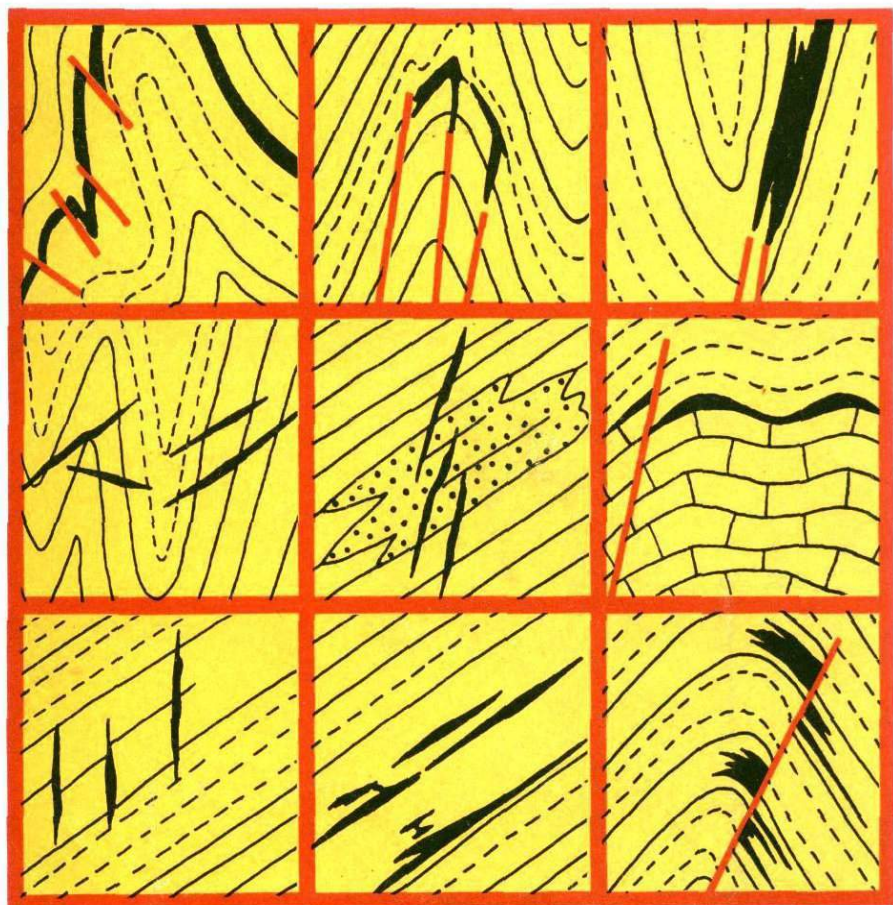


СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ

гидротермального оруденения в слоистых толщах



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

**СТРУКТУРНЫЙ
КОНТРОЛЬ
гидротермального
оруденения
в слоистых толщах**

4693
Ответственный редактор
Л.И. ЛУКИН



МОСКВА
"НАУКА"
1986



В сборнике на основе данных по полиметаллическим, свинцово-цинковым, медным и другим месторождениям различных регионов (Сибирь, Кавказ, Куба) рассмотрены актуальные вопросы структурного контроля гидротермального оруденения в слоистых толщах с различной степенью деформированности и соотношением складчатых и разрывных рудоконтролирующих нарушений. Проанализированы гидродинамические предпосылки гидротермального рудообразования в слоистых средах.

Рецензенты:

доктора геол.-минерал. наук
И.Н. Томсон, Е.М. Некрасов

ПРЕДИСЛОВИЕ

В слоистых толщах, к которым авторы относят толщи с преимущественным развитием терригенных и карбонатных пород, заключена значительная часть месторождений цветных и благородных металлов. Закономерности размещения и образования этих месторождений во многом еще не раскрыты. Наибольшие дискуссии вызывают вопросы образования пластовых полиметаллических руд, среди которых представлены месторождения, сходные с типичными колчеданно-полиметаллическими, приуроченными к вулканогенно-осадочным комплексам пород. В связи с этим изучение условий локализации пластовых рудных тел в собственно терригенных комплексах, где вулканические породы отсутствуют или играют резко подчиненную роль, имеет значение и для познания общих закономерностей образования такой важной группы месторождений, как колчеданно-полиметаллические.

Неясными остаются и многие особенности формирования в слоистых толщах жильного гидротермального оруденения. Морфология жильных рудных тел в таких толщах весьма разнообразна. В слоистых терригенных толщах известны и классические рудные жилы (плитообразные, ветвящиеся, седловидные и т.д.), и сложные по форме тела, лишь на отдельных интервалах отвечающие жилам. Нередко в рассматриваемых толщах залегают и штокверковые руды. Понимание условий формирования рудных тел различных структурно-морфологических типов, как известно, во многом зависит от выяснения закономерностей структурного контроля оруденения. Этой проблеме и посвящен настоящий сборник.

В сборнике изложены результаты исследований сотрудников Лаборатории структур рудных полей и месторождений ИГЕМ АН СССР, а также аспирантов лаборатории [(Т.Г. Кереселидзе, И.О. Сирбиладзе), изучавших структуру и структурные условия формирования разнообразных месторождений, локализованных в слоистых толщах.

В статье Ю.Г. Сафонова и А.Л. Соколова дан краткий обзор общих закономерностей проявления структурного контроля оруденения в слоистых толщах. А.А. Пэком, Д.Н. Топором, Е.Д. Боруновой рассмотрены закономерности миграции гидротермальных растворов и предложены типовые схемы их движения в толщах складчатой структуры.

Особенности проявления складчатых деформаций в карбонатных

толщах раскрываются А.Л. Галямовым на примере Юдомо-Майского района Якутии. Сочетание складчатых и разрывных рудоконтролирующих структур Холоднинского месторождения показано на детально проработанном материале А.Л. Соколовым. Статьи Т.Г. Кереселидзе и И.О. Сирбиладзе посвящены закономерностям локализации сульфидного оруденения в различных районах Большого Кавказа. Специфические формы контроля сульфидного оруденения зонами чешуйчатых надвигов Западной Кубы описывают Р. Кабрера, Е.П. Малиновский и др.

Важная роль унаследования складчатых и разрывных структур раскрывается А.Л. Соколовым по данным изучения барит-полиметаллического месторождения Дальнезападный Жайрем. Особенности локализации жильного оруденения в слоистых толщах с нормальной линейной складчатостью на месторождении Бестюбе приведены в статье А.С. Кульнева.

Ведущая роль крупного надвига, автономного по отношению к общей складчатой структуре района, в размещении сурьмяной минерализации охарактеризована А.Л. Галямовым и В.Ф. Чернышевым.

Специфика развития рудоконтролирующих структурных форм и элементов в эрозионно-тектонических впадинах областей активизации приведена в статье коллектива авторов (С.С. Максимов и др.).

Как видно, материалы, помещенные в сборнике, в основном относятся к конкретным рудным полям и месторождениям и показывают некоторые общие закономерности структурного контроля в разнообразных слоистых толщах, подчеркивая многообразие его проявлений, необходимость детальных исследований в каждом конкретном случае. Ясно также, что для выяснения подлинно общих закономерностей структурного контроля оруденения и понимания механизма их проявления в зависимости от геологической обстановки еще предстоит много сделать. Из приведенных материалов видно, что дальнейший прогресс в разработке проблемы связан с комплексными геолого-структурными, в том числе специализированными, петрофизическими, тектоно-физическими и гидродинамическими исследованиями.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ СТРУКТУРНОГО КОНТРОЛЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СЛОИСТЫХ ТОЛЩАХ

В слоистых толщах, сложенных главным образом терригенными и хемогенными осадочными породами, залегают многочисленные гидротермальные месторождения цветных металлов, золота, сурьмы, ртути и других металлов. Эти месторождения известны на древних платформах, в разновозрастных складчатых областях и в областях тектоно-магматической активизации. Рудовмещающие слоистые толщи в таких областях неодинаковы по составу и строению и принадлежат к различным структурным этажам и ярусам. Общими для них являются: значительная анизотропия физико-механических свойств пород, наличие пластов, пачек, горизонтов пород, к которым избирательно тяготеет рудная минерализация. В слоистых толщах обычно согласные и субсогласные пластовые рудные тела, среди которых наиболее представительны так называемые стратиформные залежи колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых руд. Вместе с тем практически во всех геотектонических областях развития слоистых толщ представлены и секущие рудные тела, относящиеся к различным структурно-морфологическим типам — жилы, жильные зоны, минерализованные зоны и т.д.

Причинность развития оруденения различных структурно-морфологических типов в сходных по строению и составу рудовмещающих слоистых толщах во многом остается неизученной.

Для колчеданно-полиметаллических месторождений пластообразная форма рудных тел объясняется в большинстве случаев их полигенным образованием — вулканогенно-осадочным (эксгаляционно-осадочным) или гидротермально-осадочным — с наложением гидротермальной минерализации на первично осадочные колчеданоносные породы [5—7]. Вместе с тем имеют место и многочисленные собственно гидротермально-метасоматические пластовые рудные тела, критерии разделения которых с вышеуказанными типами колчеданно-полиметаллических месторождений окончательно еще не определены. В данной работе проблема эксгаляционно-осадочных месторождений, залегающих главным образом среди комплексов вулканогенно-осадочных пород, рассматривается лишь в силу необходимости для разделения их с собственно гидротермальными. Представляется важным определить на примере типично гидротермальных пластовых месторождений структурные факторы, контролирующие их образование и размещение, что, безусловно, имеет значение для расшифровки условий происхождения руд сложного генезиса.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ РУДОВМЕЩАЮЩИХ СЛОИСТЫХ ТОЛЩ

Рассматриваемые толщи слоистых пород, сложенные преимущественно терригенными породами, в основном относятся к геосинклинальному и платформенному этапам. Слоистые толщи присущи также орогенному этажу.

Для анализа условий размещения оруденения основное значение имеют степень неоднородности разрезов слоистых пород и проявления фациальной смены пород по простиранию, особенности залегания — тип складчатости, осложнения слоисто-складчатого залегания разломами. Особое место занимают конседиментационные разломы.

Геосинклинальные слоистые толщи наиболее разнообразны по строению. Для эвгеосинклинальных толщ обычна общая грубая стратификация с наличием мощных (в сотни метров) свит слабо стратифицированных пород вулканитов, пачек карбонатных пород, также обычно не отличающихся четкой расчлененностью, и слоистых вулканогенно-осадочных горизонтов. Среди вулканогенных пород по разрезу намечаются определенные ритмы с закономерным изменением зернистости пород, количества туфогенного материала. В зависимости от особенностей геосинклинального этапа в различных рудоносных провинциях эвгеосинклинальные комплексы различаются прежде всего по развитию карбонатных толщ. Существенное значение, например, эти толщи имеют в ряде среднеазиатских рудных провинций, тогда как в Рудном Алтае, Казахстане в эвгеосинклинальных комплексах основную роль играют вулканогенно-осадочные образования. Соответственно неодинаково в них проявляются и складчатые структуры. Для вулканогенно-осадочных комплексов характерна сложная складчатость со сменой областей брахискладчатого строения зонами линейной складчатости, вплоть до изоклинальной. При значительной роли карбонатных пород проявляется глыбовая, брахиформная, сундучная складчатость. Линейная складчатость для таких зон не характерна. Для миогеосинклинальных областей, отличающихся развитием километровых толщ терригенных осадочных пород с частым переслаиванием различных по пластичности пород — сланцев, песчаников, алевролитов — обычна линейная складчатость нескольких порядков.

Рудные месторождения в разрезе складчатых областей в основном тяготеют к границам структурных ярусов, в низах и верхах мощных однородных толщ или избирательно приурочиваются к горизонтальным свитам ограниченной мощности. Важное значение в размещении рудных месторождений имеют интрузивные массивы и тела, к апикальным частям и контактовым зонам которых тяготеют рудные скопления. В миогеосинклиналях преобладают секущие интрузивные тела, в эвгеосинклиналях наряду с последними имеют значение и согласные-субсогласные тела (силлы).

В орогенных областях стратификация осадочных пород обычно не выдержанная: слоистые толщи сменяются грубослоистыми породами. Складчатые структуры здесь также неоднородны: спокойная брахиформная складчатость, часто унаследованная, сменяется участками напряженной приразломной складчатости.

В орогенных отложениях областей активизации оруденение прослеживается по большей части их разреза, как правило, имеющего ограниченную мощность, или размещается в низах разрезов, переходя в породы основания.

Стратификация платформенных отложений проявляется весьма отчетливо, даже если эти отложения представлены карбонатными породами. Залегание последних моноклиналиное, с флексуобразными перегибами. Рудные месторождения часто тяготеют к низам разреза платформенного этажа. На активизированных платформах с проявлениями магматизма важное значение в размещении оруденения имеют дайковые тела — секущие и межпластовые, а также лакколиты, штоки интрузивных пород.

Значительные осложнения рудовмещающего разреза слоистых пород связаны с активностью конседиментационных разрывных нарушений, влияющих на мощность и характер отложения осадочных фаций.

Для конседиментационных разломов характерны следующие основные признаки:

1. Четкое развитие определенных стратиграфических подразделений по одну сторону разлома и их отсутствие или слабое развитие по другую: для соответствующих блоков пород могут быть характерны как полные ненарушенные стратиграфические, так и редуцированные разрезы с различного рода несогласиями.

2. Изменение амплитуды смещения по разломам по их восстанью нередко ступенчато.

3. Вовлечение некоторых разломов в складчатость.

Устанавливаемые смещения по разломам могут являться результатом суммирования более мелких смещений, отражающих скачкообразные изменения условий осадконакопления. В целом конседиментационные движения по разломам происходили медленно, но их совокупное воздействие на вмещающий разрез в течение долгого времени являлось весьма существенным.

Поскольку результатом прерывистых конседиментационных движений по разломам являлось относительное понижение некоторых участков осадконакопления, то именно с этим процессом связывается соответственно прерывистое образование восстановительных условий, определявших отложение сингенетичных сульфидов.

Другая особенность строения слоистых толщ заключается в развитии мелкой трещиноватости различного происхождения: литогенетической, соскладчатой, постскладчатой.

В толщах, подвергшихся существенному динамометаморфизму, распространены трещины расланцевания, относящиеся к сланцеватости (клизажу), слоистости или осевой плоскости (по отношению к складкам), а также к наложенным зонам расланцевания.

Складчатые формы различных порядков или блоки моноклиналиного залегания слоистых пород, фоновая и аномальная трещиноватость, разломы предрудного заложения, а также тела интрузивных пород существенно влияли на структурные условия гидротермального рудообразования, происходившего в большей или в меньшей мере отличной от предшествующих примеров тектонической обстановке.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ОРУДЕНЕНИЯ

Гидротермальное оруденение обычно накладывается на дислоцированные слоистые породы. В складчатых областях это происходило нередко при неполной консолидации пород, в связи с чем имели место пластические складчатые преобразования пород и проявились соскладчатые разрывные нарушения. При этом реализовывались основные механизмы складкообразования — продольного и поперечного изгибания (фиг. 1), проявлявшиеся в зависимости от особенностей состава и свойств пород.

В кратком обзоре не представляется возможным рассмотреть все особенности структурного контроля оруденения в слоистых толщах. Общей чертой месторождений в складчатых толщах является их складчато-разрывная структура. К собственно складчатым могут быть отнесены лишь некоторые полигенные месторождения, рудные тела которых вовлекались в складкообразование.

Соотношение рудоконтролирующих складчатых и разрывных элементов изменяется в широких пределах. Эти соотношения изменяются в зависимости от характера переслаивания в разрезе пород с различной пластичностью (хрупкостью), от геодинамических условий и от ориентировки главных осей напряжений. При частом переслаивании пластичных и хрупких пород складчатость проявляется более интенсивно. При этом способность пород к пластическим деформациям часто сохраняется в рудный период.

Ориентировка главных осей напряжений, определяющая тип складчатости (см. фиг. 1), обуславливает распределение участков, испытывающих напряжения растяжения. Последние проявляются в низах изгибающихся горизонтов в антиклинальных складках продольного изгиба, в верхах таких горизонтов при поперечном изгибании.

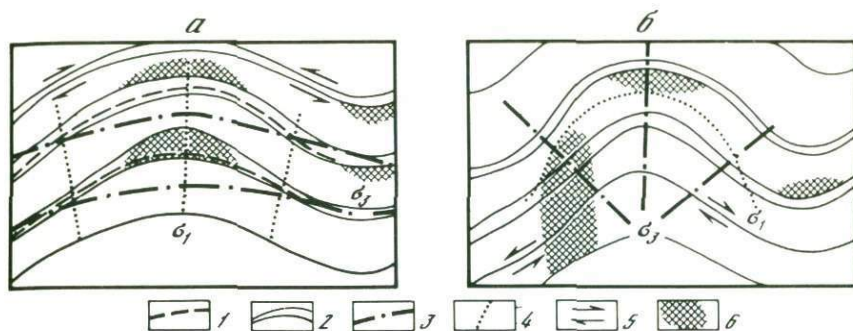
Механизм поперечного изгибания реализуется в условиях действия штамповых нагрузок — над внедряющимися интрузиями, при поднятии нижележащих жестких блоков. Подобные условия могут создаваться и в связи с особенностями распределения гравитационной составляющей поля напряжений с глубиной. Односторонние напряжения в этом случае могут создаваться в связи с резкими различиями толщ по упругим и прочностным свойствам.

Различия слоистых пород по физико-механическим свойствам, воздействие блоковых перемещений фундамента на вышележащие орогенные и платформенные отложения отражаются в особенностях развития рудоконтролирующих разрывных нарушений.

Рассмотрим некоторые типовые примеры, иллюстрирующие контроль оруденения складчатыми и разрывными структурами¹.

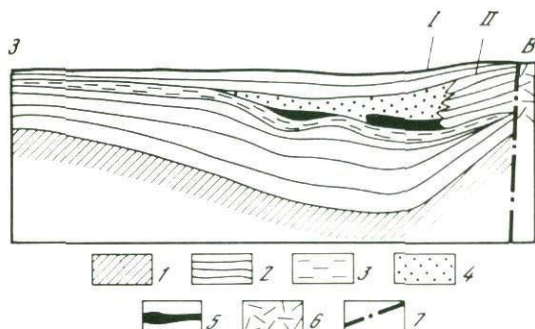
Особенности проявления складчатых рудоконтролирующих структурных элементов. Гидротермальные месторождения размещаются как в синклиналильных, так и антиклинальных структурах. Одним из показательных примеров локализации оруденения в простых синклиналильных структурных формах служит месторождение Мак-Артур Ривер (фиг. 2).

¹ Более обстоятельно некоторые из рассматриваемых примеров месторождений обсуждаются в последующих статьях сборника.



Фиг. 1. Геодинамические модели складчатых форм продольного (а) и поперечного (б) изгиба

1 — зоны межпластового скольжения; 2 — слоистость; 3 — траектории оси σ_1 ; 4 — траектории оси σ_3 ; 5 — направления относительных перемещений слоев; 6 — участки растяжения



Фиг. 2. Схематический разрез района месторождения Мак-Артур Ривер. По Брауну и Моррею

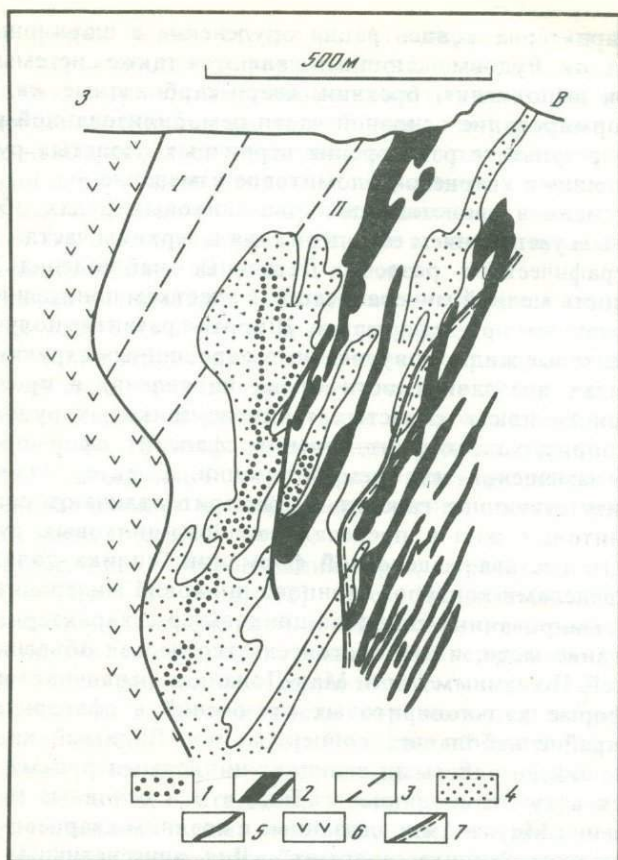
I — депрессия Бульбурра; II — карбонатный риф. I — подстилающие формации группы Мак-Артур Ривер; 2 — слоистая доломитовая толща; 3 — сланцы; 4 — пиритовые сланцы Н.У.С.; 5 — стратиформная сульфидная минерализация; 6 — долериты; 7 — разлом Эму

Рудовмещающая крупная региональная впадина Мак-Артур была осложнена глубокими депрессиями, одна из которых — трог Баттэн — является структурой, непосредственно вмещающей месторождение. Трог Баттэн представляет собой слабо выраженную депрессию, ограниченную с востока вертикальным сбросом — Западным разломом. В 1,5 км восточнее проходит разлом Эму, представляющий собой главный линейament Северной Австралии. Разлом Эму рассматривается как основной питающий канал для рудоносных флюидов [5]. Главный рудовмещающий стратиграфический горизонт пиритоносных сланцев Н.У.С. отлагался главным образом в депрессии Бульбурра, представлявшей собой площадь наибольшего опускания. Слоистые породы этой депрессии испытали два этапа складчатости. Помимо субмеридионального разлома Эму депрессия пересечена группой разломов северо-западного простирания. Последние пересекают зону разлома Эму, консидерационная природа которого устанавливается по уменьшению мощности определенных пачек пород в слоистом разрезе при приближении к плоскости разлома [17].

