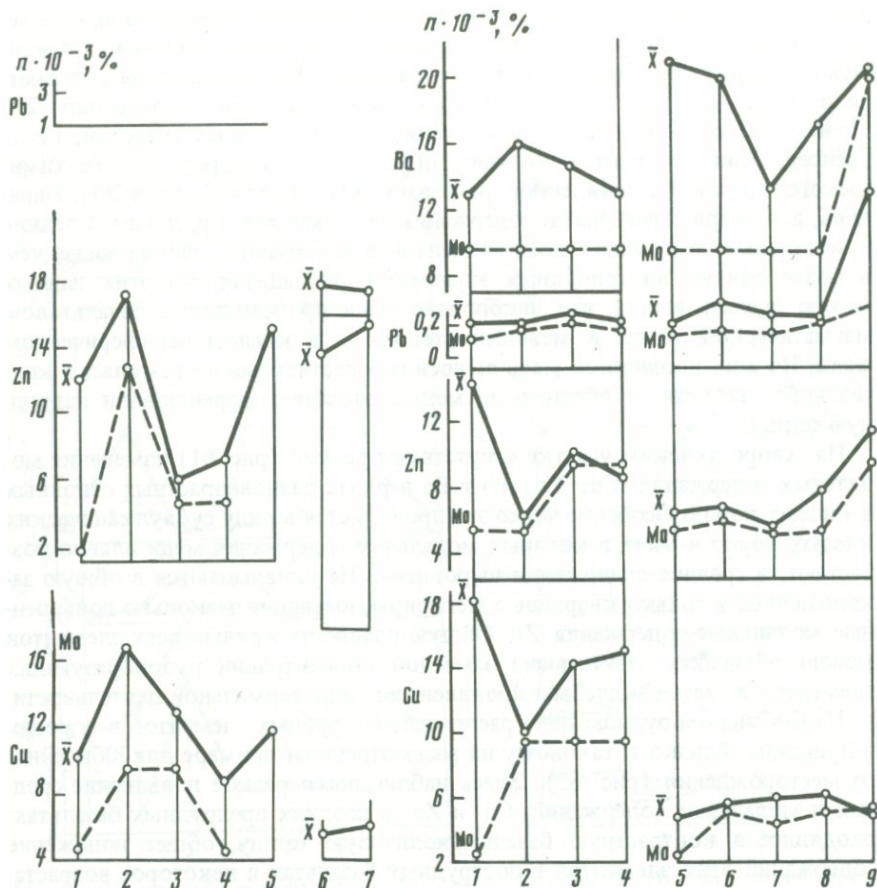


Рис. 62. Средние (\bar{X}) и модальные (Mo) содержания Cu, Zn и Pb в разновозрастных породах карамалытагашской (кг) свиты Сибайского рудного поля

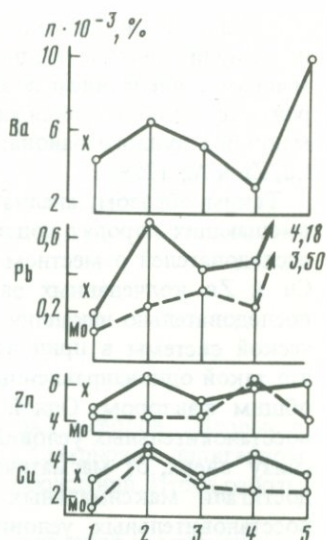
Выборки (в скобках указано количество анализов): 1-3 - дорудные базальты: 1 - базальты kr'_1 (56), 2 - базальты kr'_1 (22), 3 - базальты kr'_2 (30); 4 - пострудные базальты kr'_3 (42); 5 - пострудные базальты (гиалокластиты) kr'_3 (51); 6 - дорудные риодациты базокварцевые (37); 7 - рудовмещающие кварцевые риодиты (165)

Рис. 63. Средние (\bar{X}) и модальные (Mo) содержания Cu, Zn, Pb и Ba в разновозрастных породах баймак-бурибаевской (b-br) и ирендыкской (ir) свит Мамбетовского участка

Выборки (в скобках указано количество анализов): 1 - дорудные базальты и андезит-базальты b-br'' (34); 2-4 - послерудные базальты: 2 - базальты b-br'' (17), 3 - базальты ir эффузивные (43), 4 - базальты ir субвулканические (17); 5 - дорудные дациты, риодациты b-br'' (55); 6 - внутрирудные эффузивы b-br'' и дайки кислого состава (89); 7-9 - пострудные кислые породы: 7 - кислые гибридные породы b-br'' (9), 8 - экструзивные кварцевые риодациты (33), 9 - субвулканические и экструзивные кварцевые мегафиды (18)

Рис. 64. Средние (\bar{X}) и модальные (Mo) содержания Cu, Zn, Pb и Ва в разновозрастных породах Подольского рудного поля

Выборки (в скобках указано количество анализов): 1 — рудовмещающие экструзивные кварцевые риодациты (213), 2 — пострудные (по отношению к основной Cu—Zn стадии рудообразования) андезиодациты (32), 3 — пострудные риодациты мелкопорфировые (45), 4 — субвулканические кварцевые мегафиры (17), 5 — трахидациты и их туфы (91)



Zn, Pb и Ва в поздних кварцевых мегафрах. Эти данные определенно свидетельствуют о накоплении элементов, характерных для позднего этапа рудообразования, в остаточных расплавах кислых периферических очагов.

Распределение Cu, Zn, Pb и Ва в породах Подольского рудного поля показано на рис. 64 и было рассмотрено выше (см. табл. 14). Установлено, что породы трахидацитового комплекса резко специализированы на Pb, Zn и Ва; модальные значения повышены в кварцевых мегафрах. Для Cu надежных закономерностей не выявлено, так как в рудоносном экструзивном куполе рудные элементы выщелочены, а несколько повышенные содержания Cu в андезиодах (андезито-дацитах) могут быть связаны с их более высокой основностью и отвечать более высокому кларку меди в этих породах.

Общие выводы из анализа распределения Cu, Zn, Pb и Ва в рассмотренных рудно-магматических системах следующие.

1. Все изучавшиеся элементы накапливались в магме в процессе эволюции рудно-магматических систем, их фоновые (Mo) содержания в целом повышаются в поздних членах рудно-магматических систем, что соответствует общей тенденции изменения содержаний элементов в формационных рядах.

2. На этом фоне для рудоносных систем характерны резкие колебания модальных содержаний Cu и иногда Zn в базальтах, близких по времени формирования к рудообразованию. В предрудных базальтах они повышаются, а в послерудных — понижаются. Аналогичная, но менее рельефно выраженная закономерность прослеживается и в рядах кислых пород. Поскольку отмеченная закономерность не проявляется на безрудном участке (Хворостянском) и менее четко проявляется на рудном поле с наибольшим объемом оруденения (Мамбетовском), резкие колебания Mo(Cu) в базальтовых пачках могут служить критерием колчеданности.

3. Zn, Pb и Ba концентрировались в остаточных кислых расплавах, поэтому проявление позднего этапа рудообразования было близко одновременным с внедрением поздних субвулканических тел кварцевых мегафиров. Это подтверждается также данными, полученными нами ранее для Баймакского рудного района, где поздние субвулканические тела обогащены Cu, Zn и Ag [259].

Таким образом, анализ распределения железа и цветных металлов во вмещающих породах подтверждает выводы В.И. Смирнова [273] и других исследователей о местном источнике железа и глубинном происхождении Cu и Zn колчеданных залежей. Особенно интересно поведение железа, последовательно накапливавшегося на всех этапах развития рудно-магматической системы в приповерхностных зонах вулканоструктур. Очевидно, что такой однонаправленный процесс должен был регулироваться каким-то общим фактором. Одной из главных причин, вероятно, было усиление восстановительных условий в рудно-магматической системе в направлении снизу вверх, от магматического очага к поверхности дна моря, где они достигали максимальных значений. Иное распределение окислительно-восстановительных условий характерно для наземной обстановки. Повышенный потенциал кислорода не способствует образованию сульфидов. Это, вероятно, является одной из основных причин отсутствия здесь крупных скоплений колчеданных руд. Другая вероятная причина – вынос из поверхностных зон рудно-магматических систем больших объемов железа, мигрирующего в морские бассейны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволяют сделать ряд выводов, которые в целом хорошо согласуются с представлениями В.И. Смирнова о полигенном и полихронном происхождении колчеданных месторождений. Итоги работы сводятся к следующему.

1. Разработана новая схема формационного расчленения геосинклинальных вулканогенных толщ Магнитогорского мегасинклинория. Вулканогенные формации образуют три латерально-возрастных ряда: I) $O-D_2ef$, II) $S_2? -D_2gv$, III) $D_2 -D_3f$. Ряды I и II образованы стандартными триадами существенно натриевых формаций: базальтовой, базальт-риолитовой и андезито-базальтовой. Третий ряд редуцирован и представлен калиево-натриевой базальт-андезит-риолитовой формацией. В ранге субформаций выделены контрастные и непрерывные комплексы, отличающиеся по степени дифференцированности. Непрерывные комплексы формировались в составе как базальт-риолитовых, так и андезито-базальтовых формаций; в последних они носят гибридный характер и отличаются рядом петрографических и петрохимических черт.

Все геосинклинальные вулканогенные формации имели один магматический источник и образовались путем эволюции толеитовых расплавов. Основные закономерности вариаций состава вулканитов во времени заключаются в цикличном усилении известково-щелочных тенденций, увеличении содержаний глинозема в базальтах, общей щелочности и калиевоности пород, возрастании вариаций железо-магниевого отношения и железистости базальтов однотипных формаций от ранних к поздним комплексам базальт-риолитовых и андезито-базальтовых формаций, от начальных к конечным членам формационных рядов и в целом к концу геосинклинального мегацикла.

Главные закономерности латеральных вариаций петрохимического состава вулканогенных комплексов следующие: увеличение щелочности и доли калия в сумме щелочей в разновозрастных образованиях с запада на восток; увеличение железистости различных формаций в блоках с более мощным гранулит-базитовым слоем, а щелочности — в блоках с повышенной мощностью новообразованного гранитно-метаморфического слоя коры.

2. Составлены палеовулканологическая карта Магнитогорского мегасинклинория и серия палеовулканических схем-срезов. Разработана методика детальных и среднемасштабных палеовулканологических реконструкций колчеданосных районов.

Региональные палеовулканологические реконструкции показали, что Магнитогорский мегасинклиорий на геосинклинальной стадии представлял собой систему вулканических поясов, развивавшихся при неоднократной смене режимов растяжения и сжатия.

Формирование базальтовых комплексов контролировалось локальными рифтогенными структурами общеуральского простирания. Вулканиды дифференцированных базальт-риолитовых формаций образовали два дугообразных колчеданосных пояса (силурийско-нижнедевонский и среднедевонский), обращенных выпуклостью к западу. Среднедевонский пояс не совпадает с контурами современных структурно-формационных зон. Палеовулканические колчеданосные пояса имели симметричное строение: их периферические зоны представлены областями проявления трещинного и трещинно-ареального вулканизма, осевые — грядами вулканов центрального типа. Эти пояса контролировались локальными крутопадающими сколовыми зонами северо-восточного и северо-западного простираний и формировались в обстановке переменного тектонического режима с преобладающим сжатием.

Образование андезито-базальтовых вулканических поясов было связано с движениями по глубинным сколам меридионального простирания и восточного падения в обстановке релаксации сжимающих напряжений. Восточное падение магмаконтролирующей сколовой зоны, устанавливаемое по данным палеореконокструкций, подтверждается петрохимическими данными, в первую очередь увеличением щелочности, калиевоности и глиноземистости разновозрастных пород с запада на восток.

Миграция вулканических поясов была более сложной, чем предполагалось ранее. Она была обусловлена противоречивыми тенденциями: центростремительной ("рифтогенной") и однонаправленной к востоку ("островодужной"). Формации, возникавшие в обстановке растяжения и переменного тектонического режима, подчинялись первой из них, а формации, накопление которых было связано с развитием глубинного скола, второй тенденции. В целом формации II—III рядов смещены к востоку относительно формаций I ряда, но вулканизм базальт-риолитовых (колчеданосных) формаций мигрировал от периферии к центру поясов.

Магнитогорская эвгеосинклиналь не является прямым аналогом современных рифтовых зон или островных дуг, а сочетает в своем строении и развитии черты и тех и других структур.

Неоднократная смена на геосинклинальной стадии развития начальных условий растяжения обстановками прогрессирующего сжатия, в которых формировались островодужные андезито-базальтовые пояса, логично объясняется, по мнению автора, моделью внедрявшегося в земную кору мантийного диапира и его последующей дифференциацией. С этой точки зрения эволюция геосинклинали — процесс противоборства и взаимоотношения двух главных факторов: вертикальных восходящих движений мантийного диапира и латерального перемещения в западном направлении континентальных плит, обрамлявших эвгеосинклиналь с востока. Преобладание первого фактора на начальных этапах каждого тектоно-магматического цикла определило проявление геосинклинального рифтогенеза, взаимодействие обоих факторов — формирование преимущественно подводных гряд, сложенных дифференцированными колчеданосными комп-

лексами, а преобладание второго фактора в конце тектоно-магматических циклов — возникновение островодужных андезито-базальтовых поясов.

3. Установлены новые и уточнены ранее известные региональные закономерности размещения колчеданного оруденения.