Особенности контроля оруденения антиклинальными структурами можно показать на примере месторождения Филизчай на Кавказе.

Рудное поле месторождения Филизчай приурочено к Белоканскому поперечному инверсионному поднятию и расположено в лежащем боку Кехнамеданской взбросо-надвиговой зоны смятия субширотного общекавказского простирания. По данным Н.К. Курбанова [1], накопление пиритоносных сланцев происходило в локальной впадине морского дна, переходившей на севере в субширотную узкую глубоководную впадину. Региональная позиция Филизчайского рудного узла определяется его приуроченностью к области сочленения Тфанской и Сарыбашской тектонических ступеней. Тфанская (северная) ступень сложена породами тоара, которые образуют Кацдагскую асимметричную антиклиналь. Сарыбашская (южная) ступень представлена отложениями плинсбаха—аалена, смятыми в Карабчайскую сундучную антиклиналь того же масштаба. Тектонические ступени разделены Кехнамеданской зоной смятия шириной до 2,5 км, вдоль которой южное крыло и ядро Карабчайской антиклинали надвинуты на северное крыло и на Кацдагскую антиклиналь. Амплитуда перемещения до 1 км. Многие черты строения обеих антиклиналей определяются их развитием на месте ранее возникших конседиментационных поднятий. Пластообразное рудное тело, залегающее согласно со складчатостью вмещающих пород, размещается на северном крыле Карабчайской антиклинали. Оно контролируется Филизчайским надвигом, ограничивающим рудную залежь по восставанию.

Многие особенности проявления структурного контроля "ремобилизованных" руд можно проиллюстрировать на примере месторождения Маунт-Айза. Рудные тела этого месторождения расположены главным образом в тонкозернистых доломитовых осадках среднего протерозоя и подразделяются по своему составу на две группы. Меднорудные тела представлены секущими прожилками халькопирита в брекчированной, окварцованной и окремненной породе "силика доломит", перекрытой в разрезе микритовыми доломитовыми осадками формации глинистых песчаников Уркхарт. Секущие медные тела разветвляются и постепенно переходят в зону тонкопереслаивающихся галенит-сфалерит-пирротин-пиритовых руд, вмещающими для которых служат породы формации Уркхарт (фиг. 3). В.Г. Перкинс [15] выявил более позднее образование окварцованных и доломитизированных пород "силика доломит" по отношению к слоистым свинцово-цинковым рудам. В результате метасоматоза более ранняя свинцово-цинковая минерализация была ремобилизована. Меденосные кварцево-доломитовые тела находятся в пределах свинцово-цинковых рудных тел и частично накладываются на них. При анализе данных о распространении медных и свинцовых руд создается впечатление примыкания свинцовых руд к медьсодержащим кварцево-доломитовым породам. Реальные соотношения значительно сложнее. На примере одного из рудных тел прослеживается пространственная связь между кварцево-доломитовым изменением и маркирующими прослоями туфов. Свинцово-цинковые руды в пределах слоистого разреза приурочены к участкам увеличения мощности прослоев туфов, а последние, в свою



Фиг. 3. Разрез месторождения Маунт Айза

1 — медные рудные тела; 2 — свинцово-цинковые рудные тела; 3 — слоистость; 4 — сланцы Мэгэзин, II — сланцы Уркхарт; 5 — "силика доломит"; 6 — разрывные нарушения; 7 — хлоритовые сланцы и кварциты; 8 — зона надвига

очередь, связаны с участками почти двукратного увеличения мощности разреза в целом. Трансгрессивной доломитизации сопутствует распространение хлорит-пирротинового изменения. В пределах границ зон частичной или полной доломитизации халькопирит распространен неравномерно и лишь изредка достигает промышленных содержаний. На одних интервалах свинцово-цинковая минерализация заканчивается за несколько метров до доломитизированных пород, на других — доломитизация захватывает всякий бок свинцово-цинковых тел. При этом в первичных породах уменьшаются содержания пирита и соответственно увеличиваются содержания хлорита и пирротина. Иногда галенитовые прослои расположены непосредственно в зоне наиболее интенсивного изменения: получают развитие доломитовые порфиробласты с остаточным галенитом. В некоторых участках галенит замещается пирротинном, что ведет к полному исчезновению галенита. Для ремобилизованных слоистых руд Маунт-Айзы

наиболее характерна концентрация оруденения в шарнирных частях мелких складок. Рудовмещающими являются также системы радиальных трещин выполнения, брекчии, кварц-карбонатные жилы с сульфидами. Формирование основной части ремобилизованной руды происходило в результате растворения первичных слоистых руд растворами, вызвавшими кварцево-доломитовое изменение.

Наличие меди в слоистых свинцово-цинковых рудах объяснялось закономерным увеличением ее содержания к верхним частям первичного стратиграфического разреза. Детальные наблюдения выявляют приуроченность медной минерализации к участкам пониженного давления, образованным при деформации. Широкое развитие получили кварцево-доломитовые жилы, приуроченные к трещинным структурам. В подобных жилах вне зависимости от их проявления в прослоях глинистых сланцев или в слоистых свинцово-цинковых рудах развиты пирротин, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, сформированные в результате замещения или ремобилизации. Следует отметить, что только присутствующие галенит и сфалерит отличают состав кварцево-доломитовых жил в пределах свинцово-цинковых руд от жил аналогичного состава меденосной формации "силика доломит", развитых за пределами контуров свинцово-цинковой минерализации.

Для деформированных свинцово-цинковых руд характерно повышенное содержание меди, и это обстоятельство нельзя объяснить только деформацией. По данным Дж. А. Мак-Дональда, первичная медь присутствует в форме халькопиритовых включений в сфалерите и тетраэдрите в крайне небольших концентрациях. Видимый халькопирит, ассоциирующий со слостыми свинцово-цинковыми рудами, вероятно, образовался в ту же позднюю стадию, что и основные медные тела месторождения Маунт-Айза, связанные с поздним кварцево-доломитовым изменением "силика доломит". Для эпигенетичных слоистых руд или для сингенетичных руд, претерпевших значительную складчатую деформацию, характерно проявление специфических структурных форм, отличающихся от соответствующей складчатости во вмещающих породах. Своеобразие структурных форм проявляется и в связи с различиями свойств отдельных прослоев рудовмещающей слоистой породы, и с деформационным или осадочным происхождением складчатости. Для деформационных слоистых руд месторождения Маунт-Айза большая часть вторичных складок связывается с осадочным оползанием, хотя для некоторых складчатых форм признается кристаллизационная и тектоническая природа. По данным К. Р. Мак-Клея [14], практически все складки, наблюдаемые в пределах слоистых серебро-свинцово-цинковых руд, имеют тектоническую природу. Для обоснования этого вывода К. Р. Мак-Клей приводит факты связи направления и ориентировки второстепенных складок с региональными структурами развития кливажа осевой плоскости в пределах многих складок и т. д. В литифицированных прослоях связаны трещиноватость, будинаж, образование прожилков и седловидных структур; для замковых частей складок характерна интенсивная линейность, свидетельствующая о значительном межслоевом проскальзывании в период складчатости. Дополнительную информа-

цию дают форма зерен, структуры и микротекстуры галенита и пирротина, отражающие деформацию этих минералов в твердом состоянии. Различные типы складок в слоистых рудах Маунт-Айзы отражают свойства отдельных прослоев в период деформации. Для наиболее компетентных прослоев, представленных доломитовыми сланцами, полосчатыми пиритовыми сланцами и глинистыми сланцами, характерны нормальные складки, немного изменяющие свои параметры в зависимости от степени компетентности соответствующих прослоев по физико-механическим свойствам пород.

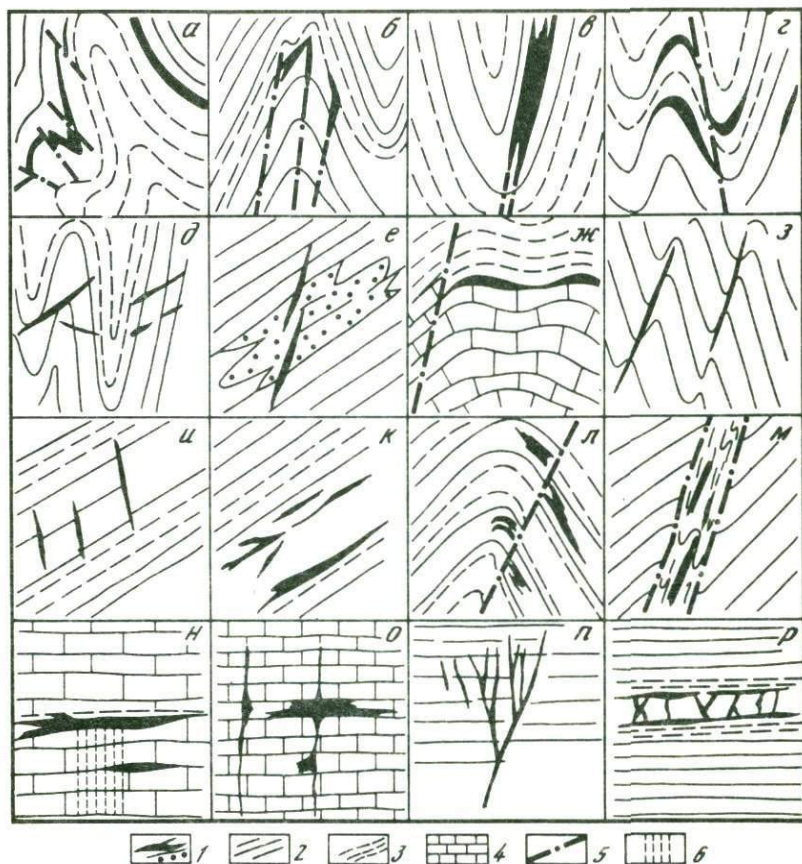
Значительные различия свойств рудных и рудовмещающих прослоев являются одной из причин проявления различной последовательности образования структурных элементов в породах и рудах.

Линейными складками контролируются многие сурьмяные и ртутные пластовые месторождения, а также некоторые золото-сурьмяные месторождения [9]. Однако локализация рудных тел в этих месторождениях в значительной мере определялась разрывными нарушениями, развивающимися на фоне подновления складчатых структурных форм и элементов (фиг. 4, *a—d*).

Золото-сульфидная минерализация образует разнообразные по морфологии (см. фиг. 4) тела [12]. Это объясняется в одних случаях динамическим (складчатым) преобразованием первичных пластовых тел, в других — рассредоточенным распределением метасоматической золото-сульфидной или кварц-золото-сульфидной минерализации в значительных по мощности горизонтах углистых сланцев, алевролитов и других пород [12]. Складчатый контроль оруденения является преимущественно унаследованным. В процессе складчатых деформаций, очевидно, на стадии их завершения, формировались месторождения с рудными телами типа седловидных жил и секущих — согласных жильных тел в складчатых разрывных нарушениях.

Складчато-разрывные постройки, вмещающие гидротермальные месторождения и рудные поля, характерны для рудных районов миогеосинклинальных областей. Наиболее характерными примерами рудоносных блоков пород с напряженной линейной складчатостью являются месторождения Бендиго и Балларат в Австралии [13]. Развитые в этих рудных полях разрывные нарушения можно отнести к внутриформационным, хотя их положение по отношению к дислоцированным вмещающим породам меняется от согласного до секущего.

Характерно, что при однотипной складчатости терригенных пород в этих полях развиты рудные тела различных структурно-морфологических типов (фиг. 4, *z, d*). На месторождении, или точнее в рудном поле Бендиго, в полосе протяженностью около 20 км (при ширине 4—5 км) ордовикские песчано-сланцевые отложения смяты в линейные складки. Выделяются более 20 вытянутых антиклиналей ("линий"), оси которых располагаются на расстоянии 100—300 м. Отмечаются слабые изгибы осей антиклиналей в плане, участки их кулисообразного залегания. Отчетливо проявлена ундуляция осей складок, в целом располагающихся субгоризонтально. Пологое погружение осей приводит к образованию куполов, с которыми связывается локализация оруденения. Из многочисленных антиклиналей только пять



Фиг. 4. Типовые геологоструктурные обстановки размещения гидротермального оруденения в слоистых толщах (разрезы)

1 — рудные тела; 2 — мало пластичные породы; 3 — более пластичные породы; 4 — карбонатные породы; 5 — разрывные нарушения; 6 — зоны трещиноватости

являются существенно рудоносными. Рудные тела, представленные золотоносными кварцевыми седловидными жилами, согласными межпластовыми телами, располагаются в замках складок, в основном антиклинальных, либо занимая замок складки целиком, либо одно из крыльев. Наклон крыльев складок обычно значителен и составляет 60—70°; рудные тела здесь прослеживаются на десятки — первые сотни метров по падению. Характерно ярусное расположение рудных тел. На руднике Виктория на глубину 1800 м отработано 24 рудных тела. Расстояние между телами по вертикали составляло от десятков метров до 100—150 м. Протяженность отдельных рудных тел по простиранию рудоносных зон — от десятков до сотен метров, для главных зон — до 1,5—2 км. Общая протяженность последних при прерывистом распределении оруденения составляет 4—10 км.

В локализации рудных тел важную роль играли разрывные нарушения, в основном субогласные, развивающиеся на крыльях рудовмещающих складок и приобретающие секущее залегание в их замках (фиг. 4,е). Вдоль межпластовых срывов располагаются и пластовые жильные тела на крыльях складок. Кроме того, отмечаются, особенно на верхних горизонтах, более пологие нарушения, влияющие на размещение рудных тел, но не вмещающие их. Отмеченные нарушения локальны в своем распространении. Они не выходят за пределы отдельных рудоносных зон. Выделяются лишь единичные секущие разломы, в том числе поперечные, проходящие и в соседних зонах. Однако эти нарушения не оказывают заметного влияния на размещение рудных тел.

Причины локализации оруденения в рудоносном блоке неясны. Напряженная линейная складчатость в целом характерна для района. Полоса золотоносных складок размещается в крыле антиклинория, в ядре которого в нескольких километрах к востоку от рудного поля проходит крупный разлом. Южнее рудного поля на удалении более 10 км располагается крупный гранитный батолит. Можно предполагать на глубине блока скрытый разлом или интрузивный массив.

Примерно в такой же позиции в 3 км от залегающего южнее гранитного массива располагаются рудоносные складчатые зоны рудного поля Балларат. В его пределах В. Барагванат выделяет три зоны: Западную, Восточную и Малую Бендиго. Последняя аналогична по структуре месторождению Бендиго и содержит седловидные жилы. В двух основных месторождениях в зонах линейной складчатости с более значительным размахом крыльев основных складок, чем в Бендиго (см. фиг. 4,д), осложненных более мелкой складчатостью, развиты преимущественно пластовые жилы и секущие жилообразные тела, диагональные по отношению к осям складок. В Восточной зоне протяженностью около 7 км при ширине порядка 500 м отмечается залегание рудных тел между крутопадающими разломами. Помимо пластовых и неправильных тел встречаются участки штокверкового строения с лестничными жилами в горизонтах более компетентных пород. Примечательно обогащение рудных тел при пересечении ими пластов черных сланцев — так называемых индикаторов.

Рудоносные зоны с секущими жилообразными телами, подобными развитым в рудном поле Балларат, оработаны в рудных полях Кастленайн, Дейлисфорд, где также фиксируется контроль рудных тел локальными малоамплитудными взбросами. Рудные тела складчатой формы вместе с пластовыми жилами и реже штокверками наблюдаются в рудных полях Хилгрив, Малдон и других австралийских месторождениях[13].

В антиклинальной складке с наклонной осевой плоскостью и значительным погружением ее шарнира располагается месторождение Хоумстейк (США). Золото-сульфидная минерализация контролируется горизонтом сидероплезитовых сланцев формации Хоумстейк с первичной мощностью 80—120 м, залегающей между толщей тонкослоистых филлитов и верхней пачкой их массивных разностей[12]. Рудо-

вещающие породы интенсивно дислоцированы с отчетливым проявлением пластического перемещения материала, развитием мелкой изоклиальной складчатости кливажа двух систем: согласного со слоистостью и секущего. Сильно сжатые складки мощностью рудовмещающих сланцев в замках складок в несколько сотен метров и на крыльях до первых метров (иногда с полным отторжением килевой части или гребня складок, развитием будин) сопровождаются складками скальвания и волочения, а также поверхностями скальвания. Рудная минерализация локализуется в определенных зонах интенсивного проявления дополнительных складок, занимающих секущее (до поперечного) положение относительно простирания основных складчатых структур месторождения.

В пределах зон рудные тела приурочиваются к гребням, киям и крыльям мелких складок в породах формации Хоумстейк. Морфология рудных тел, в целом образующих пластовую рудную залежь, сложная. Здесь развиты неправильные трубообразные тела, карандашеподобные столбы, линзы, гнезда. Оруденение прослежено согласно относительно пологому склонению основной антиклинали на глубину около 2 км. В пределах коробчатых складок и складчато-блоковых построек известны золоторудные и сурьмяно-ртутные месторождения. На фиг. 4, ж показано комбинированное рудное тело с золото-кварцевой минерализацией, располагающееся на крыле коробчатой антиклинали. Кулисообразно расположенные секущие жильные тела в данном случае сопровождаются субсогласными телами золотоносных кварцевых метасоматитов.

Рудоносные складчато-блоковые постройки в слоистых толщах в основном представлены горст-антиклиналями — простыми или сложными. К числу сложных относятся горст-антиклинали, вмещающие Кадамжайское сурьмяно-ртутное и Хайдарканское ртутное рудные поля. На Кадамжайском месторождении в пределах основной антиклинали выявлен ряд более мелких складок II порядка и серия продольных, а также диагональных разломов, разделяющих осадочную толщу на ряд блоков [9]. Основное значение в контроле оруденения здесь имеет наиболее крупный диагональный разлом — Северный сброс. Вблизи него в апикальной части складки, возможно, приразломной по образованию, размещаются главные рудные тела месторождения. По вертикали оруденение прослеживается на глубину более 600 м. Более мелкие тела приурочиваются к контакту карбонатной толщи с перекрывающей пачкой сланцев и локализуются в замковых частях брахиантиклинальных складок, осложненных разрывами.

В Хайдарканском рудном поле общая горст-антиклиналь, сложенная карбоновыми известняками и терригенными отложениями, нарушена продольными надвигами, в северной части рудного поля ограничивающими внутригорстовый блок силурийских сланцев [10]. Блок делит горст-антиклиналь на две самостоятельные горст-антиклинали, различающиеся по типам рудных тел. В северном узком блоке — тесно сжатой антиклинальной складке, срезанной надвигом и разбитой серией крутопадающих разломов, — развиты крупные тела неправильной формы, а также пластовые залежи, контролирующиеся как разломами,

так и внутриформационными нарушениями. В южной части поля выделяется пологий антиклинальный свод, в пределах которого преобладают пластовые тела. Реже встречаются жилообразные и сложные тела, тяготеющие к зонам крутопадающих разломов. На Хайдарканском рудном поле, как и в Кадамжайском, важное значение в локализации оруденения имели экранирующие горизонты глинистых сланцев и песчаников.

В складчато-разрывной постройке (в антиклинальной складке, осложненной продольными и диагональными разломами) размещается Никитовское ртутное месторождение. Основная масса оруденения на этом месторождении тяготеет к крутопадающему разлому, пересекающему осевую часть нормальной линейной складки, и избирательно локализуется в горизонтах песчаников, заключенных среди сланцев (см. фиг. 4,а).

Черты складчато-блоковых и складчато-разрывных форм несут некоторые полиметаллические месторождения Иртышской зоны смятия, например Риддер-Сокольное [7]. Последнее приурочено к горст-антиклиналям, а рудные тела в его пределах контролируются куполовидными антиклиналями (см. фиг. 4,б).

Своеобразную складчато-разрывную структуры имеют месторождения с оруденением, локализованным в крыльях складок, осложненных внутриформационными согласными надвигами и секущими разломами, как, например, Акташское ртутное месторождение. Вблизи таких рудоконтролирующих надвигов развиваются зоны дополнительной мелкой складчатости, влияющей на локализацию оруденения, но чаще собственно рудовмещающими служат простые по строению надвиги. В связи с изменением залегания надвигов — переходом их с глубокой из согласного положения в секущее — такие структурные формы можно рассматривать как блоковые — блоки на крыльях крупных складок. При этом оценить значимость собственно складчатых и разрывных структурных элементов весьма трудно. Очевидно, что эти факторы действовали одновременно.

Разрывные рудоконтролирующие нарушения. Развитие рудоконтролирующих нарушений в слоистых толщах в разной степени, но неизменно, зависит от характера слоистости, от общих особенностей складчатых деформаций. Этим объясняется, что структуры гидротермальных рудных полей и месторождений, залегающих в дислоцированных толщах, как правило, характеризуются как складчато-разрывные [3]. Контроль оруденения только складчатыми формами проявляется редко и, как видно из предшествующего текста, рассматривается главным образом применительно к полигенным месторождениям.

В моноклинально залегающих слоистых толщах не только секущие, но и многие согласные рудные тела контролируются разрывными нарушениями. Пластовые согласные тела в моноклиналях, характерные главным образом для карбонатных платформенных толщ, а также флишoidных и молассовых отложений, размещаются вдоль внутриформационных нарушений. В локализации таких тел, относящихся к полиметаллическим, золото-полиметаллическим, сурьмяно-ртутным месторождениям, важное значение имели анизотропия фи-

зико-механических свойств и состав рудовмещающих отложений. Этот фактор рудоотложения мы рассмотрим несколько позднее. А теперь остановимся на динамических условиях развития разрывных нарушения и их месте в общих деформационных преобразованиях рудовмещающих толщ. Особенности проявления разрывных деформаций в складчатых толщах анализировалось неоднократно (4). Общеизвестным является разграничение рудоконтролирующих разломов на складчатые и наложенные. Также общеизвестной является их связь с деформациями продольного и поперечного изгибов, в ходе которых проявляются сколовые и отрывные трещины. Тем не менее опыт изучения гидротермальных месторождений, локализованных в складчатых толщах, показывает, что их структуры редко отвечают, так сказать, "классическим" геодинамическим построениям. Значительную роль в локализации оруденения имеют крупные разломы, автономные по отношению к складчатости. Ими определяется складчато-блоковое строение большинства рассматриваемых рудных полей, что показано выше. Эти разломы подчинены зонам долгоживущих разломов глубинного заложения, разграничивают комплексы пород с различными мощностью и фаціальными вариациями, контролируют магматические тела. Все это убедительно подтверждает раннее заложение таких разломов и их автономность по отношению к крупным складчатым формам.

Обычно крупные разломы представлены зонами расланцевания и дробления мощностью в десятки — сотни метров.

Характерной особенностью сосредоточенных крупных рудоконтролирующих разломов в складчатых областях являются значительная протяженность (десятки километров), крутое залегание, непрерывность зон на значительных интервалах по простиранию (превосходящих протяженность рудных полей). По своему деформационному происхождению эти разломы относятся к взбросам, взбросо-сдвигам.

Менее определено выявляется рудоконтролирующее значение рассредоточенных крупных разломов, представляющих собой "скрытые глубинные разломы", не маркирующиеся дайковыми телами. Как известно, согласно представлениям Е.А. Радкевич, И.Н. Томсона и других исследователей, такие разломы могут проявляться в виде зон повышенной трещиноватости пород и т.п. Рудоконтролирующее значение скрытых разломов обычно проявляется в совокупности с крупными сосредоточенными разломами, узлы пересечения которых с зонами повышенной трещиноватости являются благоприятными местами для локализации гидротермального оруденения. Связь зон повышенной трещиноватости, зон аномальной складчатости, в частности S-образных продольных изгибов шарниров складок, со скрытыми на глубине слабоподновленными сосредоточенными крупными разломами редко обосновывается фактическими материалами. Такие рассредоточенные разломы обычно относятся к предполагаемым. В отличие от сосредоточенных разломов скрытые разломы часто намечаются как поперечные по отношению к вытянутости складчатых форм.

Среди локальных разломов выделяются разрывы, образованные в связи с тектоническими перемещениями по крупным разломам, и складчатые разрывы. Первые обычно занимают положение опе-

ряющих крупных нарушений, диагональное (по простиранию и падению) или поперечное положение по отношению к двум субпараллельным крупным разломам. Соскладчатые рудоконтролирующие разломы большей частью являются продольными по отношению к осям основных складок, реже диагональными или поперечными. Углы падения разломов колеблются в широких пределах, большей частью в пределах 40—70°.

Характерной чертой продольных нарушений является их встречное падение по отношению к падению пластов (фиг. 4,3—м).

В интенсивно дислоцированных толщах, как отмечалось выше, важное рудоконтролирующее значение имеют зоны рассланцевания — кливажа, стереогенетически увязывающиеся со складчатыми структурными элементами. Они соответствуют кливажу осевой плоскости, сланцеватости, слоистости. Субсогласные рудоконтролирующие зоны сланцеватости развиваются иногда вдоль внутриформационных зон скольжения.

Рудовмещающие зоны смятия—рассланцевания пород имеют мощность до десятков метров. Внутреннее строение таких зон сложное и зависит от характера вмещающих пород и геодинамических условий их развития. В условиях взбросовых перемещений по межформационным и крупным секущим разломам образуются значительные по площади зоны рассланцевания со сложной мелкой складчатостью. В условиях сдвиговых перемещений по рудоконтролирующим разломам и при меньшей пластичности пород эти зоны более локальны в поперечном сечении, но более выдержаны по глубине. При внутриразломном проявлении смятия пород образуются мелкие складчатые формы, зоны милонитизации. Преимущественно развиваются мелкие и средние рудные тела, и только их сочетания образуют практически интересные рудные скопления. Следует отметить, что зоны смятия—рассланцевания часто ограничиваются хорошо выраженными тектоническими швами, влияющими и на локализацию рудных тел. Как при взбросовых, так и при сдвиговых деформациях такие зоны развиваются по механизму образования зон скалывания и приразломной складчатости. Сочленение нескольких таких зон обуславливает развитие минерализованных блоков пород. Сложные по морфологии минерализованные блоки создаются при сочетании секущих зон смятия—рассланцевания и внутриформационных зон рассланцевания.

Минерализованные зоны смятия, зоны дробления слоистых пород, а также разнообразные жильные тела описаны многими авторами. Отметим лишь некоторые их черты.

Секущие зоны дробления пород различны по строению. Отчасти им присущи черты и зон смятия—рассланцевания (Неждановское — СССР, Мазер Лод — США), и зон разломов (Сарылах, Сентачан). Общей чертой для таких зон является преимущественное проявление субпараллельных сближенных трещин в полосах мощностью до десятков метров. Часто выделяется центральный тектонический шов (месторождения Мазер Лод), в других — серия равнозначных швов (Сарылах). Для некоторых месторождений характерны как зоны трещиноватости, удаленные от крупных швов, с рассеянной рудной

минерализацией, так и тектонические швы с жильными телами (Са-рылах, Мазер Лод).

Рудовмещающие складчатые разрывы в слоистых толщах отличаются монотонным строением. Они, как правило, представлены тектоническими швами с глиной трения, зонами дробления расщепления пород общей мощностью редко более первых метров. В местах локализации жильных тел обычно отмечаются лишь приконтактные тектонические швы, но иногда и дробленные породы. Рудные тела контролируются непосредственно этими нарушениями и трещинами их оперения. Секущие рудовмещающие разрывы весьма четко проявлены на месторождении Балларат (Австралия). Жильные зоны приурочиваются к местам ветвления разломов, иногда совпадающим с участками развития поперечных трещин. Характерны взбросо-сдвиговые перемещения по рудовмещающим разрывам.

Однозначное разделение секущих рудовмещающих разрывных нарушений в складчатых толщах на складчатые и наложенные не всегда возможно. Особенно это относится к разломам, ориентированным поперечно по отношению к осям складок. Тем не менее выделение группы наложенных разрывов представляется целесообразным, так как в эту группу включены как разломы, развивающиеся в слабо стратифицированных толщах, так и разломы явно автономные по отношению к складкам. Для некоторых месторождений характерны сочетания складчатых и наложенных разрывов.

Своеобразны по условиям развития рудоконтролирующие разломы в платформенных и орогенных отложениях [11]. Среди рудовмещающих карбонатных толщ на активизированных платформах устанавливаются субвертикальные разрывы, вмещающие жилы и являющиеся подводными каналами при образовании пластовых и трубообразных рудных тел (фиг. 4, *н, о*). Здесь выявляются и рудоконтролирующие зоны трещиноватости.

Среди слоистых орогенных отложений эрозионно-тектонических впадин отчетливо проявляется зависимость морфологии от прочностных свойств пород: среди более прочных конгломератов жилы компактны, а в слоистых песчаниковых толщах ветвятся. Иногда к пластам песчаников среди алевролитово-песчаниковых пачек избирательно приурочиваются штокверковые руды (фиг. 4, *н, р*). Общей чертой развития рудоконтролирующих разломов в платформенных и орогенных отложениях является связь с блоковыми перемещениями жесткого основания.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ОРУДЕНЕНИЯ В СЛОИСТЫХ ТОЛЩАХ

Изучение геологоструктурных условий формирования рудных месторождений позволило выявить многоплановый литологический контроль оруденения в породах различного состава, в том числе и в слоистых толщах. Многообразие геологических ситуаций, при которых литологический состав вмещающих пород играет заметную роль при отложении руды, можно, на наш взгляд, свести к двум основным положениям: во-первых, формированию рудоконтролирующих

структурных форм, зависящих от состава пород, и во-вторых, к собственно литологическому контролю рудоотложения, связанному с благоприятными породами, экранированием и пр. Принято выделять несколько типов контроля оруденения вмещающими породами: собственно литологический контроль, при котором руды приурочены к породам определенного состава; стратиграфический контроль, при котором руды связаны с породами определенного возраста независимо от их состава; литолого-стратиграфический контроль, при котором оруденение приурочено к породам определенного состава и возраста. Вмещающие породы с точки зрения контроля оруденения подразделяются А.В. Королевым на несколько больших групп. Так, известняки наиболее компетентны по физико-механическим свойствам и химически активнее по сравнению с другими породами; сланцы обладают высокой пластичностью, исключающей компетентность, часто водоупорны и химически более инертны, чем другие породы; песчаники и конгломераты менее пластичны и более хрупки, чем сланцы, значительно менее компетентны, чем известняки, водопроницаемы и обладают средней химической активностью и т.д. Полиметаллические месторождения известны во всех структурных комплексах, но существенно различаются и по геологоструктурному положению, и по структуре. Характерной чертой их локализации является приуроченность большей их части к толщам карбонатных слоистых пород. Литологический контроль обычен для метасоматических полиметаллических руд, широко представленных в платформенных отложениях, а также в геосинклинальных карбонатных толщах. Структурные критерии оценки месторождений с рудными телами пластообразного типа в слоистых породах основываются главным образом на данных по распространенности и условиям залегания благоприятных для замещения пород. Так, в Алтае-Саянской рудной провинции при детальном анализе выявляется важная роль пластов малопроницаемых пород в локализации рудных залежей. Глинистые сланцы, алевролиты, эффузивные породы нередко играли роль экранов для рудоносных растворов. Рудные компоненты откладывались в породах карбонатного состава, в углистых сланцах, кварцитах и других породах в силу благоприятного химического состава, а также повышенной пористости, трещиноватости. Роль благоприятного состава пород при отложении руд проявляется и в областях с монотонными толщами преимущественно карбонатных пород. К этой группе относятся месторождения спорного генезиса, относимые к осадочным, гидротермальным и осадочно-гидротермальным. Литологический контроль свинцово-цинкового оруденения выражается в приуроченности руд к рифовым известнякам или, напротив, доломитовым прослоям или иным карбонатным породам.

К породам глинистого и песчанно-глинистого состава часто приурочены оловянные и вольфрамовые месторождения, что неоднократно отмечалось О.Д. Левицким и Е.А. Радкевич. В данном случае речь идет о близком по времени формировании рудогенерирующих интрузий и вмещающих глинистых и песчано-глинистых толщ.

Помимо состава пород, большое значение для локализации оруде-

нения имеют физико-механические свойства пород. Так, полиметаллические месторождения Рудного Алтая часто приурочиваются к вулканогенно-осадочным породам с повышенной хрупкостью и трещиноватостью.

Из физико-механических свойств самих пород для условий рудоотложения важна пористость, определяющая проницаемость пород для растворов. Алтае-Саянская провинция является примером рудных областей со сложнопостроенным по разрезу комплексом геосинклинальных отложений. Здесь анизотропия физико-механических свойств пород существенно сказывается на избирательности локализации оруденения; "структурные ловушки" деформационной природы на этих месторождениях выступают более отчетливо, чем литологические осадители рудных компонентов. Физико-механические свойства горных пород существенно изменяются в процессе развития оруденения. В результате гидротермального изменения, предшествующего рудоотложению, в них увеличивается пористость, способствующая проявлению рудной вкрапленности. Вместе с тем такие измененные породы часто становятся более податливыми к трещинообразованию, что способствует развитию прожилкового оруденения.

Упругие свойства пород в значительной степени обуславливают проявление того или иного типа деформации. По данным В.А. Королева [8], массивные известняки в сочетании с эффузивами могут проявлять совершенные пластические свойства, деформируясь с образованием узких сжатых складок малого радиуса. При этом в них возникают преимущественно рудные тела с преобладанием согласных тел. В то же время слоистые, а тем более грубослоистые известняки в сочетании со сланцами проявляют хрупкие свойства. В слоистых известняках развиваются рудоконтролирующие крупные сколы, сопровождающиеся мелкой складчатостью. В условиях больших глубин свойства пород могут существенно меняться. Так, известняк, хрупкий при нормальных условиях давления и температуры, на значительной глубине ведет себя как пластичное тело. Если в разрезе чередуются породы с различными физико-механическими свойствами, например песчаники со сланцами, то возникают межпластовые срывы, по которым может проявиться оруденение.

Структуры экранирования представляют собой важное следствие литологического контроля оруденения. Обычно они распространены в сочетании с другими типами структур. В пологозалегающих слоистых толщах экранирование в пределах гидротермальных месторождений приобретает самостоятельное значение. По данным Г.Ф. Яковлева, в роли региональных структурно-литологических экранов могут выступать песчано-сланцевые толщи. При этом непосредственно рудовмещающие породы значительно более тектонически переработаны. В слоистых толщах, слагающих структурно-литологические экраны, разрывные нарушения, особенно секущие, практически не развиты. Тектонические нарушения в пределах экранов выражаются притертыми межпластовыми трещинами или зонами расланцевания. Локальными структурами экранирования гидротермальных руд в слоистых толщах служат тонкослоистые или сланцеватые породы (глинистые сланцы),

а также массивные породы (диабазы). Породы, составляющие экран, перекрывают породы, благоприятные для метасоматического замещения (известняки, туфы и др.). Рудные тела в слоистых толщах, локализация которых контролируется экраном, характерны резкой контактовой поверхностью всяческого бока, тогда как с лежащего бока контакт может быть сложным.

В заключение следует подчеркнуть, что общей особенностью локализации гидротермальных месторождений в слоистых толщах является зависимость рудоконтролирующих структур от характера слоистости, степени деформированности рудовмещающих толщ.

В складчатых толщах обычным является нахождение месторождений со складчато-разрывной структурой при явной подчиненности чисто складчатых рудовмещающих структурных форм. Последние свойственны полигенным месторождениям.

В моноклиналях рудоконтролирующую роль играют согласные и секущие разрывы, а также слабо проявленные складчатые деформации. Практически при образовании всех месторождений в число рудоконтролирующих факторов входят литологические и петрофизические особенности пород, изменения этих свойств по разрезу рудовмещающих толщ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агаев С.А. Особенности структурных условий локализации и зональности Филизчайского колчеданно-полиметаллического месторождения. // Закономерности размещения колчеданных месторождений во флишоидных толщах. — Тр. ЦНИГРИ. 1982. Вып. 168. С. 39—43.
2. Атлас структур промышленных типов эндогенных рудных полей Средней Азии. Ташкент: Наука, 1976. 144 с.
3. Геологическая среда и структурные условия гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1982. 220 с.
4. Геологоструктурные методы изучения эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1982. 262 с.
5. Колчеданные месторождения зарубежных стран. М.: Наука, 1984. С. 128—136.
6. Колчеданные месторождения мира. М.: Недра, 1979. 284 с.
7. Колчеданные месторождения СССР. М.: Наука, 1983. С. 148—162.
7. Королев В.А. Зависимость структур рудных полей и месторождений от сочетания вмещающих толщ. // Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1973. С. 139—145.
9. Никифоров Н.А. Ртутно-сурьмяное оруденение Южного Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1969. 140 с.
10. Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1978. Т. 1—3.
11. Сафонов Ю.Г. Структуры жильных месторождений различных глубинных уровней // Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1978. С. 95—150.
12. Шер С.Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). М.: Недра, 1972.
13. Geology of Australian ore deposits. Melbourne, 1953. 1290p.
14. McClay K.R. Folding in silver-lead-zinc orebodies, Mount Isa, Australia // Trans. Inst. Mining and Met. B. 1979. Vol. 88. P. 5—14.
15. Perkins W.G. Mount Isa silica dolomite and copper orebodies: The result of a syntectonic hydrothermal alteration system // Econ. Geol. 1984. Vol. 79, N 4. P. 601—637.
16. Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits/Ed. K.H. Wolf. Amsterdam: Elsevier, 1976. Vol. 6. P. 447—465.
17. Smith W.D. Penecontemporaneous faulting and its likely significance in relation to Mount Isa ore deposition // Geol. Soc. Australas. Spec. Publ. 1969. Vol. 2. P. 225—253.

ДВИЖЕНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ В СЛОИСТЫХ ТОЛЩАХ

Наблюдения над особенностями движения подземных вод, нефти и газа в гидрогеологических и нефтегазоносных бассейнах показывают, что слоистость заполняющих бассейны породных толщ оказывает определяющее воздействие на процессы миграции подземных флюидов. С другой стороны, изучение гидротермальных рудных месторождений показывает, что слоистость вмещающей среды является одним из основных рудоконтролирующих факторов. Основываясь на этих наблюдениях, в теории гидротермального рудообразования в качестве одной из основных причин, обуславливающих контроль гидротермального оруденения слоистыми структурами, выделяются процессы миграции рудообразующих растворов [11]. Однако в физической постановке именно как гидродинамическая проблема вопрос о закономерностях такой миграции изучен недостаточно. В статье на основе результатов аналогового моделирования движения растворов рассмотрены типовые схемы гидродинамического контроля гидротермальных потоков разрывными и складчатыми структурами в слоистой среде.

ПРОНИЦАЕМОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Слоистые структуры влияют на движение растворов вследствие различной проницаемости слагающих слоистый разрез пород. Если породы отличаются по каким-либо другим признакам, но обладают одинаковой проницаемостью, то для движения растворов соответствующая слоистая структура будет как бы несуществующей. И, наоборот, если по остальным признакам породы неотличимы, но обладают различной проницаемостью, то для движения растворов такая структура будет вполне "полноценной", хотя при непосредственном наблюдении толща будет представляться однородной. Таким образом, первое обстоятельство, которое следует подчеркнуть, заключается в том, что на движение растворов могут оказывать влияние лишь слоистые структуры, образованные различными по проницаемости породами.

Проницаемость — это мера флюидопроводимости среды. Количественно проницаемость определяется как коэффициент пропорциональности в основном законе теории фильтрации — законе Дарси:

$$Q/S = v = (K/\mu) (dP/dL), \quad (1)$$

где Q — объемный расход флюида; S — площадь поперечного сечения потока; v — скорость фильтрации; K — проницаемость среды; μ — вязкость фильтрующегося флюида; dP/dL — вызывающий фильтрацию градиент гидродинамического давления.

В системе СИ единица измерения проницаемости m^2 . Однако широко используется также единица измерения проницаемости дарси

(д): $1\text{д} = 10^{-12}\text{ м}^2$. Для слабо проницаемых пород используется единица измерения проницаемости миллидарси (мд): $1\text{мд} = 0,001\text{ д}$.

Проницаемость является одной из наиболее изменчивых характеристик земных недр. Проницаемость песков, конгломератов, брекчий достигает десятков и сотен дарси; пористые песчаники характеризуются проницаемостью в десятки и сотни миллидарси; проницаемость алевролитов, глинистых сланцев, плотных интрузивных и метаморфических пород может измеряться тысячными и даже миллионными долями миллидарси. Таким образом, общий диапазон изменения проницаемости горных пород составляет огромную величину — $10^{10} - 10^{11}$ раз.

Проницаемость пород эндогенных месторождений составляет обычно доли миллидарси. Соответственно вариации параметра, с которыми встречается исследователь эндогенных месторождений, намного меньше общего диапазона изменения проницаемости. Однако, несмотря на такую относительно ограниченную изменчивость, различия в проницаемости пород даже в пределах отдельных месторождений составляют обычно не меньше 2—3 десятичных порядков [6].

Проницаемость разрывных элементов геологической структуры изменяется в еще более значительных пределах. Условная проницаемость зияющих трещинных каналов может достигать сотен тысяч и миллионов дарси. Проницаемость заполненных трещин равна проницаемости заполняющего материала. Проницаемость трещинных зон зависит от внутреннего строения трещинной зоны и проницаемости образующих зону элементов (трещинных проводников, участков брекчирования и др.).

АНИЗОТРОПИЯ ПРЕНИЦАЕМОСТИ СЛОИСТОГО РАЗРЕЗА

Проницаемость является тензорной величиной и соответственно в общем случае зависит от направления. В слоистых толщах изменение тензора проницаемости носит закономерный характер: проницаемость K_{\parallel} в направлении, параллельном слоистости, больше проницаемости K_{\perp} в направлении, перпендикулярном слоистости. Отношение этих проницаемостей определяет анизотропию проницаемости разреза: $A_k = K_{\parallel}/K_{\perp}$.