Имеется отчетливая зависимость между типами вулканизма и степенью колчеданоносности вулканогенных комплексов, определяемая преимущественной связью колчеданных месторождений с вулканами центрального типа: колчеданные месторождения тяготеют к осевым зонам палеовулканических базальт-риолитовых и базальт-андезит-дацит-риолитовых гряд; периферические зоны гряд, а также отдельные поперечные блоки, формировавшиеся преимущественно в результате трещинных извержений и проявлений арельного вулканизма, содержат главным образом рассеянную минерализацию и являются менее перспективными.

Колчеданные месторождения залегают не только в натриевых контрастных и непрерывных комплексах базальт-риолитовой формации — продуктивны на колчеданное оруденение также непрерывные гибридные субформации андезито-базальтовой формации и дифференцированные формации калиево-натриевой серии.

Выявлена закономерная связь металлогенических особенностей блоков земной коры с их магматизмом и глубинным строением: блоки с повышенной мощностью гранулит-базитового слоя обладают более полно развитыми рядами вулканогенных и широким спектром колчеданных рудных формаций при повышенной медной специализации, а блоки с меньшей мощностью гранулит-базитового слоя и более значительным проявлением раннегеосинклинального кислого вулканизма отличаются меньшим размахом минералого-геохимических типов месторождений и полиметаллической специализацией.

4. Локальные закономерности размещения колчеданного оруденения Южного Урала определяются приуроченностью рудных тел к жерловым—прижерловым зонам сложных, длительно формировавшихся вулканоструктур центрального типа. Установлено, что при накоплении дифференцированных формаций происходила смена типов вулканизма от трещинных извержений к деятельности вулканов центрального типа и арельному вулканизму.

Сложные вулканические структуры центрального типа (колчеданоносные) представлены: базальтовыми шлаковыми и лавово-гиллокластитовыми куполами, осложненными кальдерами и эффузивно-экструзивными кислыми аппаратами; эффузивно-экструзивными базальт-риолитовыми постройками с вершинными кальдерами; стратовулканами дифференцированного состава с вершинными кальдерами.

К кольцевым структурам относятся стратовулканы дифференцированного состава, осложненные по периферии кольцевыми разломами, и кальдеры (кальдера-вулканы).

Установлены четыре главные палеовулканические обстановки рудообразования: 1) в осевых, апикальных зонах и на склонах экструзивных и эффузивно-экструзивных куполов, 2) в прибортовых и придонных частях кальдер, в ассоциации с внутрикальдерными слоистыми породами, 3) среди жерловых—прижерловых фаций дацит-риолитовых стратовулканов, 4) на контактах кислых субвулканических тел.

Месторождения формировались комбинированным — вулканогенно-осадочным и гидротермально-метасоматическим способами в три стадии — серноколчеданную, медно-цинковоколчеданную и полиметаллическую. Выяснена корреляция между проявлениями рудообразования, вулканическими событиями и формированием околорудных измененных пород. Серноколчеданная стадия протекала вслед за извержениями богатых летучими компонентами лав базальтового состава, сформировавших спилит-вариолит-гиалокластитовые постройки, или после образования кислых экструзивных куполов. Она была обусловлена процессами дифференциации вещества, осуществлявшейся при автометасоматической пропилитизации рудовмещающих построек. Медно-цинковоколчеданная стадия рудообразования следовала непосредственно за серноколчеданной, но завершилась нередко уже в деформированных при кальдерообразовании толщах пород и в условиях захоронения рудоносных структур под вулканогенно-осадочными отложениями. Формирование полиметаллической (или барит-полиметаллической) минерализации было отделено от предыдущих стадий интенсивными синвулканическими деформациями, внедрением поздних субвулканических тел кварцевых мегафиров и представляет поздний этап рудообразования.

Структуры колчеданных рудных полей Южного Урала (локальные рудоносные вулканоструктуры I порядка) представлены двумя типами: кальдеро-депрессийным и вулкано-купольным. В рудных полях первого типа обычно находится большое количество не крупных рудных тел, образующих кольцевые или полукольцевые системы и концентрирующихся в локальных вулканоструктурах II и III порядков. Структуры рудных полей второго типа способствовали концентрации оруденения и формированию более крупных одиночных месторождений в апикальных частях вулкано-купольных построек.

Для локализации конкретных месторождений и рудных тел ведущее значение имели синвулканические разломы (рудоподводящие, рудокализующие и рудозкранирующие), фациальная обстановка рудоотложения и первично-вулканические элементы структуры вмещающих пород. В зависимости от сочетания этих факторов выделяются три группы месторождений, формировавшихся в тесной возрастной и пространственной связи с поверхностными, экструзивными и субвулканическими фациями.

5. Разработана типовая модель эволюции колчеданоносной рудно-магматической системы, имеющая три варианта. Установлены закономерное обеднение железом и обогащение медью предрудных базальтов и обратные соотношения этих элементов в пострудных базальтах. Для кислых пород выяснены иные закономерности: предрудные порции кислых расплавов были обогащены и медью, и железом, а пострудные — обеднены этими элементами.

Железо накапливалось в рудно-магматической системе на всех стадиях ее развития: на магматической стадии — в связи с толеитовой тенденцией эволюции базальтовых расплавов; на ранней метасоматической стадии пропилитизации — за счет перехода хлоритов регионального метаморфизма (пеннинов) в более железистые прохлориты; на поздней метасо-

матической стадии кислотного выщелачивания — при выщелачивании железа из пропицитов и переотложения его в рудных телах.

Медь и цинк имели глубинный источник, извлекались гидротермальными растворами из базальтовых магматических очагов, а свинец, барий и частично цинк накапливались в кислых остаточных расплавах периферических магматических камер.

6. Сопоставление палеовулканических условий формирования колчеданных руд Южного Урала с другими регионами показало, что все вулканогенные колчеданные месторождения распадаются на две группы: А — месторождения, сформированные на базальтовом основании до интенсивных проявлений кислого вулканизма; Б — месторождения, образовавшиеся после и в процессе проявления интенсивного кислого вулканизма.

Сравнение рудовмещающих вулканоструктур Южного Урала, Малого Кавказа и Рудного Алтая свидетельствует, что региональные структуры этих областей существенно различаются, а локальные — обладают значительным сходством.

Наиболее важное рудоконтролирующее значение среди последних во всех регионах имеют субмаринные кальдеры и экструзивно-эффузивные купола кислого состава. Серноколчеданные и медно-цинковоколчеданные месторождения во всех регионах локализовались вблизи вулканических центров, а колчеданно-полиметаллические — преимущественно на некотором удалении от них.

Рудовмещающие структуры формировались на Южном Урале в перемном режиме растяжение—сжатие, на Рудном Алтае — в разнообразных условиях резко дифференцированных полей напряжений, на Малом Кавказе — в условиях преимущественного сжатия. Эти различия тектонических режимов обусловили и разные типы рудовмещающих структур, в частности, широкое развитие жильных и штокверковых рудных тел на Малом Кавказе.

Проведенные исследования дали возможность конкретизировать известные и наметить новые палеовулканологические критерии положительной прогнозной оценки территории Южного Урала на колчеданные руды. Эти критерии были рассмотрены в различных разделах работы. Условно их можно подразделить на формационные, петрографические, структурно-фациальные, метаморфические и геохимические критерии.

Формационные критерии.

1. На колчеданное оруденение уральского типа перспективны:
нижние части непрерывных гибридных субформаций андезито-базальтовых формаций;
непрерывные калиево-натриевые формации.
2. На колчеданное оруденение стратиформного (алтайского) типа перспективны:
удаленные и промежуточные фации дифференцированных вулканогенных формаций.

Петрографические критерии.

1. Широкое развитие пород с признаками, указывающими на значительную роль летучих при их петрогенезисе:
среди кислых пород — кластолавы, игнимбритовидные образования,

магматогенные брекчии, породы с флюидальными и эмульсионными структурами;

в основных вулканитах — ассоциации шаровых и "капельных" базальтов, спилитов, гиалокластитов, шлаковых базальтов.

2. Распространение гибридных пород в толщах, перекрывающих потенциально колчеданоносные структуры.

Структурно-фациальные критерии.

1. Региональные: более высокая перспективность центральных частей вулканических поясов и низкая — их периферических зон и блоков с проявлением трещинного, ареального и промежуточных типов вулканизма.

2. Локальные:

колчеданоносность вулкано-купольных (стратовулканы и эффузивно-экструзивные постройки с вершинными кальдерами, базальтовые шлаковые и лавово-гиалокластитовые купола, осложненные кальдерами и эффузивно-экструзивными кислыми аппаратами) и кальдеро-депресссионных (стратовулканы с периферическими кольцевыми разломами и кальдеравулканы) вулканоструктур I порядка;

главные палеофациальные условия рудоотложения (жерлово-прижерловые зоны стратовулканов, прибортовые и придонные участки субмаринных кальдер, на поверхности и внутри экструзивных куполов, в контактах кислых субвулканических тел) в сочетании с синвулканическими разломами, определяющие основные типы рудоконтролирующих вулканоструктур II и III порядков;

признаки погребенных потенциально колчеданоносных структур в надрудных толщах — изометричные депрессии, выполненные вулканогенно-осадочными породами, и трещинные кольцевые структуры диаметром 10—20 км, часто хорошо выраженные на аэрофотоснимках;

характерная антидромная зональность с увеличением основности пород снизу вверх и от центра к флангам, дифференцированный состав (от риолитового до андезитового) и широкое развитие магматогенных брекчий потенциально колчеданоносных эффузивно-экструзивных куполов.

Метаморфические критерии.

1. Региональные: значительное увеличение мощности эпидот-хлоритовых изменений в колчеданоносных блоках; соответственно резкое сокращение мощности или отсутствие изменений хлорит-эпидотовой ступени за пределами рудоносных блоков, где породы, метаморфизованные в пумпеллиит-пренитовой фации, залегают непосредственно на породах, подвергнутых метаморфизму эпидот-актинолитовой фации.

2. Локальные:

усиление аутометасоматических изменений снизу вверх к апикальным зонам эффузивно-экструзивных куполов кислого состава при параллельном уменьшении степени окисленности железа в породе (уменьшение отношения Fe_2O_3/FeO).

Геохимический критерий.

Резкие колебания модальных содержаний меди и суммарного железа в неизменных разновозрастных базальтах, особенно падение содержаний меди в вышележащих толщах пород по сравнению с подстилающими при обратном распределении содержаний железа.

Следует подчеркнуть, что практическое использование критериев необходимо осуществлять в комплексе с другими геологическими, геофизическими и геохимическими данными.

Дальнейшее совершенствование палеовулканологических поисковых критериев и признаков наличия колчеданных руд лежит, по мнению автора, на пути совершенствования методов фациального анализа, изучения физико-химических условий колчеданообразования в типовых палеовулканических обстановках, на пути уточнения модели эволюции рудно-магматической системы.

Особенно важной представляется разработка модели формирования месторождений, залегающих в базальтовых толщах. Такой тип колчеданных месторождений на Урале еще слабо изучен, и исследования в этом направлении могут увенчаться важными открытиями.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Авдонин В.В.* О роли экстрезивных фаций в среднедевонских вулканогенных комплексах Лениногорского района (Рудный Алтай). — Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 3, с. 637–639.
2. *Авдонин В.В.* Рудоносные вулканотектонические депрессии центральной части Рудного Алтая. — Вестн. МГУ, Сер. 4, Геология, 1981, № 6, с. 29–40.
3. *Аржавитин П.В., Аржавитина М.Ю.* Вулканогенные формации Магнитогорского мегасинклиория. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1972, с. 35–62.
4. *Астафьев М.П., Черных А.Ф., Фалейчик А.В.* Критерии поисков промышленного оруденения в Золотушинском рудном районе. — В кн.: Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата: Наука, 1977, с. 255–259.
5. Базальтоидные формации раннегеосинклинального этапа колчеданосных подвижных поясов (на примере Магнитогорского мегасинклиория)/М.Б. Бородаевская, А.И. Кривцов, Н.К. Курбанов и др. — В кн.: Петрология и металлогения базитов. М.: Наука, 1973, с. 38–52.
6. *Баранов И.Я., Быков Н.В.* Палеовулканические структуры и колчеданное оруденение Передового Кавказского хребта (междуречье Малая Лаба — Кольтубе). — Изв. АН СССР Сер. геол., 1975, № 4, с. 75–78.
7. *Барышев А.Н.* Связь разнотипных структур, локализирующих колчеданное оруденение, с вулканическими жерловинами кислого состава (на примере Северного Кавказа и Юго-Западного Чингиза). — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1973, с. 261–262.
8. *Барышев А.Н.* Палеовулканическая структура и колчеданное оруденение Ново-Золотушинского месторождения (Рудный Алтай). — Геология руд. месторождений, 1978, т. 20, № 4, с. 70–81.
9. *Барышев А.Н., Цетлин В.П., Швайковский М.И.* Основные черты геологического строения и генезиса колчеданного оруденения Николаевского месторождения (Рудный Алтай). — Геология руд. месторождений, 1976, т. 18, № 5, с. 38–52.
10. *Бачалдин В.И., Твалчрелидзе Г.А.* Некоторые закономерности формирования и размещения рудных месторождений в вулканогенных породах (на примере Южной Грузии). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1963, № 1, с. 61–72.
11. *Безруков П.Л., Мурдмаа И.О.* Осадочные формации океанов. — В кн. История мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 107–127.
12. *Белгородский Е.А.* Вулканогенные формации и фации Алапаевско-Челябинской зоны на примере Кунашакского района: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979, 23 с.
13. *Биков М.Ш., Косарев А.М.* Палеовулканические структурные формы и их роль в размещении колчеданного оруденения в восточной части Бурибай-Маканского рудного района. — В кн.: Геология и структуры рудных полей и рудных районов Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1979, с. 48–63.
14. *Бишофф Дж.* Осадки геотермальных рассолов Красного моря (минералогия, химизм и генезис). — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 157–193.