Проницаемость слоистого разреза параллельно слоистости. Для определения проницаемости слоистого разреза параллельно слоистости воспользуемся схемой, приведенной на фиг. 1,а. Общий расход Q_{\parallel} потока через толщу равен сумме расходов Q_i через отдельные слои:

$$Q_{\parallel} = \sum_{i=1}^n Q_i, \quad (2)$$

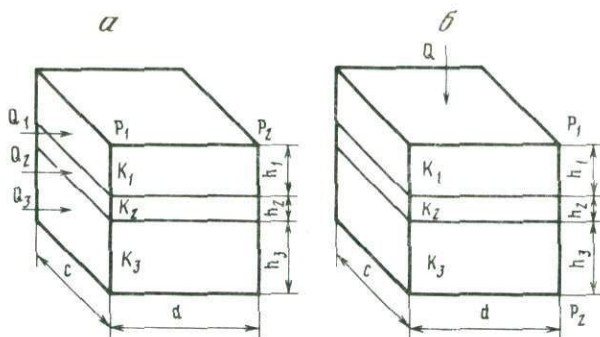
где n — число слоев.

Согласно выражению (1), для закона Дарси

$$Q_{\parallel} = (K_{\parallel}/\mu) [(P_1 - P_2)/d] cH, \quad (3a)$$

$$Q_i = (K_i/\mu) [(P_1 - P_2)/d] c h_i, \quad (36)$$

где K_i и h_i — проницаемость и мощность слоя; где $H = \sum_{i=1}^n h_i$, d — мощность, d длина и c ширина разреза.



Фиг. 1. Схемы фильтрации растворов в слоистой среде
 а — параллельно слоистости; б — перпендикулярно слоистости

Подставляя (3а) и (3б) в (2), получим

$$(K_{\pm}/\mu)[(P_1 - P_2)/d]cH = (c/\mu)[(P_1 - P_2)/d] \sum_{i=1}^n K_i h_i$$

или после сокращения

$$K_{\pm}H = \sum_{i=1}^n K_i h_i. \quad (4)$$

Откуда проницаемость K_{\pm} разреза:

$$K_{\pm} = \sum_{i=1}^n K_i h_i / H. \quad (5)$$

Проницаемость слоистого разреза перпендикулярно слоистости.

Для определения проницаемости слоистого разреза перпендикулярно слоистости воспользуемся схемой, приведенной на фиг. 1, б. Суммарные потери гидродинамического давления $\Delta P = P_1 - P_2$ при движении растворов перпендикулярно слоистости равны сумме частных потерь ΔP_i в каждом слое:

$$\Delta P = P_1 - P_2 = \sum_{i=1}^n \Delta P_i. \quad (6)$$

Расход Q потока через отдельные слои и через разрез в целом постоянный. Учитывая это и используя выражение (1) для закона Дарси, равенство (6) можно представить в виде

$$P_1 - P_2 = (Q/cd) H(\mu/K_{\pm}) = (Q/cd)\mu \sum_{i=1}^n h_i/K_i,$$

или после сокращения

$$H/K_{\pm} = \sum_{i=1}^n h_i/K_i. \quad (7)$$

Откуда проницаемость K_{\pm} разреза:

$$K_{\pm} = H / \sum_{i=1}^n h_i/K_i. \quad (8)$$

Коэффициент анизотропии проницаемости слоистого разреза. Используя (5) и (8), коэффициент A_k анизотропии проницаемости

слоистого разреза можно представить следующим образом:

$$A_k = K_-/K_+ = (1/H^2) \sum_{i=1}^n K_i h_i \sum_{i=1}^n h_i / K_i, \quad (9)$$

или

$$A_k = \sum_{i=1}^n K_i M_i \sum_{i=1}^n M_i / K_i, \quad (10)$$

где $M_i = h_i/H$ — относительная мощность составляющих разрез слоев.

Из выражения (10) следует, что коэффициент A_k зависит от проницаемости и относительной мощности составляющих разрез слоев. С тем чтобы пояснить характер этой зависимости, рассмотрим случай толщи, образованной переслаиванием двух различно проницаемых пород. Выражение (10) при этом упрощается:

$$A_k = (K_1 M_1 + K_2 M_2) (M_1 / K_1 + M_2 / K_2), \quad (10a)$$

где M_1 и M_2 — относительные мощности; K_1 и K_2 — значения проницаемости пород. Анализ выражения (10a) показывает, что коэффициент A_k изменяется от $A_k = 1$ (при $M_1 = 0, M_2 = 1$ или $M_2 = 0, M_1 = 1$) до $A_k \approx 0,25 K_1 / K_2$ (при $M_1 = M_2 = 0,5; K_1 \gg K_2$), причем при сопоставимых значениях M_1 и M_2 (при $8 > M_1 M_2 > 1/8$) значения $A_k > 0,1 K_1 / K_2$.

Таким образом, анизотропия проницаемости слоистого разреза меньше контраста проницаемостей слагающих разрез пород, но может быть сравнимой с ним по величине. Учитывая охарактеризованный выше диапазон изменения проницаемости пород эндогенных месторождений, это означает, что в процессах гидротермального рудообразования анизотропия проницаемости слоистых толщ может достигать значений в сотни, тысячи и более раз.

ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ САМООРГАНИЗАЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПОТОКА

Слоистость является частным случаем неоднородности геологической среды. На движение гидротермальных растворов, как о том уже говорилось выше, оказывает влияние неоднородное распределение проницаемости. В слоистой по проницаемости среде процессы фильтрации характеризуются тенденцией к "ортогонализации" векторов движения растворов в хорошо и плохо проницаемых слоях. Эта тенденция выражается в преломлении линий тока на контактах различно проницаемых пород. Закон преломления описывается "правилom тангенсов" [13]:

$$K_1 / K_2 = \operatorname{tg} \alpha / \operatorname{tg} \beta, \quad (11)$$

где α — угол между нормалью к поверхности раздела слоев и линией тока в среде с проницаемостью K_1 ; β — угол между той же нормалью и линией тока в среде с проницаемостью K_2 .

Из выражения (11) следует, что чем больше величина отношения K_1 / K_2 проницаемостей контактирующих пород, тем больше угол преломления линий тока на их контакте. Это увеличение угла пре-

ломления происходит за счет одновременного взаимосвязанного увеличения угла α в более проницаемом слое и уменьшения угла β в менее проницаемом слое. Таким образом, если растворы пересекают контакт различно проницаемых пород под углом к контакту, то на границе слоев происходит излом векторов фильтрации в направлении выполаживания линий тока относительно поверхности раздела в более проницаемом слое и, наоборот, их выкручивания в менее проницаемом слое. Соответственно в слоистых толщах преимущественное развитие получают: в хорошо проницаемых слоях — процессы послынной фильтрации, в плохо проницаемых слоях — процессы поперечной (по отношению к слоистости) фильтрации. Эта общая тенденция к взаимно ортогональному (послойно-поперечному) движению растворов проявляется как результат гидродинамической самоорганизации гидротермального потока, подчиняющейся общефизическому принципу наименьшего действия: "воды всегда изберут себе в горных породах путь, где ... затрачивается минимум энергии на процессы фильтрации" [10, с. 130].

В слоистых разрезах процессы гидродинамической перестройки потока, обуславливающие развитие взаимосвязанных форм послынной и поперечной фильтрации, проявляются тем в большей степени, чем больше анизотропия проницаемости разреза. Однако конкретное выражение этой общей тенденции может быть различным в зависимости от геологической структуры области развития гидротермального процесса. Приводимые ниже результаты моделирования поясняют принципиальный характер этих различий на примерах типовых схем контроля гидротермальных потоков разрывными и складчатыми структурами.

МЕТОДИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ

Для моделирования движения растворов использовался метод электрического моделирования фильтрации. Метод основывается на математической аналогии, существующей между процессами движения жидкости в пористой среде и движения электрического тока в электропроводящей среде. В основе аналогии лежит идентичность математической записи физических законов соответствующих явлений — закона Дарси и закона Ома:

$$\begin{array}{ll} \text{Закон Дарси} & \text{Закон Ома} \\ v = (K/\mu) \cdot (dP/dL) & i = \sigma(du/dl) \end{array}$$

Запись закона Дарси — см. (1); в записи закона Ома: i — плотность тока; σ — удельная электропроводность; du/dl — градиент электрического потенциала.

Основываясь на этой аналогии, решение задачи фильтрации можно получить путем экспериментального исследования соответствующей электрической модели-аналога. В качестве материала для моделирования использовалась электропроводная бумага. Модель изготавливалась из различных сортов бумаги, подобранных таким образом, чтобы отношение электропроводностей участков модели отвечало отношению проницаемостей. Задание граничных условий производилось с помощью серийного интегратора ЭГДА-9/60. Решение фильтрационной задачи представлялось в виде гидродинамической сетки,

дающей наглядное представление о гидродинамическом строении моделируемого потока.

Подробное описание метода электрического моделирования фильтрации (называемого также методом электрогидродинамических аналогий, или сокращенно — ЭГДА) можно найти в работах [7, 8, 12].

КОНТРОЛЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОТОКОВ РАЗРЫВНЫМИ СТРУКТУРАМИ

Разрывные структуры (трещины, трещинные зоны, разломы) представляют основной класс тектонических форм, оказывающих влияние на движение гидротермальных растворов. Контроль гидротермальных потоков разрывными структурами основывается на гидродинамической взаимосвязи трещинных растворов, продвигающихся по контролирующему нарушению, и поровых растворов, продвигающихся по вмещающим породам. Эта взаимосвязь выражается в явлениях гидродинамического стягивания растворов из вмещающих пород в контролирующее нарушение или, наоборот, растекания растворов из контролирующего нарушения во вмещающие породы. Проявление эффектов зависит от того, как изменяется по пути движения потока проницаемость контролирующего нарушения и вмещающих пород. Типовые структурно-гидродинамические модели, поясняющие характер этой зависимости, приведены на фиг. 2.

В качестве исходной была принята схема прямолинейно-восходящего потока. Такая схема движения растворов реализуется при постоянной проницаемости контролирующего нарушения и вмещающих пород (фиг. 2,а). Были рассмотрены случаи уменьшения (фиг. 2,б) и увеличения (фиг. 2,в) по пути движения потока проницаемости контролирующего нарушения, увеличения (фиг. 2,г) и уменьшения (фиг. 2,д) проницаемости вмещающих пород и пропорционального изменения проницаемости нарушения и вмещающих пород (фиг. 2,е). Отношения проницаемости элементов моделей равны: в моделях 2,б,в, $K_c:K_{p(1)}:K_{p(2)} \approx 1:20:400$, в моделях 2,г,д $K_{c(1)}:K_{c(2)}:K_p \approx 1:10:20$.

Как видно, за исключением последнего случая пропорционального изменения фильтрационных характеристик, рассмотренные изменения проницаемости обуславливают изменение гидродинамического строения потока. Восходящий поток растворов испытывает или гидродинамическое растекание из контролирующего нарушения во вмещающие породы (фиг. 2,б,г), или, наоборот, гидродинамическое стягивание из вмещающих пород в контролирующее нарушение (фиг. 2,в,д). Условия проявления этих гидродинамических режимов определяются соотношениями (12) — (14):

линейно восходящий поток

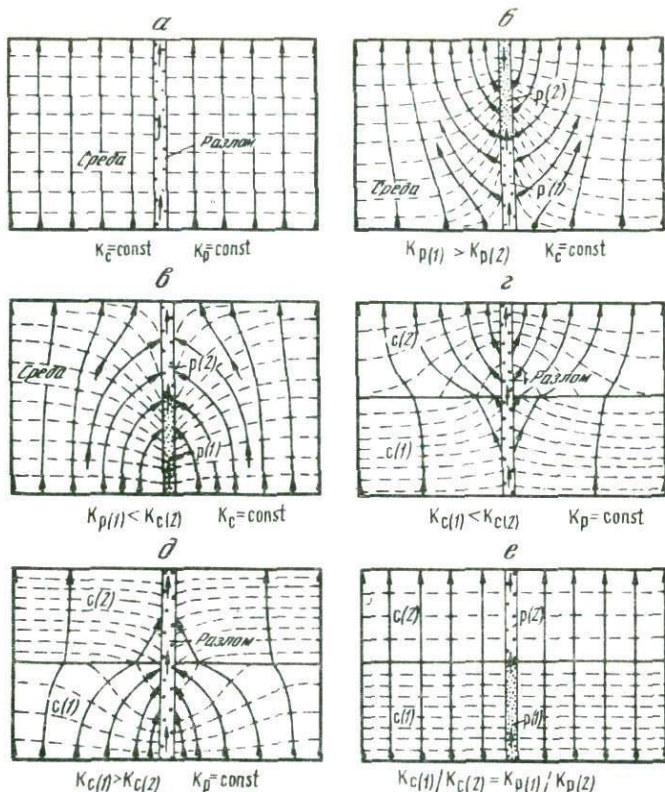
$$K_{p(1)}/K_{p(2)} = K_{c(1)}/K_{c(2)}; \quad (12)$$

гидродинамическое растекание потока

$$K_{p(1)}/K_{p(2)} > K_{c(1)}/K_{c(2)}; \quad (13)$$

гидродинамическое стягивание потока

$$K_{p(1)}/K_{p(2)} < K_{c(1)}/K_{c(2)}. \quad (14)$$



Фиг. 2. Гидродинамические сетки восходящего потока при изменении проницаемости контролирующего нарушения и вмещающих пород

Сплошные линии — линии тока; стрелки — направление движения растворов; пунктирные линии — изобары гидродинамического давления; $c(1)$, $p(1)$, и $c(2)$, $p(2)$ — соответственно, первые и вторые по направлению движения слои вмещающих пород и интервалы контролирующего нарушения

В приложении к проблеме движения растворов в слоистых толщах приведенные на фиг. 2 модели представляют типовые схемы изменения гидродинамического строения потока при пересечении контролирующим нарушением контакта различно проницаемых слоев (фиг. 2, г, д) или слоев с различными механическими свойствами, обуславливающими изменение проницаемости контролирующего нарушения (фиг. 2, б, в). В моделях влияние каждого из этих факторов представлено отдельно. В природных условиях фильтрации оба фактора могут проявляться одновременно. При одновременном изменении проницаемости контролирующего нарушения и вмещающих пород гидродинамические эффекты, связанные с соответствующими изменениями проницаемости, могут взаимно усиливаться или ослабляться. Взаимное усиление эффектов происходит при разнонаправленном изменении фильтрационных характеристик нарушения и среды. Проявлению процессов растекания растворов при пересечении потоком контакта слоев способствует увеличение проницаемости

вмещающих пород (фиг. 2,з) и, наоборот, уменьшение проницаемости контролирующего нарушения (фиг. 2,б). Проявлению процессов стягивания растворов способствует уменьшение проницаемости вмещающих пород (фиг. 2,д) и, наоборот, увеличение проницаемости контролирующего нарушения (фиг. 2,в). При однонаправленном изменении фильтрационных характеристик нарушения и среды происходит взаимное ослабление соответствующих гидродинамических эффектов. При одновременном пропорциональном изменении проницаемости контролирующего нарушения и вмещающих пород процессы растекания и стягивания растворов взаимно компенсируют друг друга — поток сохраняет прямолинейно-параллельное строение (фиг. 2,е). Частный случай пропорционального изменения свойств представляет модель с постоянными значениями проницаемости контролирующего нарушения и вмещающих пород (фиг. 2,а).

Приведенные на фиг. 2 гидродинамические сетки показывают, как влияют на движение растворов локальные изменения проницаемости контролирующего нарушения и вмещающих пород. В природных условиях при движении растворов в слоистой среде такие изменения проницаемости могут происходить по пути движения потока неоднократно. Соответственно в гидротермальной системе будет происходить неоднократное чередование участков местного растекания и стягивания течения. При этом соответствующие гидродинамические эффекты будут вступать во взаимодействие друг с другом. На участках растекания восходящий по контролируемому нарушению поток разделяется на две ветви — одна часть растворов продолжает движение по контролируемому нарушению, другая — переходит в поровое пространство вмещающих пород. На участках стягивания эти ранее разошедшиеся по различным путям движения ветви потока вновь объединяются в контролирующем нарушении. Таким образом, в потоке развивается специфический гидродинамический режим "автосмещения" гидротермальных растворов [4, 5].

Типовые схемы автосмещения легко представить, основываясь на моделях, приведенных на фиг. 2. Строение восходящего потока при периодическом изменении проницаемости контролирующего нарушения передается последовательным сочетанием сеток, показанных на фиг. 2,б,в; при периодическом изменении проницаемости вмещающих пород — сеток, показанных на фиг. 2,г,д. При нерегулярном изменении проницаемости контролирующего нарушения и вмещающих пород гидродинамические эффекты растекания и стягивания будут накладываться друг на друга, обуславливая более сложные картины движения растворов. Однако принципиальный характер гидродинамического строения потока от этого не изменится. Поскольку в гидротермальной системе не происходит общего растекания или стягивания растворов, процессы фильтрационного взаимодействия между контролирующим нарушением и вмещающими породами неизбежным образом принимают форму гидродинамически сбалансированного обмена трещинных и поровых вод, самоорганизуются в виде последовательных по пути движения ритмов гидродинамического автосмещения растворов.

Как и процесс смешения генетически разнородных растворов, процесс автосмешения, происходящий в пределах генетически единого потока гидротерм, может быть важным фактором минералоотложения. В частности, он может оказывать контролирующее влияние на пространственную локализацию и характер проявления в гидротермальной трещинно-жильной системе реакционно-обменных взаимодействий. Если восходящие по контролируемому нарушению растворы химически неравновесны с вмещающей средой, то продукты реакционно-обменных взаимодействий будут возникать как на участках растекания, так и на участках стягивания потока, но физико-химический механизм и формы их локализации будут различными. На участках растекания потока растворы, переходящие в поровое пространство вмещающих пород, вступают с ними во взаимодействие, образуя ореолы гидротермального изменения. При этом химический состав растворов изменяется, стремясь к равновесию со средой. Растворы, продолжающие движение по контролируемому нарушению, вследствие изолирующего влияния ореолов гидротермального изменения сохраняют свой состав практически неизменным. На участках стягивания эти порции растворов вновь объединяются в сосредоточенный трещинный поток. Состав растворов, возвращающихся в контролирующий трещинный канал, изменился, стал равновесным со средой. Поэтому такое объединение ранее разошедшихся по различным путям движения струй гидродинамически единого потока не ограничивается простым механическим смешением, но ведет к химическому взаимодействию смешивающихся растворов.

Таким образом, модель автосмешения задает основу для непротиворечивого объединения в рамках представления о генетически едином потоке гидротерм реакционно-обменных взаимодействий типа раствор \rightleftharpoons порода и раствор \rightleftharpoons раствор. При этом представляется принципиально важным, что механизм обменных реакций, имеющих "наибольшее значение для гидротермального минералонакопления" [11, с. 263], может быть использован для объяснения происхождения не только гидротермально измененных пород и метасоматических жил, но также и жил заполнения. Результаты анализа физико-химических следствий процесса автосмешения гидротермальных растворов изложены в цикле статей [1—3].

КОНТРОЛЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОТОКОВ СКЛАДЧАТЫМИ СТРУКТУРАМИ

Наряду с разрывными структурами на движение гидротермальных растворов в слоистых толщах оказывают влияние различного порядка складчатые структуры. Контроль гидротермальных потоков складчатыми структурами проявляется в сосредоточении растворов, в одних случаях, в антиклинальных, в других случаях, в синклинальных элементах складок. Результаты гидродинамического анализа моделей, представляющих соответствующие типовые обстановки, показывают, что проявления такого альтернативного — антиклинального или синклинального — контроля зависят от соотношения проницаемостей образующих складку пород.

Простейшим случаем складки (или, точнее, складкоподобной структуры) является складчатой формы контакт двух пород. Если породы обладают различной проницаемостью, то линии тока растворов при пересечении контакта будут испытывать преломление. В соответствии с условием (11) характер преломления линий тока указывает на сосредоточение растворов в антиклинальных элементах складки при переходе потока из хорошо проницаемых пород в плохо проницаемые породы и, наоборот, в синклинальных элементах складки при переходе потока из плохо проницаемых пород в хорошо проницаемые породы. Рассмотрим, как проявляются соответствующие гидродинамические эффекты.

На фиг. 3 приведена гидродинамическая сетка восходящего движения растворов в складчатой структуре в двухслойной среде. Поток переходит из нижнего хорошо проницаемого слоя в верхний плохо проницаемый слой. Отношение проницаемостей слоев $K_1/K_2 \approx 300$. Траектории линий тока выявляют отчетливо выраженное стягивание растворов к антиклинальному шарниру контакта.

Если расположение граничных контуров в модели заменить на противоположное (т.е. питающий контур заменить дренирующим и наоборот), то векторы движения растворов изменятся на противоположные, но сама гидродинамическая сетка как геометрический образ останется прежней. Таким образом, приведенная модель при соответствующем мысленном "обращении" граничных условий и векторов движения растворов иллюстрирует также строение потока фильтрации при переходе потока из менее проницаемого слоя в более проницаемый (соответствующую гидродинамическую сетку легко представить, повернув фиг. 2 на 180° и мысленно изменив на линиях тока направление стрелок движения растворов). При этом восходящий поток будет стягиваться к синклинальному шарниру контакта. Очевидно, что при одинаковой проницаемости слоев поток будет сохранять прямолинейно-параллельное строение.