15. *Бобохов А.С.* К вопросу о стратиграфическом расчленении карамалыташской свиты в центральной части Сибайского рудного района. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Стратиграфия. М.: Недра, 1965, вып. 4, с. 60–63.
16. *Бобохов А.С.* Генезис туфолов Сибайского медноколчеданного месторождения. — В кн.: Петрология горных пород, вмещающих сульфидные месторождения Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1971, с. 101–107.
17. *Бобохов А.С.* Магматогенные брекчи кислого состава колчеданных месторождений Южного Урала. М.: Наука, 1976. 128 с.
18. *Бобохов А.С.* Положение колчеданного оруденения в разрезе и структуре Учалинского и Верхнеуральского рудных районов Южного Урала. — В кн.: Поиски скрытого колчеданного оруденения на Урале. М.: Наука, 1983, с. 60–68.
19. *Богданов В., Богданова Р.* Медноколчеданное месторождение Радка. — В кн.: Двенадцать рудных месторождений Болгарии: IV симпозиум. YAGOD, Варна. София, 1974, с. 110–129.
20. *Богомол А.А.* Структура Подольского медноколчеданного месторождения (Южный Урал). — Сов. геология, 1980, № 12, с. 32–44.
21. *Богущ И.А.* О колчеданной металлогении Северного Кавказа. — Докл. АН СССР, 1979, т. 147, № 4, с. 902–905.
22. *Болотин Ю.А., Ситнов А.Д.* Условия локализации глубокозалегающих руд Юбилейного медноколчеданного месторождения (Южный Урал). — В кн.: Вулканизм и рудообразование Урала. Уфа: БФАН СССР, 1982, с. 53–64.
23. *Бородаевская М.Б., Требухин В.С., Контарь Е.С.* Реконструкция девонских палеовулканов в Гайском рудном районе и их рудоносность. — В кн.: Вопросы палеовулканизма медноколчеданных провинций Южного Урала и Северного Кавказа. М., 1970, с. 46–65. (Труды/ДНИГРИ; Вып. 92).
24. *Бородаевская М.Б., Кривцов А.И.* О структурной и возрастной асимметрии Урала на ранних стадиях герцинского развития. — Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 1, с. 161–164.
25. *Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Шишаков В.Б.* Рудоконтролирующие и рудовмещающие структуры колчеданных месторождений. — Сов. геология, 1975, № 4, с. 70–79.
26. *Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Ширай Е.П.* Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций. М.: Недра, 1977. 152 с.
27. *Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Ширай Е.П.* Изменения раннегеосинклинального вулканизма по латерали в связи с проблемой колчеданосности. — В кн.: Латеральные ряды магматических формаций. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979, с. 22–44.
28. *Бородаевская М.Б., Требухин В.С., Никешин Ю.В.* Новые данные о рудной зональности и генезисе Гайского медноколчеданного месторождения на Южном Урале. — Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 3, с. 671–675.
29. *Бородаевская М.Б., Кривцов А.И.* Положение колчеданных залежей Урала в разрезах вулканогенных формаций. — Геология руд. месторождений, 1980, т. 22, № 6, с. 47–59.
30. *Бородаевская М.Б., Требухин В.С., Никешин Ю.В.* Рудная зональность и условия образования Гайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал). — Сов. геология, 1981, № 1, с. 50–58.
31. *Ботвинкина Л.Н.* Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М.: Наука, 1974. 318 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 263).
32. *Вахромеев И.С.* О природе прямолинейных контактов магматогенных комплексов в зеленокаменных породах Магнитогорского синклиория. — В кн.: Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968, с. 359–361.
33. *Вахромеев И.С., Пшеничный Г.Н.* Генетическая систематизация колчеданных месторождений Южного Урала. — В кн.: Полезные ископаемые Башкирии, их размещение и условия формирования: Тез. докл. науч. сес. Уфа, 1970, ч. 2, с. 9–12.
34. *Вахромеев И.С., Тимергазина А.К.* Палеовулканический разрез и некоторые вопросы формирования Подольского колчеданного месторождения. — В кн.: Базальтоидный магматизм и метаморфизм Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1979, с. 50–61.
35. *Власов Г.М.* О рядах рудных формаций и магматогенно-рудных системах. — Геология руд. месторождений, 1975, т. 17, № 5, с. 18–24.
36. *Власов Г.М.* О принципах выделения магматогенно-рудных систем. — В кн.: Магматогенно-рудные системы. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 3–10.

37. Волчков А.Г. Палеовулканизм и структурные особенности южной части хр. Ирландык (Южный Урал). — В кн.: Тез. докл. III Урал. петрогр. совещ. Свердловск: УФАН СССР, 1974, т. 3, с. 82—83.
38. Вопросы палеовулканизма медноколчеданных провинций Южного Урала и Северного Кавказа. М., 1970. 186 с. (Труды ЦНИГРИ; Вып. 92).
39. Воробьев В.В., Какаулин В.В. Геологическое строение Юбилейного медноколчеданного месторождения. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Уфа: Башк. кн. изд-во, 1972, вып. 5, с. 202—209.
40. Вулканизм и рудообразование/ Под ред. Тацуми Тацуо. М.: Мир, 1973. 254 с. (Науки о Земле; Т. 54).
41. Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения (на примере Рудного Алтая) / Под ред. Г.Ф. Яковлева. М.: МГУ, 1978. 278 с.
42. Геологическое развитие и металлогения Урала/К.К. Золоев, М.С. Рапопорт, Б.А. Попов и др. М.: Недра, 1981. 256 с.
43. Геология СССР. Т. 12. М.: Недра, 1969. Ч. 1. Кн. 1, 723 с.; Кн. 2, 304 с.
44. Геология СССР. Т. 13. М.: Недра, 1969, с. 470—503, 574—578.
45. Бородаевская М.Б., Шрай Е.Л., Крицов А.И. и др. Геолого-фациальная и петрохимическая характеристика силуро-девонских вулканогенных формаций Магнитогорского мегасинклинория. — Тр. ЦНИГРИ, 1973, вып. 105, с. 15—37.
46. Геофизическая изученность глубинных зон Урала и основные результаты геофизических исследований/ Е.М. Аманьева, Б.В. Дорофеев, А.И. Калабурдина и др. — В кн.: Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968, с. 55—68.
47. Глубинное строение Магнитогорского мегасинклинория и направление поисково-разведочных работ на медноколчеданные руды/И.С. Огаринев, Б.Д. Магадеев, Л.Б. Арсланбекова и др. — В кн.: Критерии и методика поисков скрытых колчеданных месторождений на Урале: Тез. докл. Уфа: БФАН СССР, 1979, с. 36—37.
48. Гогшвили Т.Ш., Мацхонашвили К.Г. Экскурсия Тбилиси—Маднеули—Лорийское плато—Тбилиси. — В кн.: Путеводитель геол. экскурсий V Все союз. вулканол. совещ. Тбилиси, 1980, с. 24—32.
49. Гончарова Т.Я. Фации вулканогенных пород. — Докл. АН СССР, 1981, т. 257, № 2, с. 428—431.
50. Горжевский Д.И. О металлогенических типах эвгеосинклинальных структурно-формационных зон и рудных районов. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978, т. 12, с. 130—135.
51. Горжевский Д.И., Иванкин П.Ф. Типы свинцово-цинковых провинций. — Сов. геология, 1974, № 2, с. 28—35.
52. Горжевский Д.И., Чекавидзе В.Б., Исакович И.З. Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая, их происхождение и методы поисков. М.: Недра, 1977. 197 с.
53. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 247 с.
54. Грешнер С.Г. Игнимбриты в главной вулканогенной зоне Урала. — В кн.: Тез. докл. II Урал. петрогр. совещ. Свердловск: УФАН СССР, 1966, т. 3, с. 19—21.
55. Дергачев А.Л., Старостин В.И. Структурно-петрофизический анализ Николаевского колчеданно-полиметаллического рудного поля (Рудный Алтай). — Геология руд. месторождений, 1979, т. XXI, № 6, с. 17—31.
56. Дзоценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969. 343 с.
57. Дзоценидзе Г.С., Хворова И.В. Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатуры вулканогенно-обломочных пород. — В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-обломочных пород. Тбилиси: Мецниереба, 1970, с. 7—22.
58. Дружинин А.В., Слюняев А.А., Трофимов Н.Н. Медноколчеданные месторождения Калавасос и Перистерка (Кипр). — В кн.: Геология и полезные ископаемые стран Азии, Африки и Латинской Америки. М.: Недра, 1980, с. 47—56.
59. Дымкин А.М., Нечеухин В.М. Тектонические условия локализации рудоносных вулканических и вулканоплутонических комплексов рифтогенных геосинклинальных систем. — В кн.: Тектонические и палеовулканические условия размещения колчеданных месторождений: Тез. докл. V Чте-ний памяти акад. А.Н. Заварицкого. Уфа: БФАН СССР, 1982, с. 5—6.
60. Дэйли Р.А. Изверженные породы и глубины Земли. М.; Л.: ОНТИ, 1936. 592 с.

61. *Жабин А.Г.* Две фации пирититов в вулканогенном колчеданном месторождении Сибай на Южном Урале. — Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 5, с. 1178–1180.
62. *Жабин А.Г., Шарфман В.С., Самсонова Н.С.* Реконструкция обстановки девонского вулканогенно-осадочного сульфидоотложения. — Геология руд. месторождений, 1974, т. XVI, № 2, с. 60–75.
63. *Заварицкий А.Н.* Колчеданное месторождение Блява на Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще. — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1936, № 5, с. 29–66.
64. *Заварицкий А.Н.* О генезисе колчеданных месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1943, № 3, с. 3–18.
65. Закономерности размещения и особенности формирования полиметаллических месторождений в Зыряновском рудном районе/А.К. Каюпов, А.М. Марьин, А.М. Мысык и др. — В кн.: Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата: Наука, 1977, с. 129–141.
66. *Зеленугин В.Н., Тащинина М.В.* Вулканогенные фации областей континентального вулканизма. — В кн.: Методы палеовулканологических реконструкций. Петрозаводск: ИГ КФАН СССР, 1976, с. 107–118.
67. *Захаров А.А., Захарова А.А.* Стратиграфическое расчленение и петрохимическая характеристика силурийских вулканогенных образований Присакамарской синклинальной зоны на восточном склоне Южного Урала. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология докембрия и палеозоя Южного Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1972, с. 18–26.
68. *Захаров А.А., Захарова А.А.* Зависимость состава руд Ивановского сульфидного месторождения на Южном Урале от их литологической приуроченности. — В кн.: Геология и условия образования месторождений меди на Южном Урале. Уфа: БФАН СССР, 1975, с. 105–110.
69. *Захарова А.А.* Метаморфизм вулканогенных пород Макан-Мамбетовской рудоносной зоны (Южный Урал). — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. II Урал. петрогр. совещ. Свердловск: УФАН СССР, 1969, т. 3, с. 159–167.
70. *Захарова А.А.* Природа зеленока-
- менного метаморфизма и связь с ним сульфидного оруденения в западном крыле Магнитогорского мегасинклинория на Южном Урале. — В кн.: Тез. докл. III Урал. петрогр. совещ. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974, т. 3, с. 74–76.
71. *Захарова А.А.* Постдиагенетические изменения силуро-девонских осадочных и вулканосадочных отложений западного крыла Магнитогорского мегасинклинория в связи с вопросом природы зеленокаменного метаморфизма и возраста сульфидного оруденения. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудоносность Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1975, с. 129–153.
72. *Захарова А.А., Захаров А.А.* О генезисе сульфидных медно-кобальтовых месторождений в Бурибайском рудном районе и перспективы их обнаружения. — В кн.: Полезные ископаемые Башкирии, их размещение и условия формирования: Тез. докл. науч. сес. Уфа: БФАН СССР, 1970, ч. 2, с. 18–22.
73. *Захарова А.А., Цабдзе Д.Э., Бойкова А.С.* Влияние постмагматического метаморфизма на химизм магматогенных пород. — В кн.: Магматизм и метаморфизм Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1980, с. 37–54.
74. *Злотник-Хоткевич А.Г.* Подводный базальтовый вулканизм как один из источников железа для колчеданных месторождений. — В кн.: Мезозойский и кайнозойский вулканизм и связанные с ним полезные ископаемые: Тез. докл. V Всесоюз. вулканол. совещ. Тбилиси, 1980, с. 195–197.
75. *Злотник-Хоткевич А.Г.* Гялокластиты в колчеданосных вулканогенных формациях и взаимосвязь оруденения с ними. — В кн.: Петрология литосферы и рудоносность: Тез. докл. VI Всесоюз. петрогр. совещ. Л.: Недра, 1981, с. 287–288.
76. *Злотник-Хоткевич А.Г., Требухин В.С.* Роль вулканических кальдер в локализации медноколчеданного оруденения на примере структур Восточно-Уральского поднятия. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1973, с. 253–254.
77. *Зограбян С.А.* Структура и условия образования Ахталского месторождения. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1971. 143 с.
78. *Зограбян С.А.* О субвулканической природе барабатумских кварцевых

андезито-дацитов Кафанского рудного поля. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1975, № 1, с. 16—26.