Обобщая приведенные результаты моделирования, условия, определяющие характер движения растворов в рассмотренном простейшем примере складчатой (складкоподобной) структуры, могут быть сформулированы следующим образом:

линейно восходящий поток

$$K_1 = K_2; \quad (15)$$

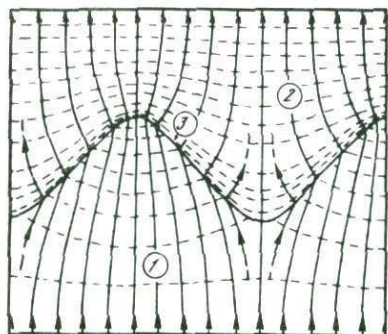
сосредоточение растворов в антиклинальных частях складок

$$K_1 > K_2; \quad (16)$$

сосредоточение растворов в синклинальных частях складок

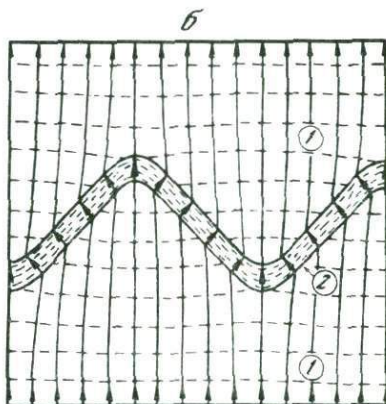
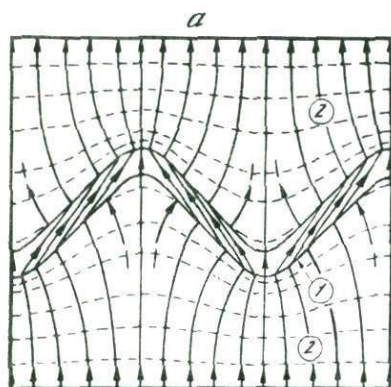
$$K_1 < K_2. \quad (17)$$

Условия (15) — (17) определяют качественно гидродинамическое строение восходящего потока в промоделированной типовой структурной обстановке. Количественно процессы перераспределения растворов между антиклинальными и синклинальными частями структуры проявляются тем в большей степени, чем больше контраст проницаемостей контактирующих слоев и чем больше угол падения крыльев



Фиг. 3. Гидродинамическая сетка восходящего потока в складчатой структуре в двух-слойной среде

1—2 — слои: 1 — нижний, 2 — верхний, 3 — контакт



Фиг. 4. Гидродинамические сетки восходящего потока в складчатой структуре в трехслойной среде

a — слой хорошо проницаемых пород в толще плохо проницаемых пород; *b* — слой плохо проницаемых пород в толще хорошо проницаемых пород

1, 2 — породы: 1 — хорошо проницаемые, 2 — плохо проницаемые

контактной поверхности. При этом может достигаться весьма значительная степень гидродинамического сосредоточения потока [6]. Общее количество растворов, поступающих в антиклинальную и синклиналичную части структуры, может различаться в десятки раз, локальные значения удельного расхода потока (скорости движения растворов) в замках антиклинальных и синклиналичных складок могут различаться в сотни раз.

Двухслойные модели представляют простейший случай складчатой структуры, образованной контактом различно проницаемых пород. Однако "одноконтактные" модели, строго говоря, не являются аналогом слоистой среды. Элементарной единицей слоистой среды является слой, т.е. по меньшей мере, "двухконтактная" структура. Соответственно простейшим аналогом слоистой среды являются трехслойные модели.

В качестве типовых моделей гидродинамического строения восходящего потока в трехслойной среде рассмотрим схемы движения растворов в складке, образованной слоем хорошо проницаемых

пород, заключенным в толще плохо проницаемых пород, и в складке, образованной слоем плохо проницаемых пород, заключенным в толще хорошо проницаемых пород. Результаты моделирования показывают, что гидродинамическое строение потока в соответствующих типовых структурных обстановках оказывается резко различным.

На фиг. 4,а представлена гидродинамическая сетка движения растворов в условиях, когда складчатая структура образована слоем хорошо проницаемых пород. Отношение проницаемостей $K_1/K_2 = 300$. Как видно по траекториям линий тока, восходящий поток стягивается к синклиальному шарниру складки в нижнем слое модели и растекается от антиклинального шарнира в верхнем слое. Такой характер линий тока может быть представлен как результат взаимодействия рассмотренных выше гидродинамических эффектов перераспределения растворов между антиклинальными и синклиальными элементами складчатой структуры в двухслойной среде. На нижнем контакте хорошо проницаемого слоя растворы переходят из менее проницаемой среды в более проницаемую, соответственно поток фильтрации в нижнем слое стягивается к синклиальной части контакта. На верхнем контакте растворы переходят из более проницаемой среды в менее проницаемую, соответственно поток фильтрации в верхнем слое растекается от антиклинальной части контакта. Как результат взаимодействия этих эффектов, в самом хорошо проницаемом слое движение растворов происходит существенно параллельно слоистости — от синклиального шарнира складки вверх по восставанию слоя к антиклинальному шарниру.

На фиг. 4,б представлена схема движения растворов в условиях, когда складчатая структура образована слоем плохо проницаемых пород, заключенным в толще хорошо проницаемых пород. Отношение проницаемостей $K_1/K_2 = 300$. Траектории линий тока показывают, что восходящий поток стягивается к антиклинальному перегибу контакта в нижнем слое модели и растекается от синклиального перегиба контакта в верхнем слое. Как и в случае складки с хорошо проницаемым слоем, такой характер линий тока может быть представлен как результат взаимодействия гидродинамических эффектов перераспределения растворов в двухслойной среде. Движение растворов по самому плохо проницаемому слою происходит при этом почти строго перпендикулярно слоистости.

В общем случае многослойной среды восходящий поток испытывает в складчатой структуре многократную гидродинамическую перестройку, выражающуюся в смене режимов стягивания растворов к антиклинальным и синклиальным элементам структуры. Необходимой предпосылкой для этого является наличие в разрезе толщ контрастно отличающихся по проницаемости пород. Однако для оценки масштабов проявления соответствующих эффектов самого по себе факта наличия таких пород недостаточно. Следует учитывать также, как различно проницаемые породы распределены по разрезу структуры.

Для того чтобы складчатая структура оказывала на поток восходящих растворов эффективное контролирующее воздействие, необходимо, чтобы плохо проницаемые породы не были рассеяны по раз-

резу складчатой толщи, но образовывали в какой-то его части достаточно мощный (по сравнению с общим масштабом структуры) слой. При наличии такого слоя восходящий поток испытывает гидродинамическую перестройку, выражающуюся в стягивании растворов под плохо проницаемым слоем к замковым частям антиклинальных, а в самом плохо проницаемом слое к замковым частям синклинальных складок.

Наличие в разрезе складчатой толщи мощных плохо проницаемых слоев является важным признаком при оценке гидродинамической роли складчатой структуры в связи с тем, что перетекание растворов через плохо проницаемые слои происходит (в соответствии с принципом минимизации затрат энергии на процесс фильтрации) по траекториям, близким к наискратчайшей возможной линии, перпендикулярной к границам слоя. Соответственно масштабы гидродинамической перестройки потока оказываются в определенной зависимости от мощности плохо проницаемых интервалов разреза.

В отличие от плохо проницаемых слоев, при оценке гидродинамической роли в складчатой структуре хорошо проницаемых слоев их мощность не является ограничивающим фактором. При большой проницаемости даже весьма маломощные слои могут оказывать на гидродинамическое строение потока определяющее воздействие. При этом движение растворов по таким слоям приобретает характер существенно послойной фильтрации.

По сравнению с природными обстановками локализации гидротермального оруденения рассмотренные типовые модели движения растворов предельно упрощены. Но именно благодаря такому упрощению они позволили выявить общие закономерности — определить гидродинамические механизмы, лежащие в основе контроля гидротермальных потоков геологическими структурами.

Используя приведенные типовые модели, можно составить представление о гидродинамике гидротермальных потоков в более сложных структурных обстановках. Для обсуждаемой проблемы движения растворов в слоистых толщах наибольшее значение имеет определение типовых структурно-гидродинамических обстановок, благоприятствующих проявлению послойной фильтрации. Процессы послойной фильтрации оказывают влияние на размещение гидротермального оруденения на месторождениях различных типов; для эпигенетических стратиформных месторождений они являются ведущим фактором локализации руд [14].

Рассмотренные типовые модели показывают, что тенденция к послойному движению растворов проявляется в слоистых толщах предпочтительно в хорошо проницаемых слоях. Для плохо проницаемых слоев характерна тенденция к поперечному (по отношению к слоистости) движению. Таким образом, первое необходимое условие для проявления процессов послойной фильтрации заключается в наличии в разрезе слоистой толщи слоев с контрастно повышенными фильтрационными свойствами. Второе условие заключается в обеспечении гидродинамического питания и дренирования послойного потока. Продвигающийся по хорошо проницаемому слою поток осу-

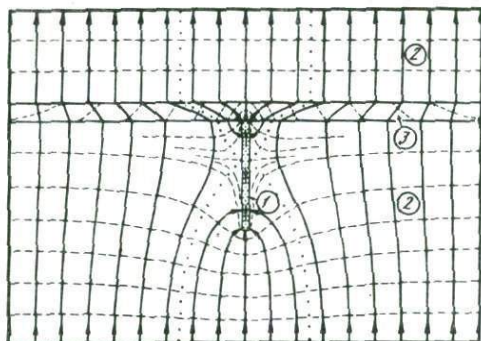
ществляет транзитный транспорт растворов вдоль слоя. Такой процесс, очевидно должен иметь начало и конец. Другими словами, как и любой элемент транспортной системы, послыйный поток должен иметь "вход" и "выход". Вход — это область питания потока, участок, на котором происходит приток растворов в слой. Выход — это область дренирования потока, участок, на котором происходит отток растворов из слоя. Обеспечение гидродинамического питания и дренирования послыного потока является столь же необходимым условием проявления послыной фильтрации, как и наличие самого растворопроводящего слоя.

По условиям протока растворов в слой и их оттока из слоя могут быть выделены два основных типа питания и дренирования послыных потоков: сосредоточенный и рассредоточенный. Геологические условия проявления каждого типа могут быть различными. Сосредоточенные процессы связаны в основном с притоком растворов в слой или их оттоком из слоя по разрывным нарушениям. Рассредоточенные процессы проявляются в формах фронтального перетекания растворов через границы слоя.

В рассмотренных типовых моделях примером схемы с рассредоточенным питанием и дренированием может служить гидродинамическая сетка, приведенная на фиг. 4.а. Приток растворов в слой происходит через его нижнюю границу, отток — через верхнюю границу. Интенсивность питания и дренирования изменяются вдоль границ слоя. Основной приток происходит в синклинальной, отток — в антиклинальной частях складки. Как следствие такого латерального разобщения областей питания и дренирования движение растворов по хорошо проницаемому слою приобретает в крыле складки существенно послыйный характер.

Примеров схем послыной фильтрации с сосредоточенным питанием и дренированием хорошо проницаемого слоя в рассмотренных типовых моделях нет. Однако приведенные результаты позволяют составить представление об условиях, благоприятствующих проявлению таких процессов. При обсуждении вопроса в качестве типовой структурной обстановки примем сочетание вертикального разлома с горизонтальным слоем хорошо проницаемых пород, заключенным в толще относительно плохо проницаемых пород. Питание слоя происходит, если разлом играет роль раствороподводящей структуры, т.е. если растворы растекаются из разлома в слой. Дренирование происходит, если разлом играет роль раствороотводящей структуры, т.е. если растворы стягиваются из слоя в разлом. Гидродинамические процессы растекания и стягивания растворов зависят от изменения проницаемости зоны разлома и вмещающих пород. Наиболее интенсивное проявление процессов происходит, когда соответствующие изменения проницаемости вызывают однонаправленную гидродинамическую перестройку потока. Согласно условию (13), растекание растворов стимулируется увеличением проницаемости вмещающих пород и уменьшением проницаемости зоны разлома. Увеличение проницаемости вмещающих пород происходит при пересечении потоком нижней границы хорошо проницаемого слоя.

Уменьшение проницаемости зоны разлома наиболее ярко проявляется при его выклинивании. Объединяя эти два условия, заключаем, что сосредоточенному питанию послынного потока благоприятствует выклинивание растворопроводящего разлома по его восстанию в слое хорошо проницаемых пород. Рассуждая аналогично, на основании условия (14) приходим к выводу, что сосредоточенному дренированию послынного потока благоприятствует выклинивание растворопроводящего разлома в слое высокопроницаемых пород, происходящее по падению разлома.



Фиг. 5. Гидродинамическая сетка сосредоточенного питания горизонтального слоя вертикальным разломом

1 — разлом; 2 — плохо проницаемые породы; 3 — хорошо проницаемый слой; точки — линии тока, ограничивающие области стягивания растворов в разлом и растекания растворов из разлома

Результаты моделирования соответствующих структурно-гидродинамических обстановок приведены на фиг. 5. С тем чтобы придать модели большую геологическую реалистичность, разлом представлен в виде ограниченной по восстанию и падению структуры. Отношение проницаемостей пород $K_3/K_2 \approx 400$, проницаемость зоны разлома принята условно бесконечно большой. В модели хорошо проницаемый слой перекрывает зону разлома (другая возможная интерпретация — разлом выклинивается в хорошо проницаемом слое таким образом, что проницаемость зоны разлома становится равной проницаемости вмещающих пород). Гидродинамическая сетка показывает, что восходящий поток в соответствии с условиями (14) и (13) сначала стягивается в зону разлома, затем растекается из него¹. Линии тока, ограничивающие области стягивания растворов в разлом и растекания растворов из разлома, обозначены точками. Длина выделяемых этими линиями тока отрезков на нижнем питающем и верхнем дренирующем контурах модели одинаковая. Это означает, что в соответствии с положенной в основу моделирования предпосылкой линейно восходящего потока количество растворов, стягивающихся в разлом, равно количеству растворов, растекающихся из разлома, т.е. общие масштабы стягивания и растекания одинаковы. Однако характер проявления соответствующих гидродинамических эффектов различен. Стягивание потока происходит постепенно, гидродинамическое влияние процесса распространяется вплоть до нижнего гра-

¹ Анализ условий и масштабов проявления процессов стягивания и растекания растворов, вызываемых выклиниванием разлома, можно найти в работе [6].

ничного контура модели. Растекание происходит более резко, в основном по хорошо проницаемому слою. Выше хорошо проницаемого слоя растворы восходят практически невозмущенным линейным потоком. Таким образом, хорошо проницаемый слой играет в модели роль растворораспределяющей структуры. Движение растворов по нему в области, примыкающей к раствороподводящему разлому, происходит существенно послойно, в вышележащих плохо проницаемых породах — существенно перпендикулярно слоистости.

"Обращенный" вариант гидродинамической сетки представляет картину движения растворов, если хорошо проницаемый слой залегает в разрезе толщи на уровне нижнего ограничения разлома. В этих условиях хорошо проницаемый слой играет роль растворособирающей структуры.

По условиям питания и дренирования послойного потока приведенная на фиг. 5 модель представляет сочетание сосредоточенного питания с рассредоточенным дренированием; обращенный вариант модели — сочетание рассредоточенного питания с сосредоточенным дренированием.

Объединяя модели, несложно представить гидродинамическое строение потока в условиях, когда как приток растворов в хорошо проницаемый слой, так и их отток будут происходить в гидродинамически сосредоточенных формах. При сосредоточенном питании и дренировании, для того чтобы проявился процесс послойной фильтрации, области питания и дренирования должны быть смещены друг относительно друга вдоль слоя. Если такого латерального "смещения" нет, то растворы, растекающиеся из разлома у нижней границы хорошо проницаемого слоя, будут вновь стягиваться в разлом у верхней границы слоя. Как следствие такого противоположно направленного воздействия на латеральный поток гидродинамических эффектов растекания и стягивания растворов будет реализовываться схема автосмещения, в которой процессы послойной фильтрации проявляются в наименьшей степени. Если области питания и дренирования хорошо проницаемого слоя латерально "смещены" (т.е. если приток растворов в слой и их отток из слоя происходят по различным каналам), то воздействие на латеральный поток гидродинамических эффектов растекания и стягивания растворов будет однонаправленным. Как следствие такого взаимоусиления эффектов процессы послойной фильтрации будут проявляться в наибольшей степени. Хорошо проницаемый слой будет играть при этом роль транзитной структуры, обеспечивающей гидродинамическую связь латерально разобобщенных областей питания и дренирования.

Таким образом, приведенные результаты моделирования позволяют выделить в качестве типовых структурно-гидродинамических обстановок, благоприятствующих проявлению в слоистых толщах послойной фильтрации, условия, когда хорошо проницаемый слой играет роль растворособирающей, растворораспределяющей или транзитной структуры. Такая группировка является, конечно, упрощением действительных взаимоотношений. Структурно-гидродинамические обстановки, благоприятствующие проявлению в слоистых

толщах процессов послонной фильтрации, несомненно, более многообразны и сложны, чем рассмотренные типовые модели. Однако еще более важно то, что более многообразны и сложны, чем это предполагалось при моделировании, физические условия фильтрации. Используемый метод моделирования основывается на представлении о неизменности свойств фильтрующегося раствора и вмещающей среды (так называемый жесткий режим фильтрации). В природных условиях обе эти предпосылки не выполняются и, более того, изменение свойств раствора и среды может быть определяющим фактором. Таковы, в частности, процессы фильтрации в элизионных геогидродинамических системах. В условиях элизионного режима наряду с фактором неоднородной в пространстве и изменяющейся во времени проницаемости среды на движение растворов оказывает влияние также фактор изменения объема порового пространства, в котором происходит фильтрация, и объема (плотности) фильтрующегося раствора. Как следствие этих эффектов гидродинамическое строение потока по сравнению с рассмотренными моделями жесткого режима фильтрации может радикальным образом изменяться. Примером может служить процесс уплотнения глинистых толщ, содержащих внутрiformационные коллекторы [9]. Эмиграция растворов из уплотняющихся глинистых отложений может происходить в отдельных частях (интервалах разреза) таких толщ не только, как обычно, вверх, но и вниз в нижележащий пласт-коллектор, по которому отжатые растворы могут затем перемещаться на значительные расстояния вплоть до встречи с перехватывающей поток дренирующей структурой. Формирование в такой системе с питающей нисходящей фильтрацией элигенетических стратиформных свинцово-цинковых месторождений описано недавно в статье [15].

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков Викт.Л., Борисов М.В. Моделирование геохимических следствий автосмещения гидротермальных растворов. I массообмен на участках растекания потока гидротерм // Геохимия. 1982. № 8. С. 1108—1123.
2. Барсуков Викт.Л., Борисов М.В. Моделирование геохимических следствий автосмещения гидротермальных растворов. II массообмен на участках стягивания потока гидротерм // Геохимия. 1982. № 9. С. 1244—1255.
3. Барсуков Викт.Л., Борисов М.В. Моделирование геохимических следствий автосмещения гидротермальных растворов. III массообмен в системе последовательных ритмов автосмещения // Геохимия. 1982. № 11. С. 1562—1580.
4. Барсуков Викт.Л., Пэк А.А. Роль "автосмещения" растворов в формировании гидротермальных жильных месторождений // Геохимия. 1980. № 2. С. 1780—1796.
5. Барсуков Викт.Л., Лавров Н.П., Пэк А.А. Структура потока рудообразующих растворов как один из факторов зональности гидротермальных месторождений // Геохронология и проблемы рудообразования. М.: Наука, 1977. С. 132—145.
6. Геологическая среда и структурные условия гидротермального рудообразования / Сафонов Ю.Г., Пэк А.А., Лукин Л.И., Малиновский Е.П. М.: Наука, 1982. 222 с.
7. Жернов И.Е., Шестаков В.М. Моделирование фильтрации подземных вод. М.: Недра, 1971. 224 с.
8. Лукнер Л., Шестаков В.М. Моделирование геофильтрации. М.: Недра, 1976. 408 с.
9. Магара Н. Уплотнение пород и миграция флюидов. М.: Недра, 1982. 296 с.
10. Огильви Н.А. Физические и геологические поля в гидрогеологии. М.: Наука, 1974. 160 с.

11. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 688 с.
12. Фильчаков П.Ф., Панчишин В.И. Интеграторы ЭГДА. Киев: Изд-во АН УССР, 1961. 171 с.
13. Шестаков В.М. Динамика подземных вод. М.: Изд-во МГУ, 1973. 319 с.
14. Gustafson L.B., Williams N. Sediment-hosted stratiform deposits of copper, lead and zinc // Econ. Geol. 1981. 75th Annivers. Vol. 19. P. 139—178.
15. Smith N.G., Kyle J.R., Magara K. Geophysical Log Documentation of fluid migration from compacting shales: a mineralization model from the devonian strata of the Pine Point Area, Canada // Ibid. 1983. Vol. 78, N 7. P. 1364—1374.

УДК 553.44(571.56)

А.Л. Галямов

ВЛИЯНИЕ СКЛАДЧАТОСТИ НА РАЗМЕЩЕНИЕ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ РУД В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ЮДОМО-МАЙСКОГО ПОДНЯТИЯ (Юго-Восточная Якутия)

Юдомо-Майское складчато-глыбовое поднятие приурочено к юго-восточному краю Сибирской платформы и протягивается вдоль него на 700 км при ширине около 100 км. Поднятие сложено осадочными породами преимущественно рифея, венда и нижнего палеозоя, которые по литологическому составу и фациальному положению отвечают терригенным, терригенно-карбонатным и карбонатным образованиям [6]. Слои смяты в субмеридиональные линейные асимметричные наклонные на запад гребневидные антиклинали и сопряженные с ними относительно широкие синклинали, осложненные серией крупных продольных взбросов глубинного заложения. Краевые разрывы ограничивают поднятие с запада и востока.

В связи с высокой рудоносностью вендских толщ территория поднятия выделена в качестве металлогенической зоны. Свинцово-цинковые проявления, известные в ее пределах, по существенно галенит-сфалеритовому составу руд и их структурно-текстурным особенностям, по отсутствию видимой связи с магматическими образованиями, согласно характеру залегания рудных тел, их морфологии и другим признакам относятся к группе стратиформных месторождений.