79. *Зограбян С.А.* Конгломератовидные инъекционные дайки Кафанского рудного поля. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1975, № 3, с. 35—40.

80. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралева В.Н.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 230 с.

81. *Иванов С.Н.* О характерных особенностях месторождений колчеданного типа. — Труды Горно-геол. ин-та УФАИ СССР, 1955, вып. 26, с. 86—91.

82. *Иванов С.Н.* Генезис рудных месторождений колчеданного типа в связи с развитием геосинклинального магматизма и метаморфизма. — В кн.: Проблемы генезиса руд: (Междунар. геол. конгр. XXII сес. Докл. сов. геол. Пробл. 5). М.: Недра, 1964, с. 118—127.

83. *Иванов С.Н.* О байкалидах Урала. — Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 5, с. 1144—1147.

84. *Иванов С.Н., Прокин В.А., Долматов Г.К.* О природе рудоносных брахиантеклинальных поднятий Урала. Свердловск: УФАИ СССР, 1962, с. 129—153. (Труды/ГГИ; Вып. 58).

85. *Иванов С.Н., Нечухин В.М.* О соотношении колчеданного оруденения и зеленокаменных изменений рудовмещающих вулканогенных толщ. — Геология руд. месторождений, 1969, т. 11, № 1, с. 340—344.

86. *Иванов С.Н., Рокачев С.А.* Еще раз о сульфидных обломках в надрудных толщах и о генезисе колчеданных месторождений Урала. — Геология руд. месторождений, 1970, т. XII, № 6, с. 122—129.

87. *Иванов С.Н., Нечухин В.М.* Доророгенная металлогения эвгеосинклиналей в свете тектоники плит. — В кн.: Тектоника и структурная геология: Междунар. геол. конгр. XXV сес. Докл. сов. геол. М.: Недра, 1976, с. 140—148.

88. *Исмагилов М.И.* Минеральный состав и зональность колчеданных месторождений Южного Урала. — В кн.: Тектонические и палеовулканические условия размещения колчеданных месторождений: Тез. докл. V Чтений памяти акад. А.Н. Заварицкого. Уфа: БФАН СССР, 1982, с. 24—25.

89. *Исмагилов М.И., Исмагилова М.З.* Вещественный состав руд золото-полиметаллических месторождений Баймакского рудного района (Южный Урал). —

В кн.: Геология, минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1970, с. 106—113. (Труды/ГГИ; Вып. 10).

90. *Исмагилов М.И., Серавкин И.Б.* Геологическое строение Майского золото-полиметаллического месторождения. — В кн.: Геология, минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1970, с. 95—104. (Труды/ГГИ; Вып. 10).

91. *Исмагилов М.И., Исмагилова М.З.* Минералогия и условия образования руд Подольского медноколчеданного месторождения. — В кн.: Геология и генезис рудных месторождений Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1978, с. 28—46.

92. *Исмагилов М.И., Полуэктов А.Т.* Геологическая структура и условия локализации рудных тел колчеданного месторождения Летнее. — В кн.: Геология и генезис рудных месторождений Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1978, с. 3—12.

93. *Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 229 с.

94. *Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т.* Структурное положение офиолитовых комплексов Урала и других складчатых областей. — В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 53—58.

95. *Каретин Ю.С.* Силурийский вулканизм северной части Среднего Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. II Урал. петрогр. совещ. 3. Свердловск, 1969, т. 3, с. 156—164.

96. *Каретин Ю.С.* Среднепалеозойский вулканизм западного крыла Тагильского синклиория на севере Среднего и Северного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1973. 33 с.

97. *Каретин Ю.С.* Внутриконтинентальный (Уральский) тип эвгеосинклинальных рифтогенных. — Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 3, с. 657—660.

98. *Кац Ш.Н.* Метаморфические критерии оценки колчеданности вулканогенных комплексов Башкирского Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. 23 с.

99. К вопросу о металлогенической специализации колчеданосных вулканогенных формаций/М.Б. Бородавская, А.И. Кривцов, Н.К. Курбанов и др. — Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 2, с. 421—423.

100. Классификация и номенклатура вулканогенно-обломочных пород Тбилиси: Мецниереба, 1970. 263 с.
101. Колчеданные месторождения Баймакского рудного района/П.Ф. Сопко, М.И. Исмагилов, И.Б. Серавкин и др. М.: Наука, 1973. 224 с.
102. Колчеданные месторождения мира/М.Б. Бородаевская, Д.И. Горжевский, А.И. Кривцов и др.; Под ред. В.И. Смирнова. М.: Недра, 1979. 284 с.
103. *Контарь Е.С.* Структурная позиция колчеданных месторождений Среднего и Северного Урала. — Сов. геология, 1980, № 7, с. 22—31.
104. *Коптева В.В.* О латеральном ряде формаций переходной стадии развития эвгеосинклинали (на примере Урала). — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2, с. 410—413.
105. *Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Петрова М.А.* Вулканогенные породы и методы их изучения. М.: Недра, 1967. 330 с.
106. *Коржинский Д.С.* Кислотность—щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых: Тр. II Всесоюз. петрогр. совещ. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 21—30.
107. *Коржинский Д.С.* Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 103 с.
108. *Кориневский В.Г.* Калиевые щелочные базальты эйфеля Сакарской зоны Мугоджар. — В кн.: Ежегодник, 1970. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1971, с. 16—19.
109. *Коротеев В.А.* Вулканические образования Ирландской зоны вулканизма на Южном Урале на примере Куркакского участка. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. II Урал. петрогр. совещ. Свердловск: УФАН СССР, 1969, т. 3, с. 112—124.
110. *Коротеев В.А., Дианова Т.В.* Классификация вулканических фаций как основа палеовулканических реконструкций. — В кн.: Методы палеовулканогеологических реконструкций. Петрозаодск: ИГ КФАН СССР, 1976, с. 62—73.
111. *Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я.* Среднепалеозойский вулканизм восточной зоны Урала. М.: Наука, 1979. 130 с.
112. *Косарев А.М.* Подольско-Сукравская тектоническая зона. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1975, с. 56—57.
113. *Косарев А.М.* Силуро-девонский вулканизм Бурибай-Маканского рудного района (Южный Урал): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1977. 30 с.
114. *Косарев А.М., Сопко Л.Н.* Строеие и условия формирования дацит-липаритовой толщи ирендыкской свиты в Макан-Бурибайском районе на Южном Урале. — В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 220—232.
115. *Косарев А.М., Серавкин И.Б.* Кольцевые структуры Южного Урала. — В кн.: Поиски скрытого колчеданного оруденения на Урале. М.: Наука, 1983, с. 50—59.
116. *Котляр В.Н.* О типах месторождений, связанных с палеовулканизмом. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1962, № 11, с. 83—95.
117. *Котляр В.Н.* Типы месторождений, связанных с палеовулканизмом. — В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций: Материалы межведомств. совещ. М.: Недра, 1965, с. 7—29.
118. *Котляр В.Н., Сейранян В.Б.* Некоторые особенности вулканогенных месторождений Алаверди-Кафанской металлогенической зоны. — Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 1, с. 169—171.
119. *Котляр В.Н., Сейранян В.Б.* Условия размещения и зональность колчеданных месторождений Алаверди-Кафанской формационно-металогенической зоны. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1973, с. 265.
120. *Кривцов А.И.* Изменения рудовмещающих спилитов Бурибайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал) и их соотношения с преобразованиями площадного характера. — В кн.: Проблемы метасоматизма. Л.: ВСЕГЕИ, 1969, с. 80—87.
121. *Кривцов А.И.* О роли надвигов в структурах Мамбетовского и Тубинского рудных полей (Южный Урал). — В кн.: Структуры медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений. М.: ЦНИГРИ, 1971, с. 67—74. (Труды/ЦНИГРИ; Вып. 99).
122. *Кривцов А.И.* О метаморфизме южноуральских колчеданных месторождений. — Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 3, с. 685—688.
123. *Кривцов А.И.* Палеовулканизм эвгеосинклиналиальных зон Урала и кол-

чеданообразование. М.: Недра, 1979. 168 с.

124. *Кривцов А.И.* Типовые модели медноколчеданных месторождений Урала и приложение к ним схем рещиклинга. — В кн.: Тез. докл. V Чтений памяти акад. А.Н. Заварицкого. Уфа: БФАН СССР, 1982, с. 29—30.

125. *Кривцов А.И., Ширый Е.П., Лутков Р.И.* Типы колчеданосных зон Урала и их металлогенические особенности. — Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 2, с. 429—431.

126. Кристаллический фундамент востока Русской плиты и Южного Урала/ И.С. Огарин, Н.К. Юнусов, Л.Б. Арсланбекова и др. Уфа, 1980. 64 с. (Препр. БФАН СССР; ПО 3319).

127. Критерии, методика и направление поисков скрытых колчеданных месторождений Оренбургской области/ Б.П. Потапенко, А.Ф. Шарапов, В.С. Черкасов и др. — В кн.: Поиски скрытого колчеданного оруденения на Урале. М.: Наука, 1983, с. 23—31.

128. К тектонике юго-восточного Зангезура/ Р.А. Саркисян, Э.В. Ананян, А.В. Варданян и др. — Изв. АН АрмССР. Наука о Земле, 1977, № 1, с. 30—39.

129. *Кузубный В.С.* Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата: Наука, 1975. 342 с.

130. *Кузубный В.С., Пономарев Э.С.* Соотношение оруденения с магматическими породами на Николаевском месторождении (Рудный Алтай). — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1977, № 3, с. 33—37.

131. *Кузнецов Ю.А.* О принципах выделения и классификации фаций магматических пород. — В кн.: Основные идеи М.А. Усова в геологии. Алма-Ата: АН КазССР, 1960, с. 246—254.

132. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. — М.: Недра, 1964. 387 с.

133. *Кунин Н.Я., Хрычев Б.А.* Изучение волноводов при исследованиях ГСЗ. — Физика Земли, 1974, № 11, с. 57—67.

134. *Куно Х.* Серии изверженных пород. — В кн.: Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1964, т. 2, с. 107—121.

135. *Куно Х.* Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окранных континентов и островных дуг. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970, с. 249—262.

136. *Кусков В.Н.* Геолого-структурные условия размещения медноколчеданных залежей в Шемурском рудном поле: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 21 с.

137. *Куталин В.А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, 1972. 208 с. (Труды/Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 189).

138. *Лаверов Н.П., Толкунов А.Е.* Рудомещающие структуры месторождений палеовулканических областей. — В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1978, с. 41—68.

139. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Статистическая характеристика химизма базальтов. М.; Л., 1935, с. 5—11. (Труды/Петрогр. ин-т АН СССР; Вып. 5).

140. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Эффузивные породы СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, № 2, с. 25—39.

141. *Либрович Л.С.* Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. М., 1936. 208 с. (Труды/ЦНИГРИ; Вып. 81).

142. *Логинов В.П.* О генетическом родстве серно-сульфидных месторождений с типично колчеданными. — Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 3, с. 601—604.

143. *Логинов В.П.* Эндеогенная зональность колчеданных месторождений. — В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1974, т. 2, с. 7—85.

144. *Луцицкий И.В.* Основные задачи палеовулканологии и проблема вулканогенных формаций. — Тр. Лаб. палеовулканологии, 1963, вып. 2, с. 5—12.

145. *Луцицкий И.В.* Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т. 1. Современные вулканы. 480 с.; Т. 2. Древние вулканы. 382 с.

146. *Луцицкий И.В.* Главные задачи и основные методы палеовулканологических реконструкций. — В кн.: Методы палеовулканологических реконструкций. Петрозаводск: ИГ КФАН СССР, 1976; с. 4—9.

147. *Лядский П.В., Галимов А.Г., Губанов Л.И.* Особенности локализации колчеданного оруденения в силурийско-девонских вулканогенных образованиях Джайлганского рудного поля (Южный Урал). — В кн.: Силуро-девонский вулканизм Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1975, с. 160—167.

148. *Магадеев Б.Д.* Геология и рудо-

носность западной части Абзелиловского района (Южный Урал): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. 24 с.

149. Магматические формации в эволюции литосферы/О.А. Богатиков, А.М. Борсук, Ю.И. Дмитриев и др. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 1, с. 3—16.

150. Магматические формации СССР. Т. 1/В.Л. Масайтис, В.Н. Москалева, Н.А. Румянцева и др. Л.: Недра, 1979. 318 с.

151. Магматические формации СССР. Т. 2/В.Л. Масайтис, В.Н. Москалева, Н.А. Румянцева и др. Л.: Недра, 1979. 279 с.

152. Магматогенно-рудные системы. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. 167 с.

153. Малахов А.А., Малахов Д.А. Источники вещества медноколчеданных месторождений Маканского рудного поля на Южном Урале. — Геология руд. месторождений, 1978, т. 20, № 1, с. 40—51.

154. Малеев Е.Ф. Вулканокластические горные породы. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 168 с.

155. Малеев Е.Ф. Опыт картирования вулканических формаций. — В кн.: Методика картирования вулканических формаций. М.: Наука, 1969, с. 7—41.

156. Малеев Е.Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. М.: Наука, 1975. 257 с.

157. Малеев Е.Ф. О некоторых количественных характеристиках вулканических формаций. — В кн.: Методы палеовулканологических реконструкций. Петрозаводск: КФАН СССР, 1976, с. 73—81.

158. Малеев Е.Ф. Вулканогенные обломочные горные породы. М.: Недра, 1977. 216 с.

159. Малеев Е.Ф. Вулканиты: Справочник. М.: Недра, 1980. 240 с.

160. Мамаев И.Н. Поперечные структуры Южного Урала и их рудоносность. — Сов. геология, 1981, № 10, с. 73—80.

161. Маркушев А.А., Куришкова Л.Д. Минеральные субфации зеленокаменного метаморфизма. — В кн.: Тез. докл. II Урал. петрогр. совещ. Свердловск: УФАН СССР, 1966, т. 3, с. 96—97.

162. Маслов В.А. Девон восточного склона Южного Урала. М.: Наука, 1980. 223 с.

163. Мельникова Г.Б. Строение и фауна одной из кальдер обрушения в рудном поле медноколчеданных месторож-

дений Молодежное — им. XIX Партсъезда (Южный Урал). — В кн.: Материалы конф. молодых ученых. Уфа: БФАН СССР, 1969, с. 56.

164. Мельникова Г.Б. О петрогенезе гибридных образований (на примере Южного Урала). — В кн.: Вулканические образования Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978, с. 33—49.

165. Мельникова Г.Б. Петрология андезитов главной вулканогенной зоны Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 11, с. 34—44.

166. Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 272 с.

167. Менард Г.У. В неведомых глубинах океана. М.: Мысль, 1974. 238 с.

168. Металлогеническое районирование Урала по геофизическим данным в связи с особенностями его глубинного строения/Е.М. Ананьева, В.А. Бугайло, Б.В. Дорофеев и др. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978, т. 12, с. 46—56.

169. Минина О.В. Роль синвулканических структур в локализации медноколчеданного оруденения на Юбилейном месторождении (Южный Урал). — В кн.: Структуры медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений. М., 1971, с. 52—59. (Труды/ЦНИГРИ; Вып. 99).

170. Минина О.В. Условия локализации колчеданного оруденения в различных структурных обстановках некоторых рудных районов Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ЦНИГРИ, 1977. 24 с.

171. Мурадян К.М. Базумский рудный район Армянской ССР (геология и рудоносность). Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1971. 170 с.

172. Мурадян К.М. Особенности среднеюрского Шамшадинского рудного района Армянской ССР. — В кн.: Магматизм и рудообразование Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1978, с. 25—37. (Зап. Арм. отд. Всесоюз. минерал. о-ва; Вып. 9).

173. Мурдмаа И.О. Осадкообразование в современных геосинклинальных областях Тихоокеанского пояса. — В кн.: История мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 128—147.

174. Назаров Ю.И. Особенности формирования и прогноз глубинных (скрытых) месторождений медноколчеданной формации Южной Грузии. М.: Недра, 1966. 227 с.

175. Наседкин А.П., Прокин В.А.

Критерии прогнозной оценки районов Урала на медноколчеданные руды. — В кн.: Поиски скрытого колчеданного оруднения на Урале. М.: Наука, 1983, с. 14–19.

176. *Наумов В.А.* Физико-механические свойства горных пород и их роль в локализации оруднения Николаевского месторождения (Рудный Алтай). — В кн.: Геология. Алма-Ата, 1973, вып. 8, с. 100–107.

177. *Наумов В.А.* Генетические особенности формирования Николаевского месторождения. — В кн.: Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата: Наука, 1977, с. 237–241.

178. Некоторые вопросы структурно-формационного районирования палеовулканических колчеданосных областей/М.Б. Бородаевская, А.И. Кривцов, Н.К. Курбанов и др. — В кн.: Вопросы палеовулканизма медноколчеданных провинций Южного Урала и Северного Кавказа. М., 1970, с. 3–18. (Труды/ЦНИГРИ; Вып. 92).

179. *Нестеренко В.С.* Основные черты геологического строения и вопросы генезиса Гайского медноколчеданного месторождения на Южном Урале. — Геология руд. месторождений, 1978, т. 20, № 3, с. 24–35.

180. *Нестоянова О.А.* Стратиграфия силура и девона Магнитогорского синклиория. — Сов. геология, 1959, № 11, с. 16–28.

181. *Нестоянова О.А.* Разломы Магнитогорского мегасинклиория и связь с ними медноколчеданных месторождений Южного Урала. — В кн.: Материалы по геологии Урала. Л.: ВСЕГЕИ, 1964, с. 111–132.

182. *Нечеухин В.М.* Вулканогенные горные породы восточной части Баймакского района (Южный Урал) и некоторые особенности их метаморфизма. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1963, с. 329–345. (Тр. I Урал. Петрогр. совещ.; Т. 2).

183. *Нечеухин В.М.* Региональный зеленокаменный метаморфизм вулканогенных пород Баймакского района на Южном Урале. — В кн.: Метаморфизм горных пород главной вулканогенной зоны Урала. М.: Наука, 1969, с. 5–119.

184. *Нечеухин В.М.* Типы рудовмещающих структур колчеданных месторождений Урала. В кн.: Ежегодник, 1972. Свердловск: Ин-т геологии и 256

геохимии УНЦ АН СССР, 1973, с. 158–161.

185. Об эксталяционно-осадочном генезисе колчеданных месторождений Талнакской зоны на Южном Урале/А.А. Малахов, П.В. Аржавитин, В.В. Воробьев и др. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978, т. 12, с. 142–151.

186. *Овчинников Л.Н., Баранов В.Д.* Некоторые аспекты колчеданной металлогении. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978, т. 12, с. 89–98.

187. *Огаринов И.С.* Строение и районирование земной коры Южного Урала. М.: Наука, 1973. 86 с.

188. *Огаринов И.С.* Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1974. 67 с.

189. *Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н.* Долгоживущие вулканические центры в системе вулканических зон Камчатки. — В кн.: Вулканизм и вулканоструктуры: Тез. докл. V Всесоюз. вулканол. совещ. Тбилиси, 1980, с. 12–13.

190. *Олли А.И.* К вопросу о широтной тектонической поясности Урала. — Сов. геология, 1966, № 7, с. 36–51.

191. О петрологических различиях колчеданосных и неколчеданосных вулканогенных формаций геосинклиналей/Т.И. Фролова, И.А. Бурикова, А.В. Гушчин и др. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974, с. 400–410.

192. *Осборн Е.Ф.* Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов. — В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 1, с. 75–87.

193. О сложном процессе формирования Октябрьского медноколчеданного месторождения (Южный Урал)/А.А. Малахов, В.В. Воробьев, Д.А. Малахов и др. — Геология руд. месторождений, 1974, т. 26, № 3, с. 40–50.

194. Основные закономерности эволюции вулканизма в геосинклинальных областях (на примере Урала)/С.Н. Иванов, Г.Ф. Червяковский, В.М. Нечеухин и др. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1974, с. 319–326.

195. Основные принципы и методика составления прогнозно-металлогенических карт рудных районов в палеовулканических областях. М.: Недра, 1973. 256 с.

196. Основные черты палеогеографии

Урала в эйфельском веке/В.П. Мухина, П.Н. Конев, Б.А. Шнейдер и др. — Докл. АН СССР, 1965, т. 164, № 3, с. 644—647.

197. Особенности генезиса колчеданных месторождений Среднегорской зоны Болгарии и Югославии/И.А. Велинов, В.П. Логинов, Л.П. Носик и др. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 176—183.

198. Палеозойская история Урала/С.Н. Иванов, А.С. Перфильев, В.М. Нечухин и др. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974, с. 13—38.

199. Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала/Под ред. Г.Ф. Яковлева. М.: Изд-во МГУ, 1968. 290 с.

200. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.

201. *Перижняк Н.А.* Фации вулканогенных пород Сибайского медноколчеданного месторождения. — В кн.: Вопросы палеовулканизма медноколчеданных провинций Южного Урала и Северного Кавказа. М., 1970, с. 116—130. (Труды/ЦНИГРИ; Вып. 92).

202. *Перижняк Н.А.* Палеовулканизм и формирование блоковой структуры Сибайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал). — В кн.: Структуры медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений. М., 1971, с. 42—51. (Труды/ЦНИГРИ; Вып. 99).

203. *Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 328).

204. *Перчук Л.Л., Фролова Т.И.* Влияние состава флюидов на эволюцию базальтовых серий. — Докл. АН СССР, 1980, т. 253, № 6, с. 1436—1439.

205. *Петров Г.В., Казанцев Н.М.* Геологическое строение Узельгинского медно-цинкового колчеданного месторождения. — В кн.: Геология и генезис рудных месторождений Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1978, с. 54—64.

206. *Петровская Н.В.* Ассоциации рудообразующих минералов, элементы строения рудных тел и некоторые черты генезиса Сибайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал). М., 1961, с. 56—103. (Труды ЦНИГРИ; Вып. 40).

207. Петрология кислых пород верхнемеловой вулканогенной толщи Южной

Грузии и некоторые вопросы блоковой тектоники/В.Г. Гогишвили, Т.Ш. Гогишвили, Т.Г. Зулиашвили и др. — В кн.: Проблемы геологии и металлогении Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1976, с. 280—316.

208. *Плюснин К.П.* О формах складчатых структур Магнитогорского мега-синклинория. — Бюл. МОИП. Сер. геол., 1962, № 3, с. 31—40.

209. *Плюснин К.П.* Сдвиговые структуры восточного склона Южного Урала. — Геотектоника, 1966, № 4, с. 57—68.

210. Подольское медноколчеданное месторождение на Южном Урале/В.А. Прокин, Ю.А. Болотин, В.Г. Шигарев и др. — Геология руд. месторождений, 1979, № 5, с. 3—17.

211. *Потапенко Б.П., Требухин В.С., Агеева С.Т.* Домбаровский рудный район. — В кн.: Типы рудных районов колчеданноносных провинций Южного Урала и Западного Казахстана. М., 1973, с. 178—183. (Труды/ЦНИГРИ; Вып. 105).

212. *Потапенко Б.П., Лядский П.В., Требухин В.С.* Структурные условия локализации Осеннего колчеданного месторождения. — В кн.: Геология и структуры рудных полей и рудных районов Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1979, с. 64—70.

213. Природа Уральской геосинклинали/С.Н. Иванов, А.А. Ефимов, Л.Н. Минкин и др. — Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 5, с. 1177—1180.

214. Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая: Тр. совещ. по генезису алтайских колчеданно-полиметаллич. месторождений, г. Усть-Каменогорск. Алма-Ата: Наука, 1977. 303 с.

215. Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций/М.М. Василевский и др. М.: Недра, 1977. 296 с.

216. *Прокин В.А.* Типы сульфидных месторождений Южного Урала. — В кн.: Геология, минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1970, с. 3—16. (Труды/ГГИ; Вып. 10).

217. *Прокин В.А.* Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 1977. 174 с.

218. *Прокин В.А., Рудаков В.М.* Брекчиевые руды Сибая. — Тр. УФАН СССР, 1959, вып. 43, с. 119—132.

219. *Прокин В.А., Рудаков В.М.,*

- Солодкий Н.Н.* Гипогенная зональность околорудных измененных пород колчеданных месторождений Сибай, Куль-Юрт-Тау и Бакр-Тау. — В кн.: Вопросы геохронологии и геохимии докембрия и палеозоя Южного Урала и восточной части Русской платформы. Уфа: БФАН СССР, 1961, с. 37–46.
220. *Прокин В.А., Захарова А.А.* Метаморфизм вулканогенных толщ в Бурбайском меднорудном районе. — В кн.: Тез. докл. II Урал. петрогр. совещ. Свердловск: УФАН СССР, 1966, т. 3, с. 109–111.
221. *Прокин В.А., Тимергазина А.К.* Зональность метасоматических изменений вмещающих пород и баланс вещества на Бурибаевском медноколчеданном месторождении. — В кн.: Метаморфизм горных пород главной вулканогенной зоны Урала. М.: Наука, 1969, с. 208–225.
222. *Прокин В.А., Рудницкий В.Ф.* Модель формирования медноколчеданных месторождений уральского типа. — В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, 1981, т. 2, с. 67–68.
223. *Пронин А.А.* Основные черты истории тектонического развития Урала. М.; Л.: Наука, 1965. 160 с.
224. Пропилитизация раннегеосинклинальных вулканогенных толщ и ее значение для прогноза и поисков колчеданного оруденения (на примере Учалинского рудного района)/Л.Н. Сопко, П.Ф. Сопко, И.С. Анисимов и др. — В кн.: Рудоносные метасоматические формации Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981, с. 6–7.
225. *Пшеничный Г.Н.* Стадийность процессов колчеданного рудообразования на Южном Урале как результат эволюции постмагматических гидротермальных растворов. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1973, с. 251–252.
226. *Пшеничный Г.Н., Кулагина М.А.* Метаморфизм руд Сибайского колчеданного месторождения (Южный Урал) у контактов с дайками габбро-диабазов. — Геология руд. месторождений, 1968, т. X, № 2, с. 49–59.
227. *Пшеничный Г.Н., Шигарев В.Г., Кулагина М.А.* Дайки Сибайского колчеданного месторождения, их петрография, петрохимия и возрастные взаимоотношения (Южный Урал). — В кн.: Петрология горных пород, вмещающих сульфидные месторождения Южного
- Урала. Уфа: БФАН СССР, 1971, с. 120–143.
228. *Раткин В.В.* Геолого-генетические особенности Орловско-Опешневского рудного поля (Рудный Алтай). — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1978, № 3, с. 123–126.
229. *Резников Н.В.* Метасоматиты и колчеданные залежи (на примере месторождений Передового хребта Кавказа). — Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 4, с. 939–941.
230. *Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981, 439 с.
231. *Рихтер Я.А.* Латеральные ряды вулканогенных формаций в связи с тектоническим развитием Южного Урала. — В кн.: Геосинклинальный вулканизм Урала и колчеданность вулканогенных формаций. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980, с. 23–32.
232. *Рихтер Я.А., Кригер М.А.* Особенности тектоники среднедевонских вулканогенных комплексов на восточном крыле Магнитогорского мегасинклинория. — В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 192–197.
233. *Рокачев С.А., Иванов С.Н., Ковальчук А.И.* Особенности колчеданных месторождений, залегающих в разных типах земной коры. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978, т. 12, с. 112–117.
234. *Романовский Н.П.* Проблемы выделения и изучения рудно-магматических систем. — В кн.: Магматогенно-рудные системы. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 11–21.
235. *Рудник Г.Б., Перцев Н.Н., Силантьев С.А.* Петрология пород океанической коры северо-западной части Тихого океана. — В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис: Тез. докл. М.: Наука, 1980, с. 48–49.
236. *Румянцева Н.А.* Типы базальтовых ассоциаций Урала и вопросы их петрогенезиса. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974, с. 195–209.
237. *Рундквист Д.В., Неженский И.А.* Зональность эндогенных рудных месторождений. Л.: Недра, 1975. 224 с.
238. *Рыбалка В.М.* Использование данных о глубинном строении земной коры для мелкомасштабного прогнози-

рования. — Разведка и охрана недр, 1976, № 8, с. 31–37.