Вендские отложения, к которым приурочено оруденение, составляют юдомскую серию [4] и отделены от подстилающих и перекрывающих толщ перерывами с угловым несогласием. По изменчивости строения и состава пород по латерали венд подразделяется на разрезы трех и более типов. Оруденение наиболее часто фиксируется в отложениях умеренной мощности, которые, по данным Е.Б. Соловьева [5], характеризуются существенно доломитовым составом пород. В таких разрезах юдомская серия объединяет юкандинскую и сарданинскую свиты. Породы юкандинской и нижней части сарданинской свит имеют терригенно-карбонатный состав. Верхняя часть сарданинской свиты, где преимущественно залегают руды, состоит из доломитов и известняков, перекрывающих доломиты.

Рудовмещающие яснозернистые доломиты среди остальных пород выделяются наиболее высокой пористостью. Они слагают пласты в нижней части верхней рудовмещающей пачки, линзы и пятна среди известняков. Считается, что пластовые доломиты образовались в результате диагенетической перекристаллизации тонкозернистых хемогенно-осадочных доломитов, а линзы и пятна, залегающие выше по разрезу, возникли в результате метасоматического замещения известняков. Распространение доломитовых пятен и линз контролируется нижележащими пластами доломитов, фациально замещающимися на северо-восток тонкозернистыми известняками.

Предпочтительность концентрации руд в яснозернистых доломитах объясняется следующими причинами. Во-первых, эффективная пористость доломитов составляет 1,35—2,12%, тогда как пористость перекрывающих известняков достигает лишь 0,60—0,79% [6]. В доломитах, не измененных постседиментационными процессами, зерна на порядок больше зерен известняков. Пористость этих доломитов является более высокой, чем у известняков, и составляет 1,57%. Это указывает на то, что и ранее известняки, будучи менее проницаемыми, ограничивали движение растворов вверх. Экранирующий эффект, вероятно, усиливали глинистые сланцы нижнего кембрия. Второй причиной является наличие битумсодержащих пород, органический углерод которых мог способствовать созданию восстановительной обстановки. Легкие фракции битуминозного вещества также могли облегчать перенос металлов в виде металлорганических комплексов.

В локализации свинцово-цинкового оруденения внутри доломитовой пачки имеются следующие закономерности. Оруденение располагается на нескольких стратиграфических уровнях. Наиболее рудоносные уровни фиксируются под тонкозернистыми известняками в кровле вендских толщ. Выявляется преимущественная приуроченность рудных залежей к зоне фациальной смены состава рудоносной пачки с существенно доломитового на существенно известковый. Форма рудных тел закономерно меняется вверх по разрезу. На нижних уровнях преобладают лентовидные залежи, выше по разрезу они приобретают таблитчатый, плащевидный и линзовидный облик.

Минеральный и химический состав руд на месторождениях относительно прост. В состав руд входят пирит, сфалерит, галенит, арсенопирит, марказит и халькопирит. К нерудным относятся доломит, кальцит и кварц. Выделяются три главные парагенетические минеральные ассоциации [6]: кварц-доломит-марказит-пирит-галенит-сфалеритовая, доломит-арсенопирит-пирит-галенит-сфалеритовая и доломит-кальцит-сфалерит-галенитовая.

Для руд первой ассоциации характерны мелкие и изометричной формы минеральные выделения сфалерита, их зональное строение и повышенная железистость, а также в целом наиболее интенсивная деформированность. Руды имеют массивную, полосчатую и вкрапленную текстуры. Полосчатость выражается в чередовании сфалеритовых с галенитом и мелкозернистых доломитовых полос, согласных слоистости. Иногда отмечаются брекчиевые руды, возникшие,

по мнению ряда исследователей [6], в результате взламывания рудных прослоев и их цементации тонкозернистым карбонатом.

Минералы второй парагенетической ассоциации неотделимы от гнезд и прожилков белого крупнокристаллического доломита и встречаются преимущественно в участках гнездового и прожилкового оруденения, а также вмещают руды ранней ассоциации. Они состоят из крупных зерен более светлого сфалерита, мелкозернистых скоплений и метакристаллов галенита, неравномернозернистых выделений пирита с примесью игольчатых кристаллов арсенопирита. Руды имеют полосчатую "бурундучную" текстуру, обусловленную чередованием согласных слоистости полос крупнокристаллического доломита, яснозернистого доломита и рудных минералов. Также фиксируются кокардовые, пятнистые и реже массивные крупнокристаллические руды.

Третья, доломит-кальцит-сфалерит-галенитовая ассоциация неразрывно связана с жильными образованиями. Отмечается повсеместное сонахождение сульфидов с крупнокристаллическим кальцитом. Для руд этой ассоциации характерны гнездовая, прожилковая и прожилково-вкрапленная текстуры.

Зональность на месторождениях и в рудных телах проявлена в размещении ранних руд в ядрах зон и тел, а на их периферии — более поздних образований, что отражается в закономерном изменении текстурного облика руд от полосчатой и массивной до прожилково-вкрапленного, в уменьшении цинково-свинцового отношения, а также в изменении содержаний элементов-примесей в рудных минералах [6]. А.К. Иогансон в 1976 г. показал, что изменение цинково-свинцового отношения закономерно уменьшается от подошвы к кровле стратифицированных рудных тел.

Положение рудных залежей и их ориентировка по отношению к складчатости и разрывным нарушениям изучены слабо. По результатам поисковых и разведочных работ выявлено, что рудные тела залегают в различных частях складок. На крыльях в плоскости слоистости они имеют различные склонения. По отношению к разрывам закономерности их локализации не выяснены, поскольку большинство нарушений имеет наложенный характер. В предлагаемой статье приведены результаты изучения истории развития складчатых и разрывных нарушений и их влияния на размещение руд.

В истории осадконакопления на территории Юдомо-Майского поднятия, начиная со среднего кембрия, отмечаются два длительных региональных перерыва, приходящихся на ордовик—девон и верхнюю пермь—триас. Магматические образования, как показали А.А. Ельянов и В.М. Моралев в 1961 г., А.И. Аверченко в 1977 г., А.И. Старников в 1980 г., формировались в этапы, следующие за каждым перерывом.

Наиболее ранние тектонические события в этот период, вероятно, относятся к раннему—среднему палеозою, когда, по мнению Г.С. Гусева [2], продолжались процессы сводообразования и рифтогенеза, начавшиеся еще в позднем рифее. Они привели к слабому изгибанию и короблению слоев, которые фиксируются по угловому несогласию между вендскими и верхнепалеозойскими породами, местами до-

стигающему 10° . Критерием определения нижнего предела возраста ранней складчатости вендских толщ может служить практическое отсутствие в них оползневых структур. Верхний предел возраста подтверждается наличием широко распространенных даек основного и щелочного составов, образовавшихся в раннем—среднем палеозое.

Изучение истории образования рудовмещающих структур на месторождениях осуществлялось при исследовании деформаций зерен, минеральных агрегатов и пластов пород. По взаимоотношениям признаков деформации между собой, а также с продуктами связанного с деформациями гидротермального преобразования пород является двухэтапность развития складчатых нарушений. Каждому этапу отвечает свой структурный план деформаций, обусловивший возникновение определенных видов нарушений, а также связанных с ними гидротермальных тел.

На существование ранних складок на месторождениях, кроме угловых несогласий и проявления магматизма, указывают ундуляция шарниров складок и характер микроструктурных ориентировок рудовмещающих доломитов, возникших в процессе ранних деформаций.

Неоднородность складчатой поверхности обусловлена наличием антиклинальных перегибов шарниров складок. Перегибы имеют свое продолжение на крыльях в виде участков более крутого и даже опрокинутого залегания слоев. Зоны перегибов прослеживаются косо по отношению к осям складчатых форм с некоторым искажением простираения в крыльях.

Поверхность искривления линейных складок получается путем разворота складок современного плана на средние углы наклона крыльев (фиг. 1). Она состоит в целом из главной неоднородной по строению антиклинальной зоны северо-западного простираения, захватывающей несколько месторождений в центральной части поднятия, и изометричных синклиналей, окружающих зоны.

Аналогичная складчатая поверхность также выявляется при анализе ориентировки траекторий осей ранней деформации, реконструированных в рудовмещающих яснозернистых доломитах. Пластическая деформация доломитов проявилась в слабом двойниковании и интенсивном трансляционном скольжении в зернах порообразующего минерала. Определение динамических направлений по двойниковым ориентировкам проводилось по известной методике [8]. Для определения этих направлений по признакам трансляционного скольжения использовалась разработанная автором методика [1], базирующаяся на выявлении среднестатистического вектора течения доломитовых пород по изменению угловых соотношений трещин спайности и двойниковых пластин с оптическими направлениями в порообразующих зернах, т.е. по параметрам их сдвиговой деформации.

Анализ ориентировок реконструированных динамических осей относительно элементов складчатой структуры месторождений показал, что направления осей не связаны с координатами складок. Это не позволяет отнести рассматриваемые деформации ко времени складчатости, определившей современный структурный план. Вместе с тем на более древний возраст зерновых деформаций указывает

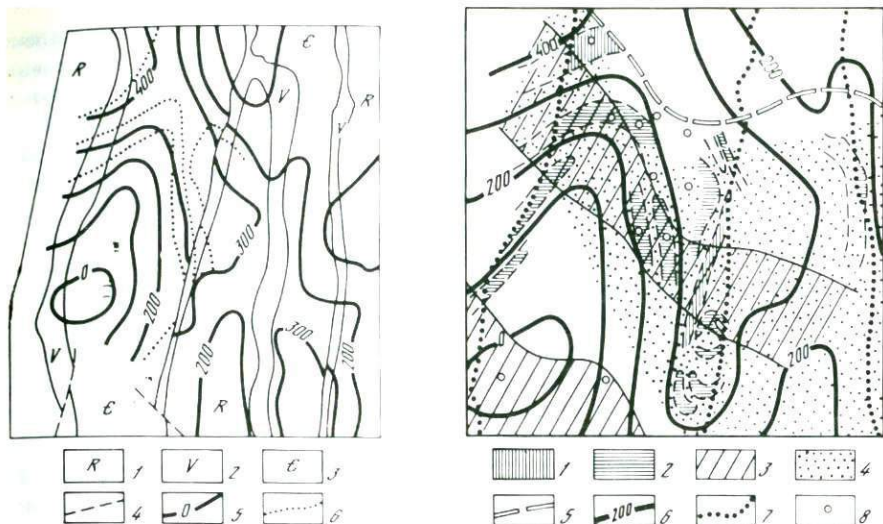


Fig. 1. Складчатая структура раннего этапа на одном из месторождений Юдомо-Майского поднятия. Схематические стратозиогипсы проведены по кровле вендских отложений
 1 — рифейские терригенные отложения; 2 — вендские карбонатные отложения; 3 — кембрийские терригенно-карбонатные отложения; 4 — разрывные нарушения; 5 — стратозиогипсы, реконструированные по результатам разворота складок позднего этапа; 6 — стратозиогипсы, реконструированные по результатам петроструктурного анализа

Fig. 2. Размещение рудных залежей в гидротермально-измененных вендских доломитах, смятых в складки раннего этапа на одном из месторождений Юдомо-Майского поднятия
 1 — рудные тела нижнего стратиграфического уровня; 2 — рудные тела среднего и верхнего стратиграфических уровней; 3 — площади распространения в породах секущих доломитовых прожилков; 4 — площади распространения перекристаллизованных рудовмещающих доломитов; 5 — фациальная граница доломитов и известняков в рудовмещающей пачке; 6 — относительные стратозиогипсы поверхности складок раннего этапа; 7 — линии современного эрозионного среза; 8 — точки пересечения вендских отложений скважинами

присутствие последвойниковых и послетрансляционных прожилков доломита, которые по положению в структуре признаются соскладчатými [3], несоответствие двойникового и трансляционного полей деформации полю формирования постскладчатых разрывов и подчиненность ориентировок осей деформации залеганию пород. Рассеяние ориентировок при полном развороте складок до горизонтального положения слоев приобретает форму пояса, ось которого совпадает с направлением зоны ундуляции линейных складок. Все это можно объяснить существованием более ранней складчатой поверхности, испытавшей впоследствии новое смятие. Траектории осей деформации, "отпечатавшихся" в породе, позднее были искривлены в ходе наложенной складчатости.

Реконструкция поверхности ранних складок осуществлялась путем восстановления искривленных линейностей в виде траекторий динамических направлений. Этот способ освещен в работе Дж. Рэмси [9]. Выпрямление линейностей достигалось приведением индивидуальных динамических направлений к центрам рассеяния. Изменение направлений ведет за собой изменение залегания слоя, где эти направ-

ления "запечатлены". Поверхность характеризуется элементами залегания слоистости, полученными при построении. Большая величина некоторых реконструированных углов падения, помимо ошибки оптических измерений, обусловлена тем, что частные направления приводились именно к центрам рассеяния, хотя для любого такого поля характерен тот или иной разброс ориентировок траекторий вследствие неоднородности свойств деформируемой среды. Уточнить палеозалегание слоев можно, зная величину этого разброса. Однако для качественной оценки складчатой поверхности это не играет особой роли.

Выделяемый ранний этап складчатости по морфологии складок относится, вероятно, к типу коробления. Складки имели сравнительно большой размах (в среднем 1×3 км) и пологие крылья (см. фиг. 1). Их образование, по-видимому, контролировалось рифейским и вендским конседиментационными планами соответственно субмеридионального и северо-западного простирания структур, что отразилось на направлении длинных осей складок. Субмеридиональные и направленные на северо-запад разломы также контролировались конседиментационными планами и долгоживущими разрывами и могли служить путями внедрения даек в этот период.

Мезозойский тектоногенез, начавшийся в позднем палеозое, обусловил смятие ранних складок и возникновение наблюдаемых ныне линейных структур на территории Юдомо-Майского поднятия. К этому периоду относится активизация движений по региональным разломам глубинного заложения, возникновение контролируемых ими взбросов по крутым крыльям зарождающихся складок. Плоскости сместителей в ходе складчатости изгибались вслед за слоями, а при возобновлении подвижек образовывались новые взбросы. Это объясняет наличие тех и других разрывов. Выявлено, что деформированные разрывы содержат или контролируют положение даек верхнепалеозойского возраста, прожилковых зон и тел перекристаллизованных доломитов. Недеформированные нарушения наложены на все указанные образования.

Изучение продуктов гидротермальной деятельности показало, что прожилкование и перекристаллизация пород происходили до и в течение мезозойской складчатости. Наиболее ранние перекристаллизация и прожилкование относятся еще ко времени существования ранних брахиформных складок, контролировавших эти процессы. Характерной особенностью ранних преобразований является возникновение мелких эвгедральных зерен доломита, слагающих интенсивно перекристаллизованные породы и выполняющих прожилки. Наиболее интенсивно перекристаллизация и прожилкование происходили в широких линейных зонах северо-западного простирания, в пределах которой породы имеют повышенную хрупкую нарушенность слагающих их зерен (фиг. 2).

В этот период в доломитах отлагались рудные минералы первой парагенетической ассоциации. Синхронность указанной перекристаллизации пород и отложения руд отмечается многими исследователями [6] и доказывается наличием взаимных пересечений рудных и нерудных минералов, включений сфалерита, распределенных по кристал-

логографическим плоскостям доломитовых зерен, а также прямой пространственной связью руд с наиболее перекристаллизованными породами.

Рудные тела, сложенные продуктами первой стадии, имеют лентовидный и линзовидный облик и чаще всего встречаются на нижних стратиграфических уровнях. Но в указанный период они, вероятно, формировались и на верхних уровнях. Образование рудных скоплений, очевидно, обусловлено влиянием ранней складчатой поверхности на пути и направление движения рудообразующих растворов.

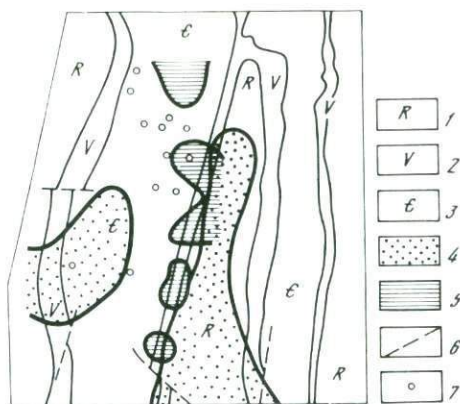
Внедрение растворов в проницаемые перекристаллизующиеся доломиты происходило по разрывам субмеридионального и северо-западного простираний. На это указывает наличие руд в зонах древних разломов с деформированными сместителями. Растворы, рассеиваясь в вендских толщах и двигаясь внутри них вдоль слоистости в направлении зон наименьшего лито- и гидростатического давления, стекались в антиклинальные зоны. Этот способ распределения уже освещался в модели образования месторождений Миссисипской долины [7] и обоснован в ряде теоретических работ. Гидростатический напор мог обуславливаться подтоком растворов из нижележащих толщ.

Рудные залежи формировались преимущественно в сводах антиклиналей раннего этапа, располагаясь длинной стороной вдоль палеопростираций (см. фиг. 2). При этом в сводах складок свинец отлагался в больших количествах, чем цинк. Залежи формировались на нескольких стратиграфических уровнях.

Начало позднего этапа складчатости, относящегося к мезозойскому тектогенезу, фиксируется по признакам деформации и перекристаллизации пород.

Пластическая деформация, наложившаяся на перекристаллизованные доломиты и известняки, выразилась в двойниковании и последующем преимущественном трансляционном скольжении в порообразующих минералах. Наличие, хотя и редких, двойников в доломитовых зернах указывает на деформацию при температуре около 400°С. Такая оценка базируется на результатах экспериментальных работ [8]. Синдеформационная перекристаллизация проявилась в появлении внутри зерен минералов, на их границах и вдоль микротрещин мельчайших зерен аналогичного состава (менее 0,004 мм в поперечнике), отложившихся в результате растворения наиболее напряженных зерен. Среди этих новообразований встречаются и выделения сфалерита, что свидетельствует о синдеформационной перекристаллизации руд. В зависимости от степени нарушения породы синдеформационная перекристаллизация локализовалась на границах зерен или охватывала целые участки пород. Наиболее она проявилась в зонах дробления.

Вдоль разломов произошло усиление перекристаллизации пород и руд (собственно разрастание зерен). При этом формировались характерные средне- и крупнокристаллические битумсодержащие идиоморфнозернистые доломиты, часто пространственно связанные с рудными залежами. Местами эти агрегаты и соседствующие с ними руды подвергались растворению и дроблению. Особенно интенсивно



Фиг. 3. Распределение послонных доломитовых и пострудных кальцитовых прожилков на одном из месторождений Юдомо-Майского поднятия

1 — рифейские терригенные отложения; 2 — вендские карбонатные отложения; 3 — кембрийские терригенно-карбонатные отложения; 4 — площади распространения послонных доломитовых прожилков; 5 — площади распространения кальцитовых прожилков; 6 — разрывные нарушения; 7 — скважины

дробление проявилось в зонах региональных разрывов. Кроме того, в породах формировались региональные системы трещин, заполненных карбонатом, насыщенным битуминозным веществом. Наиболее эти трещины развиты в антиклиналях раннего этапа.

С увеличением интенсивности гидротермальной деятельности растворов изменился и характер деформации. Двойникование в зернах доломита сменилось трансляционным скольжением. В сформировавшихся к этому времени битумсодержащих крупнокристаллических доломитах двойники в зернах не возникали. Из растворов при этом перестали отлагаться кварц и битуминозное вещество. Интенсивность перекристаллизации снизилась до избирательного растворения пород вдоль слоистости. По ослабленным зонам в доломитах происходили срывы. Участки растворения и полости срывов, согласных слоистости, залечивались гипидиоморфным и ксеноморфным белым крупнокристаллическим доломитом, в результате чего в яснозернистых доломитах образовались полосчатые "збровидные" разности. Судя по характеру строения доломитовых полос, образование этих агрегатов началось еще при пологом залегаии слоев и продолжалось с развитием складчатости. Наиболее интенсивное образование "зебра-доломитов" происходило в антиклинальных зонах формирующихся линейных складок позднего этапа [3] (фиг. 3). Преобразования привели к отложению руд бурундучной текстуры, характерной для агрегатов второй парагенетической ассоциации.

В ходе дальнейшего преобразования руд состав растворов продолжал изменяться и через какое-то время стал преимущественно известковым. В связи с этим в центральных частях доломитовых прожилков, содержащих и рудные минералы, отложился кальцит. К этому времени тектонические процессы уже изменили структурный план. Складчатые движения обусловили также некоторое изменение конфигурации рудных тел, связанное с преобразованием текстур и структур руд при перераспределении металлов. Наиболее измененная форма отмечается у залежей в местах интенсивной перекристаллизации, перетолжения руд и развития "зебра-доломитов". Это залежи

верхнего рудоносного уровня, залегающие непосредственно под известняками. Здесь тела имеют линзовидную, плащевидную форму и более изометричные очертания в плане по сравнению с залежами на нижних уровнях.

После отложения кальцита в третью стадию рудоотложения произошли новые подвижки, вызвавшие дробление руд и кальцит-доломитовых прожилков, двойникование и расщепление кальцитовых прожилков вблизи разломов. Вдоль ослабленных зон проникали растворы (регенерированные и привнесенные), из которых отлагался пострудный кальцит. Наибольшее количество прожилков этого кальцита образовалось в наиболее интенсивно дислоцированных крутых крыльях поздних складок (см. фиг. 3). Трещины формировались и после отложения кальцита. Ориентировка таких неминерализованных трещин связана с ориентировкой элементов складок. В постскладчатый период напряжения регионального поля обусловили образование систем безамплитудных зияющих и притертых трещин.