239. *Рянский Ф.Н.* Структурные и магматические условия формирования колчеданного оруденения в Петропавловском рудном поле на Южном Урале: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск: Горн. ин-т, 1975.

240. *Салихов Д.Н., Серавкин И.Б., Бояркин А.П.* Баймак-Карасазовская тектоническая зона Магнитогорского мегасинклинория и ее металлогеническое значение. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудоносность Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1975, с. 33–40.

241. *Саркисян Р.А.* К вопросу о структуре и особенностях локализации оруденения Кафанского месторождения. — Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, 1973, т. 26, № 3, с. 39–45.

242. *Саркисян Р.А.* Закономерности формирования рудовмещающих структур Кафанского рудного поля. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1977, т. 30, № 3, с. 18–28.

243. *Саркисян С.Ш., Гогошвили Т.Ш., Цквитинидзе Р.К.* Палеовулканические постройки Маднеули-Паладаурского рудного района (Южная Грузия). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1971, № 11, с. 19–26.

244. *Саттон Дж.* Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм. — В кн.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967, с. 24–48.

245. *Сенченко Г.С.* Морфологические типы складчатости и складчатых структур западного борта Магнитогорского мегасинклинория и закономерности пространственной их локализации. — В кн.: Тектонические структуры Южного Урала и история их формирования. Уфа: БФАН СССР, 1972, с. 21–51.

246. *Сенченко Г.С.* Складчатые структуры Южного Урала. М.: Наука, 1976. 172 с.

247. *Серавкин И.Б.* Структура Бакртауского рудного поля и условия локализации золото-полиметаллического оруденения. — В кн.: Геология, минералогия и геохимия сульфидных месторождений. Уфа: БФАН СССР, 1970, с. 82–94. (Труды/ГГИ; Вып. 10).

248. *Серавкин И.Б.* Закономерности размещения медноколчеданного оруденения в Петропавловском рудном поле. — В кн.: Тез. докл. науч. сес., посвящ. нефтегазоносности и металлогении Южного Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1971, с. 138–144.

249. *Серавкин И.Б.* Кислые субинтрузивные породы Баймакского района (Южный Урал). — В кн.: Петрология горных пород, вмещающих сульфидные месторождения Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1971, с. 54–70. (Труды/ГГИ; Вып. 13).

250. *Серавкин И.Б.* Условия локализации золотоколчеданно-полиметаллического оруденения Баймакского района. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Уфа: Башк. кн. изд-во, 1972, вып. 5, с. 183–191.

251. *Серавкин И.Б.* Соотношение первично-вулканических и тектонических структур в западном крыле Магнитогорского мегасинклинория. — В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Недра, 1974, с. 141–148.

252. *Серавкин И.Б.* Некоторые новые критерии для поисков скрытого оруденения на примере зональности Юбилейного медноколчеданного месторождения. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудоносность Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1975, с. 78–83.

253. *Серавкин И.Б.* К методике палеовулканических реконструкций на Южном Урале. — В кн.: Методы палеовулканологических реконструкций. Вулканизм докембрия: Материалы II Всесоюз. палеовулканол. симпозиум. Петрозаводск: ИГ КФАН СССР, 1975а, с. 26–27.

254. *Серавкин И.Б.* Некоторые геологические и геохимические аспекты образования колчеданных месторождений Южного Урала. — В кн.: Тез. докл. VIII Всесоюз. металлоген. совещ. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976, с. 78–80.

255. *Серавкин И.Б.* Метаморфизм, метасоматоз и структура колчеданноносных районов (на примере Мамбетовского участка). — В кн.: Геология и структуры рудных полей и рудных районов Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1979, с. 71–91.

256. *Серавкин И.Б.* Геология, петрология и метаморфизм продуктов ареального вулканизма Таналыкского поднятия. — В кн.: Древний вулканизм Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981, с. 45–68.

257. *Серавкин И.Б.* Сульфидообразование в субмаринных эффузивно-экструзивных куполах кислого состава (на примере Южного Урала). — Докл. АН СССР, 1981, т. 257, № 6, с. 1433–1436.

258. *Серавкин И.Б.* Палеовулканическая структура и условия образова-

ния Сибайского медноколчеданного месторождения. — В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1982, с. 34–45.

259. *Серавкин И.Б., Хусаинов А.Т.* Геохимические особенности вулканогенных пород Западн-Баймакской рудоносной зоны (Южный Урал). — В кн.: Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала и вмещающих их вулканогенных комплексов. Уфа: БФАН СССР, 1972, с. 98–102.

260. *Серавкин И.Б., Уразаев К.А.* Типы вулканических построек западного крыла Магнитогорского мегасинклинория и методы их картирования. — В кн.: Тез. докл. II Урал. палеовулканол. симпози. Свердловск; — Миасс: УНЦ АН СССР, 1974, с. 197–202.

261. *Серавкин И.Б., Рянский Ф.Н.* Юбилейное медноколчеданное месторождение на Южном Урале. — В кн.: Геология и условия образования месторождений меди на Южном Урале. Уфа: БФАН СССР, 1975, с. 21–33.

262. *Серавкин И.Б., Косарев А.М.* Методика палеовулканологических реконструкций при изучении колчеданосных вулканотектонических структур Южного Урала. — В кн.: Методы палеовулканологических реконструкций. Петрозаводск, 1976, с. 22–30.

263. *Серавкин И.Б., Косарев А.М.* Новые данные о геологическом строении восточной части Бурибай-Маканского рудного района и их значение для поисков колчеданных руд. — В кн.: Условия локализации рудных месторождений на Южном Урале. Уфа: БФАН СССР, 1977, с. 29–43.

264. *Серавкин И.Б., Косарев А.М.* Методика и результаты палеовулканологического картирования Бурибай-Маканского рудного района Южного Урала. — В кн.: Методы составления палеовулканологических карт. Новосибирск: Наука, 1979, с. 44–56.

265. *Серавкин И.Б., Косарев А.М.* О происхождении контрастных и непрерывных серий базальт-липаритовой формации Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 5, с. 1210–1214.

266. *Серавкин И.Б., Макаров В.И.* Структура Маканского рудного поля. — В кн.: Геология и структуры рудных полей и рудных районов Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1979, с. 27–47.

267. *Сергиевский В.М.* Основные закономерности развития тектонических структур, магматизма и металлогении

Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. I Урал. петрогр. совещ. Свердловск: УФАН СССР, 1963, т. 1, с. 27–30.

268. *Сергиевский В.М.* Магматизм, тектоническое развитие и основные особенности металлогении Урала: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л., 1971. 36 с.

269. *Симбирев И.Б.* Структурный контроль вулканизма и гидротермальных систем Мутновской купольно-кольцевой структуры Южной Камчатки. — В кн.: Вулканизм и вулканоструктуры: Тез. докл. V Всесоюз. вулканол. совещ. Тбилиси, 1980, с. 55–56.

270. *Скрипченко Н.С.* Об использовании подушечных лав для расшифровки структуры рудного поля. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1961, № 7, с. 99–103.

271. *Скрипченко Н.С.* Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). М.: Недра, 1966. 291 с.

272. *Смирнов В.И.* Конвергентность колчеданных месторождений. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1960, № 2, с. 19–26.

273. *Смирнов В.И.* Колчеданные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 586–647.

274. *Смирнов В.И.* Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. — Геология руд. месторождений, 1971, т. 8, № 6, с. 3–15.

275. *Смирнов В.И.* Эволюция источников минерального вещества эндогенных рудных месторождений в истории развития земной коры. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 5–11.

276. *Смирнов В.И., Дзюценидзе Г.С., Котляр В.Н.* Рудоносность вулканогенных формаций и вулканогенные месторождения. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1974, с. 345–352.

277. *Смирнов Г.А.* Материалы к палеогеографии Урала: Визейский ярус. Свердловск: УФАН СССР, 1957. 118 с. (Труды/Горно-геол. ин-т УФАН СССР; Вып. 29).

278. *Смирнова И.А.* Ащebutакский интрузивно-вулканический комплекс, его петрология и металлогения: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1977, 25 с.

279. *Смирнова И.А., Черкасов В.Л.*

Интрузивно-вулканические комплексы восточного борта Магнитогорского прогиба и связь с ними медноколчеданного и медно-полиметаллического оруденения. — В кн.: Геосинклинальный вулканизм Урала и колчеданность вулканогенных формаций. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980, с. 92—101.

280. Соотношение магматических и рудных формаций в Змеиногорском районе (Рудный Алтай) / Е.И. Филатов, И.В. Крейтер, В.В. Кузнецов и др. — Геология руд. месторождений, 1979, т. 21, № 5, с. 93—96.

281. *Сопко П.Ф.* Критерии для поисков колчеданных месторождений на восточном склоне Южного Урала. — Разведка и охрана недр, 1966, № 7, с. 5—11.

282. *Сопко П.Ф.* Колчеданные месторождения Малого Кавказа. М.: Недра, 1971. 253 с.

283. *Сопко П.Ф.* Юрский вулканизм Северной Армении и связь с ним колчеданного оруденения. — В кн.: Мезозойский и кайнозойский вулканизм и связанные с ним полезные ископаемые: Тез. докл. V Всесоюз. вулканол. совещ. Тбилиси, 1980, с. 128—129.

284. *Сопко П.Ф.* Главные закономерности размещения колчеданных месторождений Магнитогорского мегасинклинория как основа для направления их поисков. — В кн.: Поиски скрытого колчеданного оруденения на Урале. М.: Недра, 1983, с. 5—14.

285. *Сопко П.Ф., Салихов Д.Н.* Интрузивный магматизм башкирской части Магнитогорского мегасинклинория. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1969, № 2, с. 3—15.

286. *Сопко П.Ф., Сопко Л.Н.* Субвулканические породы кислого состава в западном крыле Магнитогорского мегасинклинория и связь с ними колчеданного оруденения. — В кн. Тез. докл. науч. сес., посвящ. нефтегазоносности и металлогении Южного Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1971, с. 117—124.

287. *Сопко П.Ф., Бобохов А.С., Серавкин И.Б.* Основные черты эволюции вулканизма и осадконакопления раннегеосинклинальной стадии башкирской части Магнитогорского прогиба. — В кн.: Проблемы вулкано-осадочного литогенеза. М.: Наука, 1974, с. 65—72.

288. *Сопко П.Ф., Кулагина М.А.* Развитие магматизма Магнитогорского мегасинклинория в связи с его блоковым

строением. — В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 8—22.

289. *Сопко П.Ф., Серавкин И.Б.* Структурные условия образования и размещения колчеданных месторождений. — В кн.: Проблемы рудообразования. IV симпозиум. УАГОД, Варна, София, 1974, с. 546—553.

290. *Сопко П.Ф., Серавкин И.Б.* Структурные и магматические факторы локализации колчеданных месторождений Магнитогорского мегасинклинория. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978, т. 12, с. 135—142.

291. *Сопко П.Ф., Серавкин И.Б., Косарев А.М.* Типы раннегеосинклинального вулканизма Южного Урала и их металлогеническое значение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 11, с. 29—41.

292. Среднепалеозойский вулканизм Башкирского Зауралья и связь с ним колчеданного оруденения / П.Ф. Сопко, И.Б. Серавкин, А.С. Бобохов, А.М. Косарев. Уфа: БФАН СССР, 1983. 116 с.

293. *Старостин В.И.* Структурно-петрофизический анализ рудных полей и колчеданно-полиметаллических месторождений. — В кн.: Вулкано-генные колчеданно-полиметаллические месторождения. М.: Изд-во МГУ, 1978, с. 227—252.

294. *Старостин В.И.* Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей. М.: Недра, 1979, 240 с.

295. *Старостин В.И., Сандомирский С.А., Яковлев Г.Ф.* Структурно-петрофизический анализ Лениногорского рудного поля. Новосибирск, 1976, с. 116—129. (Труды/Ин-т геол. и геофиз. СОТ АН СССР; Вып. 293).