Таким образом, изучение структуры месторождений, анализ деформации пород и руд и выявление ее связи с гидротермальным преобразованием позволили определить последовательность наложения деформаций и формирования связанных с ними гидротермальных тел. Последовательность носит однонаправленный характер. Это выражается в развитии складчатых форм от брахиформных к линейным, в затухании деформации в течение каждого этапа деформации, в изменении масштаба действия растворов от широкого гидротермального преобразования к локальному, в изменении состава самих растворов от существенно магниевого до существенно известкового.

Выявленная пространственная связь локализации рудных залежей с палеоантиклинальными формами, подчиненность соотношения свинца и цинка палеогипсометрии свидетельствуют о преимущественном контроле оруденения древней складчатой поверхностью. Влияние мезозойской складчатости, очевидно, относится лишь к частичному перераспределению металлов и преобразованию формы рудных тел и изменению текстур и структур слагающих их руд. Можно считать, что образование промышленных залежей происходило в литифицированных породах, смятых в складки.

В настоящее время большинство исследователей придерживаются мнения о длительном формировании оруденения. В свете представленных результатов следует оговориться, что источник металлов и время его первичного привноса в вендские породы, строго говоря, неизвестны. Имеется гипотеза о гидротермально-осадочном генезисе свинцово-цинковых руд в данном регионе. В ее пользу приводятся широкая площадная зараженность металлами верхних частей вендской толщи, пространственная связь месторождений с конседиментационным палеоподнятием и доломитовыми фациями на его внутреннем склоне. Однако все это сводится к тому, что вендские доломиты имеют наибольшую проницаемость под экраном известняков и глинистых сланцев нижнего кембрия. Этот фактор мог влиять на размещение руд как в период осадконакопления, так и позднее. Изучение ве-

щественного состава руд и вмещающих пород свидетельствует лишь о том, что наиболее раннее фиксируемое традиционными методами отложение рудных минералов происходило до мезозойской складчатости, но после формирования ниже-среднепалеозойской структуры. Были ли металлы привнесены растворами из глубинного источника или перераспределены из нижележащих рифейских толщ — на эти вопросы еще следует ответить. Следовательно, необходимо признать, что прямых признаков, указывающих на формирование руд в условиях седиментогенеза и диагенеза, не обнаружено. Таким образом, главный вопрос в изучении месторождений пока еще не решен. Но выявление связи оруденения со складчатыми структурами раннего этапа в совокупности с поисковыми критериями, обоснованными в результате предшествующих работ, уже является важным фактором при поисках промышленных объектов в данном регионе.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Галямов А.Л.* Динамический анализ и характеристика деформации несдвоенного доломита // БНТИ. Якутск. 1982, июнь. С. 33—35.
2. *Гусев Г.С.* Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойского периода // Геология и геофизика. М.: Наука, 1979. 207 с.
3. *Давыдов Ю.В., Лескова Н.В.* Связь постседиментационных образований в карбонатных породах со свинцово-цинковым оруденением // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 12. С. 106—108.
4. *Мезенцев А.В., Несененко А.П., Сухоруков В.И.* и др. Новые данные о строении и корреляции юдомской серии Кыллахского поднятия // Геология и геофизика. 1978. № 3. С. 52—59.
5. *Соловьев Е.Б.* Литолого-геохимические особенности локализации свинцово-цинкового оруденения и германиеносность Сарданского рудного узла (Восточная Якутия): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ИМГРЭ, 1981.
6. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в отложениях венда Юго-Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 232 с.
7. *Dozy J.F.* A geological model for the genesis of the lead-zinc ore of the Mississippi Valley, USA // Trans. Inst. Mining and Met. B. 1970. Aug. P. 163—169.
8. *Higgs D.V., Handin J.* Experimental deformation of dolomite single crystals // Bull. Geol. Soc. Amer. 1959. Vol. 70, N 3. P. 245—278.
9. *Ramsay J.G.* The deformation of early linear structures in areas of repeated folding // J. Geol. 1960. Vol. 68, N 1. P. 168—179.

ВЛИЯНИЕ РАЗРЫВНЫХ И СКЛАДЧАТЫХ ДИСЛОКАЦИЙ НА РАЗМЕЩЕНИЕ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХОЛОДНИНСКОЕ (Северное Прибайкалье)

Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение расположено в древних докембрийских толщах, испытавших воздействие интенсивного метаморфизма. Его принято относить к промышленно-генетическому типу метаморфизованных гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических месторождений в докембрийских геосинклинальных образованиях.

Важнейшие вопросы геотектонического положения месторождения, его геологического строения, структуры, вещественного состава рудных тел, их зональности, метаморфизма и перераспределения вещества первичных залежей и многие другие изучали В.П. Бушуев, В.А. Варламов, С.А. Гурулев, Э.Г. Дистанов, Н.Л. Добрецов, К.Р. Ковалев, В.Д. Конкин, А.Г. Крапивин, Т.П. Кузнецова, Н.Е. Матюхин, В.П. Мещеров, В.В. Мосейкин, В.Е. Руденко, Ю.Л. Руденко, Г.В. Ручкин, Ю.М. Соколов, Р.С. Тарасова, М.Ф. Трунова, П.Ч. Шобогоров и большая группа других исследователей.

В результате накопления нового фактического материала появилась возможность уточнить некоторые выводы прошлых лет и наметить направления будущих исследований.

Район месторождения приурочен к узкой зоне повышенного метаморфизма между Тыйским и Холоднинским разломами в краевой части юго-восточной части Олокитского геосинклинального прогиба.

Строение блока осложняется Авкитским и Центральным разломами северо-восточного простирания и более мелкими нарушениями различных направлений.

Изучение конкретных складчатых и разрывных дислокаций, проявленных в пределах месторождения и отдельных рудных залежей, выяснение их пространственных связей с различными типами руд позволяют оценить рудоконтролирующую роль определенных разрывных нарушений и складчатости в масштабе месторождения и рудного поля.

Блок пород, вмещающий месторождение Холоднинское, представляет собой интенсивно дислоцированную толщу со сложной складчатостью и разрывными нарушениями различного порядка. В связи с этим ставится задача выяснения зависимости вещественного состава рудных залежей от структуры месторождения. Состав колчеданно-полиметаллических руд по своей природе является полигенным. Руды могут быть сингенетичными с вмещающими породами и эпигенетичными, привнесенными по отношению к вмещающим породам и сингенетичным стратифицированным рудам. Важнейшей характеристикой руд в условиях интенсивного метаморфизма является перераспределение вещества относительно областей дифференциальных давлений,

связанных с конкретными разрывными и складчатыми дислокациями. В результате метаморфической мобилизации формируются руды со специфическими структурно-текстурными признаками. Изучение признаков мобилизованных руд ставит своей целью выяснить возможный механизм мобилизации вещества первичных залежей, а также закономерности размещения мобилизованных руд относительно определенных элементов структуры месторождения.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ РУД

Район месторождения Холоднинское расположен в пределах Олоkitской структурно-металлогенической зоны Северного Прибайкалья, пространственно совпадающей с Олоkitским синклиниорием. Последний представляет собой внутригеоантиклинальный прогиб на складчатом фундаменте карелид в пределах Байкало-Витимского поднятия [14]. Формирование прогиба произошло в позднем протерозое. Северо-восточные глубинные разломы, вдоль которых образовался прогиб, заложены в раннем и среднем протерозое и активизировались в позднепротерозойское время [1]. Геотектоническая позиция Олоkitского прогиба определяется его положением между Чуйским и Кичеро-Мамским геоантиклинальными поднятиями, отделенными от прогиба зонами Абчадского, Лево-Миньского и Холоднинского глубинных разломов.

Интенсивная деформированность, выраженная в складчатости, развитии разрывных нарушений различных порядков, характерна не только для Олоkitского прогиба, но и для структур обрамления. В пределах Чуйского антиклинального поднятия, расположенного северо-западнее Олоkitского прогиба, геологической съемкой выявлены удлиненные линейные складки субмеридионального и северо-восточного простирания. Линейные складки относятся к типу цилиндрических с практически горизонтальными шарнирами. Крылья линейных складок, в свою очередь, осложнены более мелкими узкими и крутыми антиклинальными и широкими синклинальными складками северо-восточного, субмеридионального, субширотного и запад-северо-западного направления. В зонах разломов в породах появляются складки волочения, гофрировки, структуры будинажа и складчатость более высоких порядков. Преобладают простирания кристаллизационной сланцеватости в северо-восточных румбах ($40-50^\circ$) [14]. Породы чуйской толщи испытали неоднократный метаморфизм, наиболее ранние преобразования которого соответствуют условиям перехода амфиболитовой стадии в гранулитовую. Породы Кичеро-Мамского поднятия, расположенного к юго-востоку от Олоkitского прогиба, также интенсивно дислоцированы и глубоко метаморфизованы.

Дислоцированность Олоkitского прогиба определяется как общей дислоцированностью региона, так и его приуроченностью к разломам глубинного заложения и к серии более мелких разломов различных направлений.

Разломы глубинного заложения, ограничивающие Олоkitский прогиб, непосредственно определяют позицию рудного поля Холоднин-

ского месторождения и представляют собой основные структурные элементы региона, выявляемые на космических снимках различного масштаба.

Северо-западная граница Олокинского прогиба проходит по зоне Абчадского глубинного разлома. Морфологически Абчадский разлом представляет собой серию кулисообразных и ступенчатых сбросо-сдвигов, переходящих в пределах отдельных участков в структуры типа надвигов. Ширина зоны отдельных разломов, оцененная по blastomилонитам, варьирует от 200 до 300 м при суммарной ширине от 7 км на юго-западе до 200 м на северо-востоке [12].

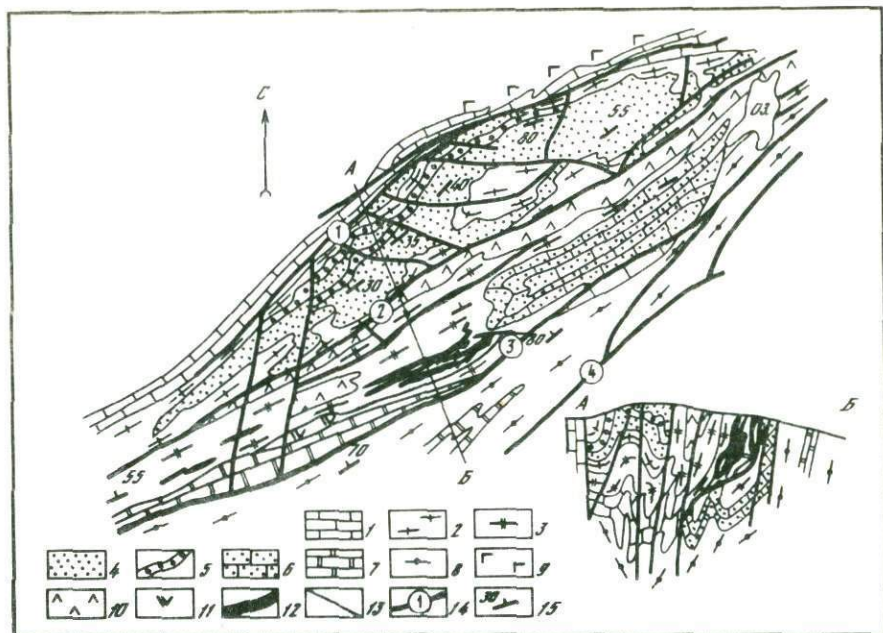
Юго-восточной окраиной Олокинского прогиба служит зона Холоднинского глубинного разлома, ширина которой достигает местами 3 км. На местности зона разлома хорошо прослеживается вдоль долины р. Холодной по зонам катаклаза, blastomилонитизации и сбросами в полосе 2—3 км. Общая протяженность разлома 350 км на северо-восток от оз. Байкал.

Холоднинское рудное поле расположено в юго-восточном крыле Олокинского синклиория в его прибортовой части и приурочено к сложноскладчатой блоковой зоне, примыкающей к Холоднинскому разлому (фиг. 1). Собственно рудным полем считается блок дислоцированных и метаморфизованных пород черносланцевой терригенно-карбонатной формации верхнего протерозоя. С юга блок рудного поля ограничен Авкитским, а с севера — Тыйским разломами субширотного простирания. Тыйский, Центральный и Авкитский разломы представляют собой нарушения второго порядка по отношению к Холоднинскому, Тья-Мамскому и Абчадскому глубинным разломам. Авкитский разлом на юго-восточном фланге рудного поля представляет собой структуру со значительной амплитудой смещения. Мощность зоны разлома 70—140 м. Центральный разлом прослеживается через все рудное поле с юго-запада на северо-восток в виде широкой зоны интенсивного смятия шириной 200—300 м. Тыйский разлом ограничивает рудное поле с северо-запада. Он имеет северо-восточное простирание, близкое к Авкитскому и Центральному разломам. Мощность зоны дробления разлома достигает 100 м.

В пределах рудного поля отмечаются и поперечные разломы северо-западного и северо-восточного простираний, рудоконтролирующая роль которых в масштабе рудного поля выяснена неполностью.

Крупным геологическим элементом строения района месторождения является Иoko-Довыренский массив оливин-перидотит-троктолитовой формации, приуроченный к Тья-Мамскому разлому и расположенный к северо-западу от месторождения.

Использование мелкомасштабных космических снимков, сделанных со спутника "Метеор", позволяет выявлять разрывные структуры с различной степенью детальности. На схеме дешифрирования снимка масштаба 1:3 000 000 выявляются три основных разлома: Абчадский, Тья-Мамский и Холоднинский. Смещения по разрывам на схеме дешифрирования снимков такого масштаба не отмечаются. Хорошо проявлены Иoko-Довыренский массив и целая серия поперечных разрывных нарушений северо-западного направления в пределах Хо-



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Холоднинского рудного поля (составлена Э.Г. Дистановым и др. [14] по материалам Р.С. Тарасовой, В.А. Рожченко, В.И. Бушуева) 1—6 — породы ондской свиты верхнего протерозоя (PR_{10n}): 1 — белые мраморизованные известняки Тыйской зоны; 2 — графит-гранат-кварц-двуслюдяные сланцы (метапелиты), 3 — слоистые графит-кварц-слюдистые, графит-карбонат-кварц-слюдистые сланцы (алевропелиты), 4 — светло-серые плитчатые кварциты, кварцито-песчаники; 5 — кварцевые и кварц-полевощпатовые метагравелиты, конгломерато-брекчии, 6 — слоистые графитистые терригенно-карбонатные породы, песчанистые известняки; 7, 8 — породы авкитской свиты верхнего протерозоя (PR_{11av}): 7 — светлые мраморизованные известняки, доломиты, 8 — гранат-кварц-плагиоклаз-двуслюдяные сланцы (метапесчаники); 9 — метадиабазы, метагаббродиабазы (довыренский комплекс); 10 — ортоамфиболиты, порфиroidные лейкократовые габбро-порфириты, гранат-амфиболовые породы; 11 — серпентинизированные перидотиты; 12 — колчеданные и колчеданно-полиметаллические руды; 13 — геологические границы; 14 — разломы (цифры в кружках): 1 — Тыйский, 2 — Центральный, 3 — Авкитский, 4 — Холоднинский; 15 — элементы залегания пород

лоднинского рудного поля. Разрывные нарушения более высоких порядков на снимке не проявились.

Возможности дешифрирования значительно увеличиваются при работе со снимками масштаба 1:1 000 000. Помимо основных разломов глубинного заложения, проявлена густая сеть нарушений более высоких порядков, отражающая высокую степень дислоцированности региона. Отчетливо различаются смещения поперечными северо-западными разломами основных разломов глубинного заложения. Наличие смещений по поперечным северо-западным разломам свидетельствует о более поздней тектонической активности этой системы, что в дальнейшем будет особенно важно учитывать при анализе поперечных нарушений в пределах Холоднинского рудного поля.

Использование разномасштабных космических снимков позволило не только традиционно выяснить геотектоническое положение района месторождения, но и выявить разрывы нескольких порядков, проявив-

шиеся на дневной поверхности в различной степени. Последнее позволяет качественно оценить высокую степень дислоцированности рудоносной территории и дать предварительную оценку возможной рудоконтролирующей роли отдельных нарушений.

Схемы дешифрирования космических снимков различного масштаба подтвердили приуроченность района месторождения к территории с многочисленными узлами сочленения северо-восточных разломов глубинного заложения и поперечных северо-западных разломов, активизированных в более позднее время.

Геологическое строение Олоkitского прогиба определяется комплексом вулканогенно-осадочных пород — песчаников, сланцев, вулканитов, их туфов, известняков, доломитов и пр. Все эти породы прорваны интрузиями базитов и гипербазитов, объединенных в довыренский интрузивный комплекс, и принадлежащих к перидотит-пироксенит-норитовой формации. По широкому участию продуктов вулканизма в рифейском комплексе пород Олоkitского прогиба, по насыщенности интрузиями базитов и гипербазитов, относительно слабо проявленному гранитоидному магматизму прогиб следует рассматривать как унаследованную структуру прогиба эвгеосинклинального типа [13].

Рудоносные отложения прогиба имеют ритмичное строение и характерны литологической изменчивостью по латерали. Свинец и цинк распределены в отложениях прогиба неравномерно, что в значительной мере определяется литологией пород и их фациальной принадлежностью [3].

П.Ч. Шобогоров и др. (1971 г.) впервые связали особенности металлогении Олоkitского прогиба с его геологическим строением, указав на приуроченность рудопроявлений свинца, цинка, железа, различных морфогенетических типов к вулканогенно-осадочным образованиям прогиба.

Минерализованные интервалы развиты в разрезе прогиба не повсеместно, а в связи с определенными его уровнями [13]. Так, породы нижнетерригенной формации иловьирской свиты нерудоносны, а породы карбонатно-кремнисто-вулканогенных формаций (туйская свита) вмещают гематит-магнетитовые залежи железистых кварцитов. В породах этой формации распространены также галенит-сфалеритовые и халькопиритовые рудопроявления кварцево-жильного типа. Выше залегает толща ритмично-слоистых темноцветных пород. Нижняя часть толщи, представленная переслаиванием темно-серых песчаников, алевролитов и сланцев (авкитская свита), нерудоносна. Верхняя часть толщи — карбонатсодержащая ондокская свита — представлена известковистыми песчаниками и алевролитами, карбонатными сланцами и вмещает минерализацию двух типов. Важнейший колчеданно-полиметаллический тип представлен месторождением Холоднинское. Другой — барит-галенитовый тип (участки Иоко и Рыбачий) — связан исключительно с карбонатными породами верхней части ондонской свиты. В литологической колонке основные колчеданно-полиметаллические залежи приурочены к углеродистым кремнисто-терригенным алевропелитам с редкими прослоями кварцевых и карбонатно-кварцевых песчаников и туфитов. Рудные тела залегают в разрезе многоярусно в виде серии

сближенных тел, разделенных прослоями и горизонтами слабоинтеркалированных пород [14].

Рудовмещающие породы непосредственно в пределах месторождения объединяются, по данным Г.В. Ручкина [10], в перевальскую свиту. В дометаморфических эквивалентах свита представлена кремнистыми, глинисто-кремнистыми, глинисто-доломито-известковистыми, доломито-известковистыми, песчанистыми доломитовыми и известковистыми осадками, в разной степени обогащенными органическим углистым веществом и сульфидами железа, свинца и цинка. Перевальская свита резко выделяется в рифейском разрезе Олоkitского прогиба, что свидетельствует о ее формировании в специфических фациальных условиях. По данным Г.В. Ручкина, В.А. Варламова и В.Д. Конкина, перевальская свита протягивается на 50 км в виде узкой полосы между Тя-Мамским и Холоднинским разломами и оперяющими их нарушениями. Наибольшая ширина полосы и максимальная мощность свиты приходятся на площадь Холоднинского месторождения. Анализ пород разреза свиты показал, что вмещающая их депрессия была значительно глубже остальных частей окраинного палеобассейна. Мелководные органогенные карбонатные породы — известняки и доломиты, вмещающие барит-полиметаллические рудопроявления Иоко и Рыбачий, — накапливались в относительно приподнятых блоках. Формирование руд в различных частях разреза депрессии, вероятно, генетически связано, что, по данным А.И. Тугаринова и др. (1976 г.), подтверждается идентичным изотопным составом свинцов.

Таким образом, характерной чертой геологического строения района месторождения является высокая степень дислоцированности рудовмещающей толщи, проявленная как в Олоkitском прогибе, так и в окружающих его геосинклинальных структурах. В пределах территорий, окружающих Олоkitский прогиб, развиты тектонические нарушения и складчатость различных направлений. В масштабе района преобладающими и доминирующими элементами его структуры являются разломы северо-восточного направления. Разломы глубокого заложения ограничивают район месторождения. Разломы более высоких порядков развиты в пределах рудного поля. Важный этап тектонического развития района представляют поперечные северо-западные разломы, активизированные позднее северо-восточных. Пространственная связь рудоносной территории с узлами сочленения северо-восточных и северо-западных разломов позволяет предполагать возможную рудоконтролирующую роль таких узлов в масштабе района месторождения. Не менее важна рудоконтролирующая роль определенных стратиграфических уровней разреза, к одному из которых приурочены рудные тела месторождения.

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩАЯ РОЛЬ И ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ РАЗРЫВНЫХ И СКЛАДЧАТЫХ ЭЛЕМЕНТОВ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Задача выяснения влияния структуры месторождения Холоднинское на локализацию рудных залежей усложняется интенсивным проявлением деформации и метаморфических преобразований вмещающих пород и рудных залежей. В работах, посвященных расшифровке структуры месторождения, значительное место уделяется складчатым дислокациям различных порядков и крупным разрывным нарушениям — глубинным разломам и сопряженным с ними разрывам, проявленным в масштабе рудного поля.