296. *Страхов В.И., Цветкова А.А., Решетнева В.И.* Методика изучения глубинного строения рудных районов при оценке перспектив их глубоких горизонтов. — В кн.: Критерии и методика поисков скрытых колчеданных месторождений на Урале: Тез. докл. Уфа: БФАН СССР, 1979, с. 149—150.

297. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: АН СССР, 1962. Т. 1. 210 с.

298. Структурная позиция и металлогения эвгеосинклинальных зон Урала / Д.В. Рундквист, З.И. Кутырев, О.А. Кондаин и др. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978, т. 12, с. 37—46.

299. Структурно-формационное райо-

нирование юго-восточной части Башкирского Урала/А.И. Кривцов, И.С. Анисимов, М.Ш. Биков и др. — В кн.: Вопросы палеовулканизма медноколчеданных провинций Южного Урала и Северного Кавказа, М., 1970, с. 19–33. (Труды/ЦНИГРИ; Вып. 92).

300. Структурный и магматический контроль колчеданного оруденения Башкирии/П.Ф. Сопко, А.С. Бобохов, И.Б. Серавкин и др. М.: Наука, 1975. 227 с.

301. Структуры медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений, М., 1971. 236 с. (Труды/ЦНИГРИ; Вып. 99).

302. Тагиров И.А. Новые данные о геологическом строении Магнитогорского синклиналия. — В кн.: Тектоника и нефтеносность Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1978, с. 7–11.

303. Твалчрелидзе Г.А. О типах колчеданных месторождений и провинций. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 10, с. 5–16.

304. Твалчрелидзе Г.А. О двух типах колчеданных месторождений и провинций. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых М.: Наука, 1978, т. 12, с. 124–130.

305. Твалчрелидзе Г.А., Джанелидзе Г.В. Петрологические критерии рудоносности магматических пород. — Сов. геология, 1981, № 11, с. 58–67.

306. Тектоника Урала: Объясн. зап. к тектон. карте Урала масштаба 1:1 000 000/А.В. Пейве, С.Н. Иванов, В.М. Нечухин и др. М.: Наука, 1977. 120 с.

307. Тимергазина А.К. Зональность окорудных изменений вмещающих пород на колчеданном месторождении Молодежное. — В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1970 вып. 10, с. 73–76.

308. Тимергазина А.К. Метасоматическая зональность окорудных пород Подольского медноколчеданного месторождения (Южный Урал). — В кн.: Магматизм и метаморфизм Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1980, с. 55–61.

309. Типы рудных районов колчеданосных провинций Южного Урала и Западного Казахстана. М., 1973. 225 с. (Труды/ЦНИГРИ; Вып. 105).

310. Тойбазаров М.А. Новые данные о генезисе Николаевского месторождения. — В кн.: Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторожде-

ний Рудного Алтая. Алма-Ата: Наука, 1977, с. 233–236.

311. Требухин В.С. Геологическое строение и история развития Гайской палеовулканической колчеданосной постройки. — В кн.: Вопросы палеовулканизма медноколчеданных провинций Южного Урала и Северного Кавказа. М., 1970, с. 83–116. (Труды/ЦНИГРИ; Вып. 92).

312. Усов М.А. Фации и фазы пород эффузивного облика, 1935. — В кн.: Основные идеи М.А. Усова в геологии. Алма-Ата: АН Каз ССР, 1960, с. 98–112.

313. Фремд Г.М. Общие вопросы методики составления палеовулканикологических карт. — В кн.: Методы составления палеовулканикологических карт. Новосибирск: Наука, 1979, с. 4–12. —

314. Фролова Т.И. Латеральная и вертикальная изменчивость силурийских и девонских базальтоидных серий Магнитогорского прогиба. — В кн.: Вулканизм Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974, с. 11–24.

315. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклиальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: Изд-во МГУ, 1977. 266 с.

316. Фролова Т.И., Гуцин А.Ф. Латеральные вариации базальтового магматизма. — В кн.: Латеральные ряды магматических формаций. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979, с. 22–43.

317. Фролова Т.И., Гуцин А.В. Условия генерации базальтовых магм океанов и островных дуг. — Вест. МГУ. Сер. 4, Геология, 1981, № 4, с. 3–16.

318. Халевин Н.И. Глубинное строение Урала и сопредельных регионов по геофизическим данным. — Геотектоника, 1972, № 6, с. 65–78.

319. Хачатурян Э.А. Минералогия, геохимия и генезис руд колчеданной формации Армянской ССР. Ереван: АН Арм ССР, 1977. 319 с.

320. Херасков Н.П., Перфильев А.С. Основные особенности геосинклиальных структур Урала. М.: Наука, 1963. 120 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 92).

321. Хорикоси Е., Сато Т. Вулканическая деятельность и рудные месторождения на руднике Косака. — В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973, с. 151–163.

322. Червяковский Г.Ф. Вулканические структуры в вулканогенных зонах Урала. — Докл. АН СССР, 1964, т. 159, № 1, с. 89–91.

323. *Червяковский Г.Ф.* Фациальный анализ вулканических образований Урала и палеовулканические реконструкции. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. II Урал. петрогр. совещ. Свердловск: УФАН СССР, 1969, т. 3, с. 77–87.
324. *Червяковский Г.Ф.* Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М.: Наука, 1972. 258 с.
325. *Червяковский Г.Ф., Корогеев В.А.* К картированию вулканогенных образований Урала. — В кн.: Палеовулканизм Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1968, с. 5–64.
326. *Червяковский Г.Ф., Нечухин В.М., Мельникова Г.Б.* Андезитодацитовая формация Урала и ее металлогения. — В кн.: Ежегодник, 1974, Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1975, с. 60–61.
327. *Червяковский Г.Ф., Мельникова Г.Б., Говорова А.В.* К методике распознавания деструктивных и аккумулятивных вулканических структур в древних вулканогенных толщах. — В кн.: Методы палеовулканических реконструкций. Петрозаводск: ИГ КФАН СССР, 1976, с. 30–38.
328. *Червяковский Г.Ф., Нечухин В.М.* О тектонических основах и принципах формационного расчленения вулканических образований внутриконтинентальных эвгеосинклиналей (на примере Урала). В кн.: Геосинклинальный вулканизм Урала и колчеданность вулканогенных формаций. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980, с. 15–22.
329. *Черкасов В.Л., Смирнова И.А.* Взаимоотношения и возраст вулканогенных образований восточного крыла Магнитогорского мегасинклинория. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Оренбургской области. Челябинск: Юж.-Урал. кн. изд-во, 1972, вып. 3, с. 73–84.
330. *Чибрикова Е.В.* Стратиграфия девонских и более древних палеозойских отложений Южного Урала и Приуралья (по растительным микрофоссилиям). М.: Наука, 1977. 192 с.
331. *Шарфман В.С.* Стратиграфия и тектоника зеленокаменного синклинория Баймакского района Башкирии. — Сов. геология, 1959, № 8, с. 33–45.
332. *Шарфман В.С.* Сибайский стратовулкан на Южном Урале. — Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 5, с. 1174–1175.
333. *Шарфман В.С.* Опыт составления палеовулканических карт для вулканогенных провинций меденосной зоны Урала. — В кн.: Методы палеовулканических реконструкций. Петрозаводск: ИГ КФАН СССР, 1976, с. 86–91.
334. *Шарфман В.С., Костина Р.И.* Палеовулканы Южного Урала и вопросы их классификации. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1973, с. 202–204.
335. *Шарфман В.С., Морозов А.Ф., Костина Р.И.* Общие принципы составления легенд к палеовулканическим картам. — В кн.: Методы составления палеовулканических карт. Новосибирск: Наука, 1979, с. 18–25.
336. *Шепелев В.М.* Золотоносность колчеданных месторождений на примере Тубинско-Гайской структурно-формационной зоны (Южный Урал): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ЦНИГРИ, 1973. 24 с.
337. *Ширай Е.П.* Петрохимические особенности вулканогенных формаций колчеданосных провинций различных типов. — Сов. геология, 1976, № 6, с. 65–82.
338. *Ширай Е.П.* Вулканогенные формации с медноколчеданным оруденением в истории развития земной коры. — Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 2, с. 408–411.
339. *Ширай Е.П.* Вулканогенные формации медноколчеданных районов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ЦНИГРИ, 1981. 49 с.
340. *Широта Г.Ф., Червяковский Г.Ф., Гаврин, А.Я.* Ярош и др. — Сов. геология, 1966, № 11, с. 35–43.
341. *Шрок Р.* Последовательность в свитах слоистых пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1950, с. 383–461.
342. *Штейнберг Д.С.* О химической классификации эффузивных горных пород. Свердловск, 1964. 106 с. (Труды/Ин-т горного дела УФАН СССР; Вып. 73).
343. *Штейнберг Д.С.* Базальтоидный магматизм Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. II Урал. петрогр. совещ. Свердловск: УФАН СССР, 1969, т. 3, с. 5–14.
344. *Штейнберг Д.С.* Геологическая история Урала и петрология. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974, с. 39–58.
345. Эволюция флюидного режима

и процессе развития геосинклинального вулканизма Южного Урала/Т.И. Фролова, И.А. Бурикова, Р.И. Костина и др. — В кн.: *Очерки геологической петрологии*. М.: Наука, 1976, с. 206—216.

346. *Эмери К., Хант Дж., Хейс Э.* Общий обзор проблемы термальных рессолов и рудных осадков Красного моря. — В кн.: *Современное гидротермальное рудоотложение*. М.: Мир, 1974, с. 7—25.

347. *Язева Р.Г., Белянина Г.П., Мельникова Г.Б.* Металлогеническая специализация вулканогенных формаций ранних стадий эвгеосинклиналей (на примере Урала). — В кн.: *Закономерности размещения полезных ископаемых*. М.: Наука, 1978, т. 12, с. 105—111.

348. *Яковлев Г.Ф.* Тектоно-магматическое развитие и колчеданные месторождения Южного Урала. — В кн.: *Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала*. М.: Изд-во МГУ, 1968, с. 6—44.

349. *Яковлев Г.Ф.* Рудоносные вулканогенные структуры эвгеосинклиналей. — *Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология*, 1976, № 6, с. 3—26.

350. *Яковлев Г.Ф.* Формационные типы колчеданосных палеовулканических провинций. — *Разведка и охрана недр*, 1977, № 2, с. 2—8.

351. *Яковлев Г.Ф.* Геологические структуры рудных полей и месторождений. М.: Изд-во МГУ, 1982. 270 с.

352. *Яковлев Г.Ф.* Развитие вулканогенных структур и колчеданообразования. — *Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология*, 1983, № 1, с. 3—16.

353. *Яковлев Г.Ф., Старостин В.И.* Тектоно-вулканические структуры колчеданосных полей Южного Урала и методы их изучения. — В кн.: *Основные принципы и методика составления прогнозно-металлогенических карт рудных районов в палеовулканических областях*. М.: Недра, 1973, с. 105—120.

354. *Яковлев П.Д.* Структурные типы месторождений, приуроченных к вулканическим жерлам. — *Сов. геология*, 1967, № 7, с. 12—26.

355. *Яковлев П.Д.* Структурные типы рудоносных палеовулканических кальдер. — *Сов. геология*, 1967, № 9, с. 49—60.

356. *Яковлев П.Д., Оленин В.В., Котляр В.Н.* Структурные типы рудных полей и месторождений, связанных с вулканическими жерлами и трубками взры-

ва. — В кн.: *Рудоносность вулканогенных формаций*. М.: Недра, 1965, с. 232—252.

357. *Ярош П.Я.* Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М.: Наука, 1973. 226 с.

358. *Bachinski D.J.* Alteration associated with metamorphosed ophiolitic cupriferous iron sulfide deposits: Whalesback mine, Notre Dame Bay, Newfoundland. — *Miner. deposita*, 1977, vol. 12, N 1, p. 48—63.

359. *Badham B.A.* Slumped sulphide deposits at Avoca, Ireland, and their significance. — *Trans. Inst. Mining and Met. B.*, 1978, vol. 87, p. 21—26.

360. *Bamba T.* Ophiolite and related copper deposits of the Ergani mining district, Southeastern Turkey. — *Bull. Miner. Res. and Explor. Inst. Turk.*, 1976, vol. 2, N 86, p. 36—50.

361. *Bell H.* Strata-bound sulphide deposits, wall-rock alteration and associated tin-bearing minerals in the Carolina State Belt. — *Econ. Geol.*, 1982, vol. 77, N 2, p. 294—311.

362. *Bernard A.J., Dagallier G., Soler E.* The exhalative sediments linked to the volcanic exhalative massive sulphide deposits: A case study of European Occurrences. — In: *Ore genesis: Stae art. B. etc.*, 1982, p. 552—564.

363. *Bonatti E.* Deep-sea volcanism. — *Naturwissenschaften*. 1970, Jg. 57, H. 8, S. 379—384.

364. *Bouley B.A., Hodder R.W., Hutchinson R.W.* Massive sulphide deposits applied to problems of regional stratigraphy. — In: *25th Intern. geol. congr. abstr. Canberra etc.*, 1976, vol. 1, p. 156—157.

365. *Cronan D.S.* Underwater minerals. L. etc.: Acad. press, 1980. 362 p.

366. *Duke N.A., Hutchinson R.W.* Geological relationships between massive sulfide bodies and ophiolitic volcanic rocks near York Harbour, Newfoundland. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1974, vol. 11, N 1, p. 53—69.

367. *Feiss P.C.* Geochemistry and tectonic setting of the volcanics of the Carolina State Belt. — *Econ. Geol.*, 1982, vol. 77, N 2, p. 273—292.

368. *Ferrario A.* I giacimenti cuprifori nelle pillow-lavas della Liguria orientale. — *Rend. Soc. ital. miner. o petrol.*, 1973, vol. 29, N 2, p. 485—495.

369. *Garuti G.* Copper deposits in the basal breccias and volcano-sedimentary sequences of the eastern ligurian ophiolites (Italy). — *Miner. deposita*, 1980, vol. 15, N 3, p. 291—303.

370. Geology of Kuroko deposits. Tokyo, 1974, 445 p.
371. *Hutchinson R.W.* Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance. — *Econ. Geol.*, 1973, vol. 68, N 8, p. 1223–1246.
372. *Hutchinson R.W., Searle D.L.* Stratabound pyrite deposits in Cyprus and relations to other sulphide ores. — In: *Proc. IMA–IAGOD meet., Tokyo–Kyoto, 1970.* Tokyo, 1971, IAGOD vol., p. 198–205. (*Intern. Assoc. Genesis Ore Deposits; Spec. Iss. N 3*).
373. *Irvine T.N., Baragar W.R.A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1971, vol. 8, N 5, p. 523.
374. *Kinkel A.R.* Structural and stratigraphic control of the deposition on the West Shasta county copper-zinc district. — *Cal. Mining Eng.*, 1955, vol. 7, N 2, p. 167–174.
375. *Kinkel A.R., Hall W.E., Albert J.R.* Geology and basemetal deposits of the West Shasta copper-zinc district, Shasta county, California. Wash. (D.C.), 1956. 156 p. (*US Geol. Surv. Prof. Pap.; N 285*).
376. *Kinkel A.R.* The Ore Knob copper deposits, North Carolina, and other massive sulfide deposits of the Appalachians. Wash. (D.C.), 1967. 58 p. (*US Geol. Surv. Prof. Pap.; N 558*).
377. *Koide H.* Tectonophysics as related to the structural feature of ore deposits: The role of the fluid intrusion in the formation of vein fractures. — In: *Genesis of the metalliferous deposits in Japan and East Asia*/Ed. H. Ymai, 1978, p. 302–312.
378. *Kouda R., Koide H.* Ring structures, resurgent caederas and ore deposits in the Hokuroku volcanic field, Northern Akita, Japan. — *Mining Geol.*, 1978, vol. 28, N 4, p. 233–244.
379. *Large R.R.* Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrains. — *Econ. Geol.*, 1977, vol. 72, N 4, p. 549–572.
380. *Lonsdale P., Batiza R., Simkin T.* Metallogenesis at seamounts on the East Pacific Rise. — *Mar. Technol. Soc. J.*, 1982, vol. 16, N 3, p. 54–61.
381. *MacGeehan P.J., MacLean W.H., Bonenfant A.J.* Exploration significance of the emplacement and genesis of massive sulphides in the main zone at the Norita Mine, Matagami, Quebec. — *EJM Bull.*, 1981, vol 74, N 828, p. 59–75.
382. *Mäkelä K.* Outokumputyypisten malmien esiintymismahdollisuuksista itä- ja pohjois-Suomessa. — *Geologi*, 1981, vol. 33, N 2, p. 17–20.
383. *Franchteau J., Needham H.D., Choukroune P.* et al. Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise. — *Nature*, 1979, vol. 277, N 5697, p. 523–528.
384. *McBride D.E.* Tectonic setting of the Tetagouche Group, host to the New Brunswick polymetallic massive sulphide deposits. — *Geol. Assoc. Canada Spec. Pap.*, 1976, N 14, p. 473–485.
385. *Moore J.G., Lockwood J.P.* Spreading cracks on pillow lava. — *J. Geol.*, 1978, vol. 86, N 6, p. 661–671.
386. *Morgan W.J.* Deep mantle convection plumes and plate motions. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1972, vol. 56, N 2, p. 203–213.
387. *Обретенев Н., Попов П.* Структура Раткинского медноколчеданного рудного поля. — *Изв. Геол. ин-т Бълг. АН Рудни и нерудни полезни ископ.*, 1973, т. 22, с. 5–18.
388. *Ohmoto H.* Submarine calderas: A key to the formation of volcanogenic massive sulphide deposits. — *Mining Geol.*, 1978, vol. 28, N 4, p. 219–231.
389. *Oudin E., Picot P., Pouit G.* Comparison of sulphide deposits from the East Pacific Rise and Cyprus. — *Nature*, 1981, vol. 291, N 5814, p. 404–407.
390. *Palvides L., Cair J.E., Cranford S.L.* Central Virginia volcanic-plutonic belt as host for massive sulfide deposits. — *Econ. Geol.*, 1982, vol. 77, N 2, p. 233–272.
391. *Bence A.E., Pápike J.J., Chandrasekhar D.* et al. Petrology of basalts from Leg 17 of the Deep Sea Drilling project: Central Pacific basin. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1973, vol. 54, N 11, p. 998–1001.
392. *Bornhold R.D., Gross G.A., McLeod C.R.* et al. Polymetallic sulphide deposits on ocean ridges. — *CIM Bull.*, 1982, vol. 75, N 41, p. 24, 26, 28.
393. *Coleman R.G., Tatsumoto M., Coles D.C.* et al. Red Sea basalts. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1973, vol. 54, N 11, p. 1001–1002.
394. *Sawkins F.J.* The formation of Kuroko-type deposits viewed within the broader context of ore genesis theory. — *Mining Geol.*, 1982, vol. 32, N 1, p. 25–33.
395. *Sawkins F.J., Kowalik J.* The source of ore metals at Buchans: Magmatic versus leaching models. — *Geol. Assoc. Canada Spec. Pap.*, 1981, N 22, p. 255–267.

396. *Sillitoe R.H.* Environments of formation of volcanogenic massive sulfide deposits. — *Econ. Geol.*, 1973, vol. 68, N 8, p. 1321–1325.
397. *Sillitoe R.H.* The tops and bottoms of porphyry copper deposits. — *Econ. Geol.*, 1973, vol. 68, N 6, p. 799–815.
398. *Armstrong R.L., Ekren E.B., McKee E.H.* et al. Space–time relations of Cenozoic silicic volcanism in the Great Basin of the Western United States. — *Amer. J. Sci.*, 1969, vol. 267, p. 478–490.
399. *Stow S.H., Tull J.F.* Geology and geochemistry of the strata-bound sulfide deposits of the pyriton district, Alabama. — *Econ. Geol.*, 1982, vol. 77, N 2, p. 322–334.
400. *Strauss G.K., Madel J.* Geology of massive sulphide deposits in the Spanish-Portuguese Pyrite Belt. — *Geol. Rdsch.*, 1974, Bd. 63, N 1, S. 191–211.
401. *Takahashi T., Tanimura Sh.* — *Mining Geol.*, 1980, vol. 30, N 3, p. 153–167.
402. *Matulich A., Amos A.C., Walker R.R.* et al. The Ecstall story: The geology department. — *Canad. Mining and Met. Bull.*, 1974, vol. 67, N 745, p. 56–63.
403. *Tuach J., Kennedy M.J.* The geologic setting of the mine and other sulfide deposits, consolidated Rambler mines, northeast Newfoundland. — *Econ. Geol.*, 1978, vol. 73, N 2, p. 192–206.
404. *Tull J.F., Stow S.H.* Geologic setting of the Hillabee metavolcanic complex and associated strata-bound sulfide deposits in the Appalachian Piedmont of Alabama. — *Econ. Geol.*, 1982, vol. 77, N 2, p. 312–323.
405. *Turner J.S., Gustafson L.B.* The flow of hot saline solutions from vents in the sea floor — some implications for exhalative massive sulfide and other ore deposits. — *Econ. Geol.*, 1978, vol. 79, N 6, p. 1082–1100.
406. *Ueno H.* Duration of the Kuroko mineralization episode. — *Nature*, 1975, vol. 253, N 5491, p. 428–429.
407. *Urabe T., Sato T.* Kuroko deposits of the Kosaka mine, northeast Honshu, Japan — products of submarine hot springs on Miocene sea floor. — *Econ. Geol.*, 1978, vol. 73, N 2, p. 161–179.
408. *Vokes F.M.* Remarks on the origin of the Cyprus pyritic ores. — *Canad. Mining and Met. Bull.*, 1966, vol. 23, p. 388–391.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|-----|
| Предисловие | 3 |
| ЧАСТЬ I | |
| ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ПАЛЕОВУЛКАНИЗМ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ | 7 |
| <i>Глава 1.</i> | |
| Основные черты современного строения и вулканогенные формации | 9 |
| Предварительные замечания | 9 |
| Глубинное строение и общая структура | 11 |
| Формационная принадлежность вулканогенных толщ. | 18 |
| Вариации петрохимического состава вулканогенных формаций | 28 |
| <i>Глава 2</i> | |
| Региональные палеовулканологические реконструкции Магнитогорского мегасинклинория | 40 |
| О методике палеовулканологических реконструкций. | 40 |
| Типы геосинклинального вулканизма и основные палеовулканические структурные формы | 49 |
| Реконструкции строения и миграции палеовулканических поясов | 84 |
| Модель тектоно-магматического развития Магнитогорского мегасинклинория | 84 |
| <i>Глава 3</i> | |
| Региональные закономерности размещения колчеданных месторождений | 89 |
| ЧАСТЬ II | |
| ЛОКАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ. | 112 |
| <i>Глава 4</i> | |
| Баймакский рудный район | 112 |
| Краткая геолого-металлогеническая характеристика района и палеовулканологические реконструкции | 112 |
| Месторождение Бакр-Тау | 118 |
| Месторождение Восточно-Семеновское. | 125 |
| Месторождение Балта-Тау | 125 |
| <i>Глава 5</i> | |
| Бурибайский рудный район. | 132 |
| Краткая геолого-металлогеническая характеристика и палеовулканологические реконструкции | 132 |
| Петропавловское рудное поле и Юбилейное месторождение. | 137 |
| Маканское рудное поле | 145 |
| Подольское рудное поле и месторождение. | 151 |

Глава 6

| | |
|---|-----|
| Сибайский рудный район | 163 |
| Краткая геолого-металлогеническая характеристика | 163 |
| Палеовулканологическая реконструкция Карамалыташской и Сибайской структур | 164 |
| Сибайское месторождение. | 169 |

Глава 7

| | |
|--|-----|
| Метаморфизм и метасоматоз рудовмещающих пород колчеданосных формаций | 176 |
|--|-----|

ЧАСТЬ III.

| | |
|--|-----|
| ТИПЫ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА И МОДЕЛЬ КОЛЧЕДАНОСНОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ. | 198 |
|--|-----|

Глава 8

| | |
|--|-----|
| Типизация колчеданных месторождений на палеовулканологической основе | 199 |
| Главные структурно-палеовулканологические типы колчеданных месторождений | 199 |
| Основные закономерности размещения колчеданного оруденения Южного Урала среди вулканогенных фаций | 205 |
| Палеовулканологические типы структур колчеданных рудных полей и месторождений Южного Урала. | 212 |
| Сопоставление палеовулканических условий формирования колчеданных месторождений Южного Урала, Малого Кавказа и Рудного Алтая | 217 |

Глава 9

| | |
|--|-----|
| Типовая модель колчеданосной рудно-магматической системы | 225 |
| Заключение. | 241 |
| Литература | 248 |

Игорь Борисович Серавкин

**ВУЛКАНИЗМ
И КОЛЧЕДАННЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ЮЖНОГО УРАЛА**

*Утверждено к печати
Институтом геологии
Башкирского филиала АН СССР*

Редактор
С.Г. Самыгин

Редактор издательства
Т.Б. Гришина

Художник
А.М. Драговой

Художественный редактор
М.Л. Храмов

Технический редактор
Л.Н. Богданова

Корректор
В.П. Крылова

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 31025

Подписано к печати 15.02.86. Т — 03526
Формат 60X90 1/16. Бумага офсетная №1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл. печ.л. 17,0. Усл.кр.-отт. 17,2
Уч.-изд.л. 20,9. Тираж 700 экз.
Тип. зак. 27. Цена Зр. 20 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовится к печати:

Кузнецова С.Я. Геохимия серы в дифференцированных щелочных массивах. — 17 л. — 3 р.

Работа посвящена описанию свойств циркона — минерала-индикатора условий кристаллообразования и генезиса пород и минерала-геохронома. Показано, что цирконовая информация может быть получена лишь при комплексном применении оптических, геохимических, микрозондовых, экспериментальных исследований.

Для минералогов, петрологов, геохимиков и геохронологов.

Метасоматизм, минералогия и вопросы генезиса золотых и серебряных месторождений в вулканических толщах. — 20 л. — 3 р.

В сборнике изложены материалы исследований некоторых месторождений золота в Средней Азии и на Дальнем Востоке СССР с привлечением литературных данных о месторождениях в других регионах мира. Главное внимание уделено исследованию химического состава, особенностей структуры, парагенезиса и последовательности отложения минералов руд и околорудных метасоматитов, характеристике метасоматических процессов, оценены физико-химические параметры минералообразования и характер их эволюций.

Для геологов, минералогов и геохимиков.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ "КНИГА-ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА":

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

3 р. 20 к.

4554