Для выяснения геологоструктурных условий размещения рудных залежей и отдельных рудных столбов в условиях сложнодислоцированных толщ необходимо определить последовательность развития складчатых и разрывных нарушений всех доступных для наблюдения масштабов и определить место оруденения в связи с определенными элементами структуры. Частично такая задача может быть решена при выяснении точной пространственной ориентировки и относительного времени возникновения плоскостных и линейных элементов структуры месторождения [8]. В условиях эндогенных рудных месторождений, залегающих в слоистых толщах, к линейным элементам относятся оси перегибов слоистости, шарниры складок разного порядка, линии сопряжения разрывов и т.п. Для месторождения Холоднинское особое место в расшифровке структуры занимает не только выяснение положения рудных залежей в целом, но и определение структурных элементов, контролирующих метаморфическое перераспределение первичных руд в условиях метаморфизма.

Наиболее крупной складчатой структурой, контролирующей локализацию месторождения Холоднинское, является Холоднинская синклиналь, осложняющая юго-восточное крыло Олокинского прогиба. По данным В.П. Бушуева, В.А. Варламова, В.Д. Конкина, В.А. Рожченко, А.Г. Крапивина, синклиналь представляет собой линейную асимметричную складку со сложно ундулирующим шарниром. Холоднинское рудное поле занимает центральную часть синклинали и протягивается на 10 км. Холоднинская синклинальная структура запрокинута на юго-восток и как в крыльях, так и в ядерной части осложнена складками более высоких порядков. По мнению Г.В. Ручкина и др. (1975 г.), Холоднинская синклиналь состоит из Рудной и Северной синклинали, разделенных узкой Центральной антиклиналью, которые осложнены серией продольных и поперечных разломов, обусловивших сложное блоковое строение рудоносной площади. Размер крыльев Рудной синклинали 1,2—1,3 км, размах крыльев осложняющих ее складок от 200—250 до 1—5 м. Складки запрокинута на юго-восток с падением осевых плоскостей на северо-запад под углом 50—70°.

Согласно построениям Э.Г. Дистанова и др. [14], Холоднинская синклиналь представляет собой узкую изоклинальную складку северо-восточного (50—70°) простираения с крутой, падающей на северо-запад осевой плоскостью, ундулирующим шарниром и сложно-складчатым асимметричным поперечным профилем. Юго-восточное

крыло Холоднинской синклинали, отделенное от ее замковой части Центральным разломом, имеет сложное складчатое строение, выраженное в чередовании узколинейных синклинальных и антиклинальных складок второго порядка с крутонаклонными на северо-запад под углом $70-80^\circ$ осевыми плоскостями и шарнирами, склоняющимися на юго-запад под углами $20-50^\circ$. Складки имеют сжатую форму, угол между их крыльями не превышает 30° . Расстояние между осевыми поверхностями смежных разноименных структур второго порядка варьирует в пределах $100-500$ м.

Общее субпараллельное положение шарниров и осевых плоскостей складок разных порядков позволило Э.Г. Дистанову и др. (1974, 1977 гг.) относить их к единой системе складок, вызванных деформациями одного плана. Однако данные, полученные В.Д. Конкиным, В.А. Рожченко и А.Г. Крапивиним, позволяющие выяснить ориентировку мелких складчатых форм, особенно на флангах месторождения и участках предполагаемого замыкания синклиналей, составляющих Холоднинскую структуру, а также изучение линейности метаморфических пород рудного поля, проведенное Н.Л. Добрецовым с соавторами [5], указывают на многократную проявленность процессов складкообразования и метаморфизма в пределах рудного поля.

По данным С.В. Чеснокова (1977 г.), на свинцово-цинковых месторождениях Прибайкальской металлогенической зоны проявлены четыре генерации складок: 1) изоклинальные с пологими шарнирами и субвертикальными осевыми плоскостями (F_1); 2) асимметричные крутошарнирные (F_2); 3) коробчатые и веерообразные крутошарнирные (F_3); 4) стулообразные с субгоризонтальными шарнирами (F_4). Структурные условия локализации стратиформных свинцово-цинковых руд месторождений гидротермально-метасоматического типа определяются главным образом складчатостью F_3 .

На месторождении Холоднинское Г.В. Ручкин, В.Д. Конкин и В.В. Мосейкин также установили четыре генерации складок, соответствующие четырем этапам деформации. В первый этап сформировались узкие изоклинальные складки с субвертикальными осевыми поверхностями, сильно сжатыми крыльями и амплитудами, в $8-10$ раз превышающими их размах (F_1); в этот же этап образованы малоамплитудные разрывные нарушения, параллельные осевым плоскостям, приуроченные к крыльям складок. Во второй этап сформировались асимметричные открытые складки с субгоризонтальными шарнирами и слабо наклонными осевыми поверхностями (F_2); в конце второго этапа возникли разломы и зоны повышенного расланцевания, ориентированные согласно сланцеватости осевых плоскостей складок. Тогда же происходило формирование основной массы руд Холоднинского месторождения. Распределение руд с различными текстурно-структурными характеристиками также подчиняется структурным элементам складок F_2 , в замковые части которых происходило нагнетание руд в результате метаморфической мобилизации. В третий этап образовались крутошарнирные коленообразные складки F_3 , соответствующие формированию регенерированных секущих руд и ундуляции шарниров складок. И, наконец, в четвертый этап сформировались главные

изгибы крутоставленных рудовмещающих пород, связанных с малоамплитудными (в пределах десятка метров) складками F_4 с субгоризонтальными шарнирами.

Сложное изоклиально-складчатое строение Холоднинского рудного поля выявляется исследованиями Р.С. Тарасовой и др. [11], в которых также проводится идея контроля положения основных рудных столбов замками складок и их формирования в результате переотложения рудного вещества при метаморфизме. Так же, как и в работе Г.В. Ручкина и др., устанавливаются четыре этапа деформации, которым соответствуют складчатые дислокации. Ориентировка и характер изоклиальной складчатости первого этапа деформации в исследованиях и тех и других авторов совпадают. Но для второго этапа Р.С. Тарасова и др. выделяют менее сжатые, чем изоклиальные складки с крутым падением шарниров, не соответствующие асимметричным открытым складкам с субгоризонтальными шарнирами второго этапа деформации Г.В. Ручкина и др. На третьем этапе деформации сжатые, близкие к изоклиальным складки с почти горизонтальными шарнирами и вертикальной осевой поверхностью (F_3), выделенные Р.С. Тарасовой, также не соответствуют крутошарнирным коленообразным складкам Г.В. Ручкина. И, наконец, складки четвертого этапа деформации — флексуорообразные перегибы с субгоризонтальными шарнирами и пологими осевыми плоскостями (F_4) установлены одинаково. Несмотря на различия в выделении последовательности проявления складчатых форм, одинаково оценивается роль разломов, представленных комбинацией зон повышенного расланцевания и разлिनзования пород и тонких тектонических швов, ориентированных согласно сланцеватости осевых плоскостей складок второго этапа, по Г.В. Ручкину, и третьего этапа, по Р.С. Тарасовой. Эти разломы контролируют размещение кварц-мусковитовых сланцев, кварцевых и рудных жил, образованных за счет частичного переотложения кремнезема и сульфидного вещества первичных залежей. В связи с трудностями, возникающими при установлении последовательности проявления складчатых форм, а следовательно, и места оруденения в складчатой структуре, приоритетную основу структурного анализа условий рудоотложения на месторождении Холоднинское, по мнению автора, составляет изучение разрывных нарушений с тщательным выяснением их складко- и рудоконтролирующей роли.

Первая рудная зона месторождения Холоднинское, в пределах которой проведены основные исследования, расположена на юго-западном фланге рудного поля (см. фиг. 1). Она вмещает серию пространственно сближенных, залегающих в целом согласно с вмещающими толщами пластовых, линзовидных и прожилково-вкрапленных рудных залежей.

Основная структура Первой рудной зоны представляет собой сложную, запрокинутую на юго-восток антиклинальную складку с сильно сжатым шарниром, осложненным серией мелких изоклиальных складок, крутопадающими разрывными нарушениями и шарнирными зонами смятия и трещиноватости [14].

Морфология складок, наблюдаемых в пределах Первой рудной

зоны, чрезвычайно разнообразна. Встречаются складки различных размеров — от микроскопических до крупных, измеряемых десятками метров.

Р.С. Тарасова установила серию сжатых сопряженных изоклинальных складок, запрокинутых на юго-восток под углами $50-80^\circ$, с остроугольной зубчатой формой замков и параллельными крыльями. Вертикальная амплитуда этих складок $400-600$ м, размах крыльев $80-120$ м. Шарниры погружаются на юго-запад под углами $20-70^\circ$. Складки различаются и по степени сжатия — от пологих до изоклинальных. В изученных пределах Первой рудной зоны одновременно развиты складки нескольких порядков по их размеру. При таких соотношениях можно говорить о некотором подобии формы поперечного сечения крупных и мелких складок, соблюдающемся в большей или меньшей степени. Одновременно образованные крупные складки сходны не только по своей форме, но и по своему положению в пространстве. Поэтому, изучение малых складчатых форм дает возможность уточнить этапы деформации путем выявления крупных и мелких складок одного этапа. Появляется возможность предварительной характеристики крупных складок на основе изучения мелких.

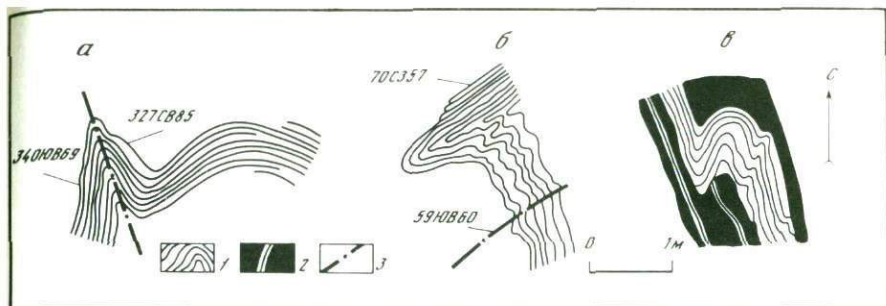
Наиболее характерная и часто встречаемая дисгармоничная складчатость разнообразно проявлена в пределах Первой рудной зоны (фиг. 2, а, б). Дисгармоничная складчатость обычно угасает в определенном направлении с возникновением на ее продолжении складок нового типа. Дисгармоничные складки могут захватывать малую мощность и быстро угасать вверх и вниз по разрезу (фиг. 2, в): в этом случае их называют внутрипластовыми.

В пределах Первой рудной зоны широко развиты складки, образованные жильным кварцем — птигматы. Мощность жил в птигматах остается постоянной. В.В. Эз (1978 г.) с точки зрения механики образование птигматов объясняет изгибом первоначально плоских жил, а не заполнением жильным материалом ранее изогнутых трещин. Интенсивная дислоцированность пород и руд месторождения выражена в образовании складок различного порядка как в рудовмещающих сланцах, так и в рудных залежах. Как правило, складки находятся в тесном пространственном сопряжении с разрывными нарушениями. Приразломная складка в массивной рудной залежи (фиг. 3) прослеживается по изгибам мелких прослоев сланцев и кварцевой жилы. К области шарнира приурочена массивная рудная масса, переходящая в полосчатую на крыльях складки.

Реконструкция пространственного положения шарниров складчатости разного порядка подтвердила существование разноориентированных складчатых форм в пределах Первой рудной зоны (фиг. 4, а).

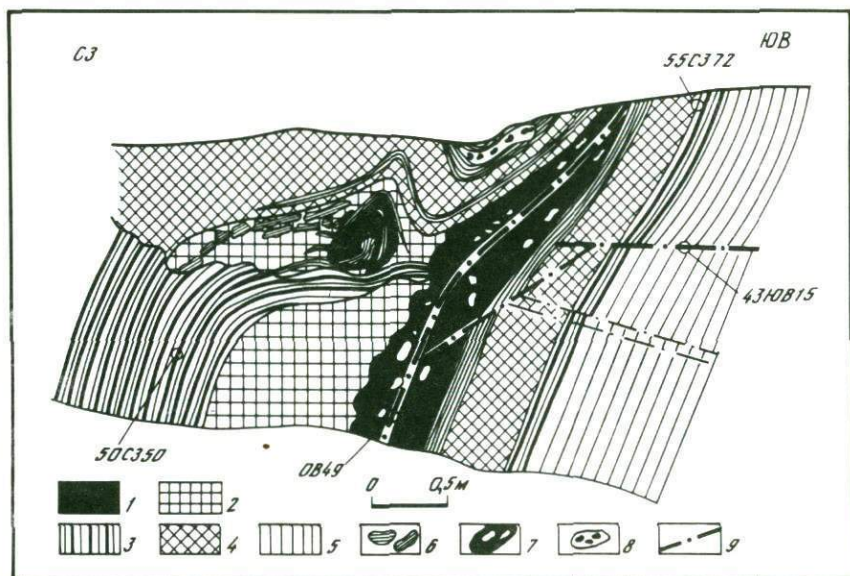
Подавляющее большинство проанализированных складок характеризуется юго-западным падением шарниров под различными углами. Шарниры с падением от 0 до 30° характерны для складок различного размера, но особенно для складок в пределах рудных залежей.

Для рудной складчатости характерны также шарниры со средними углами падения от 30 до 60° . В рудовмещающих сланцах шарниры складок круто ориентированы — под углами от 60° до вертикальных.



Фиг. 2. Типы мелких складок в пределах Первой рудной зоны месторождения Холоднинское

a—б — дисгармоничная складчатость; *в* — внутрипластовая дисгармоничная складчатость; *1* — сланцы; *2* — тонкослоистая колчеданно-полиметаллическая руда; *3* — разрывные нарушения

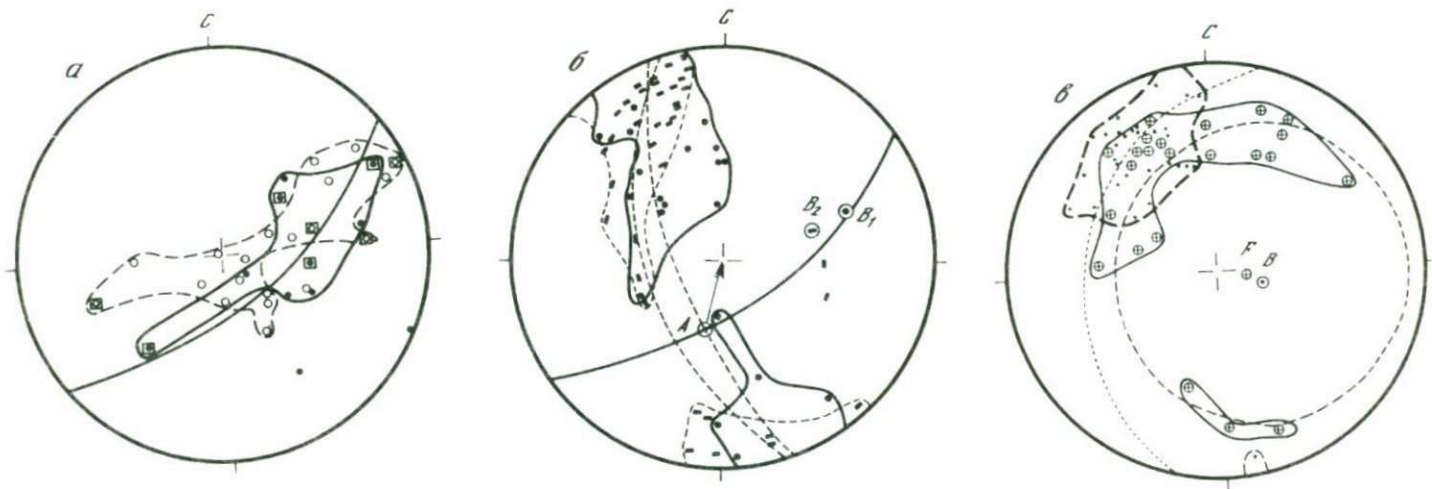


Фиг. 3. Приазломная складчатая деформация. Документация автора

1 — массивные колчеданно-полиметаллические руды; *2* — массивно-слоистые колчеданно-полиметаллические руды; *3* — тонкослоистые колчеданно-полиметаллические руды; *4* — существенно пиритовые массивные руды; *5* — графитосодержащие слюдиисто-карбонатные сланцы с вкрапленными сульфидами; *6* — тонкослоистые сланцы и их останцы в сульфидной руде; *7* — кварцевые обособления в сульфидной руде; *8* — сульфидные обособления в кварце; *9* — тектонические нарушения

Для группы складок с падением на северо-восток также устанавливается связь пологих шарниров с рудными залежами, а крутопадающих шарниров с рудовмещающими сланцами.

Отчетливо выделяется группа складок с падением шарниров на северо-запад. Падение шарниров в основном крутое. Такие складки фиксировались главным образом в околорудных интервалах залежей. Непосредственно с рудными интервалами Первой рудной зоны свя-



Фиг. 4. Стереогаммы ориентировки складок и разрывных нарушений для Первой рудной зоны месторождения Холоднинское

a — шарниры складок; кружки — шарниры складок размером менее одного метра (пунктирный контур); залитые кружки-шарниры складок размером более одного метра (сплошной контур); кружки в квадратах — шарниры складок в рудных телах; дуга большого круга — среднее положение плоскости основных разломов северо-восточного простирания; *б* — элементы залегания древних активных разломов и массивных колчеданно-полиметаллических руд с положением соответствующих осей B_1 ; прямоугольники — древние активные разломы; кружки — массивные колчеданно-полиметаллические руды; дуга большого круга — суммарная плоскость основных древних активных разломов; стрелка указывает направление движений в период рудообразования. *в* — элементы залегания древних безрудных разломов и слоистых колчеданно-полиметаллических руд с положением соответствующих осей B ; точки — полосчатые руды (пунктирный контур); кружки с крестиками — древние безрудные разломы (сплошной контур); F и B — оси вращения поясов соответственно разломов и слоистых руд

заны северо-восточные складки с падением шарниров на юго-запад и северо-восток под пологими и средними углами. Северо-восточные складки, возможно, представляют собой отдельный этап складчатой деформации и отвечают деформационным условиям метаморфического перераспределения руд. В то же время следует учитывать их рудо-локализирующую роль, выраженную в закономерном нагнетании руд с определенными текстурно-структурными признаками в замки складок.

Формальное разделение складок на основании их размера позволяет выделить на стереограмме два пояса. Первый пояс образован складками размером более 1 м. Характерно, что этот пояс совпадает с суммарной плоскостью основных в пределах Первой рудной зоны северо-восточных разломов и представляет значительное количество внутрирудных складок. Второй пояс образован мелкими складками, также контролируется плоскостью суммарного разлома, но с некоторым относительным разбросом и представляет главным образом складки в сланцевых безрудных интервалах.

Приразломный характер всей совокупности зафиксированных складок ставит задачу более внимательного изучения рудоконтролирующей и рудолокализирующей роли разломов в пределах Первой рудной зоны.

Складчатые структуры месторождения осложнены серией крутопадающих продольных и поперечных разломов. Наиболее ранними и долгоживущими являются разрывные нарушения северо-восточного простирания, оперяющие региональные Тяя-Мамский и Холоднинский разломы. К таким нарушениям относятся Центральный и Авкитский разломы. Центральный разлом приурочен к осевой поверхности Центральной антиклинали и северо-западному крылу Рудной синклинали и прослеживается по телам metabазитов и мощной зоне порфиробластических пород. Амплитуда вертикальных перемещений по Центральному разлому оценивается в 300—500 м при опущенном северо-западном крыле.

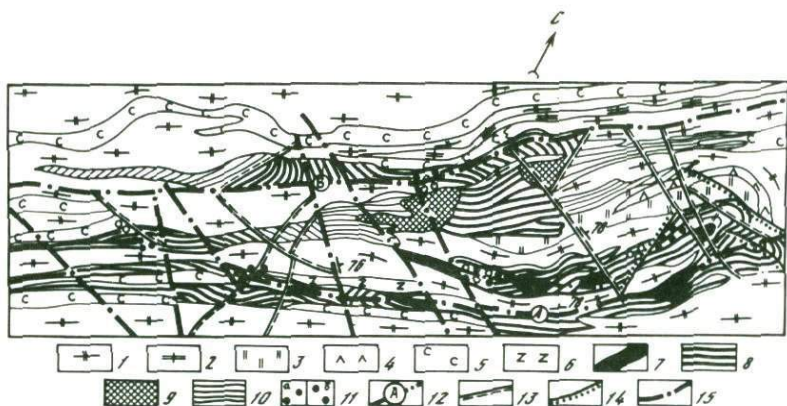
Авкитский разлом прослежен на юго-западе по телам гипербазитов, а на северо-востоке — metabазитов. Характер и амплитуда перемещения по нему не установлены [10].

Поперечные разрывные нарушения на площади месторождения Холоднинское имеют преимущественно северо-западное или субмеридиональное простирание. По времени заложения они являются самыми поздними, но некоторые из них могли образоваться одновременно с основными разломами.

Характеристика разрывных нарушений Первой рудной зоны неоднократно публиковалась в работах Р.С. Тарасовой, Э.Г. Дистанова, Г.В. Ручкина и др. В нашу задачу входило выяснить влияние нарушений различных направлений на локализацию первично-полосчатых и мобилизованных массивных руд.

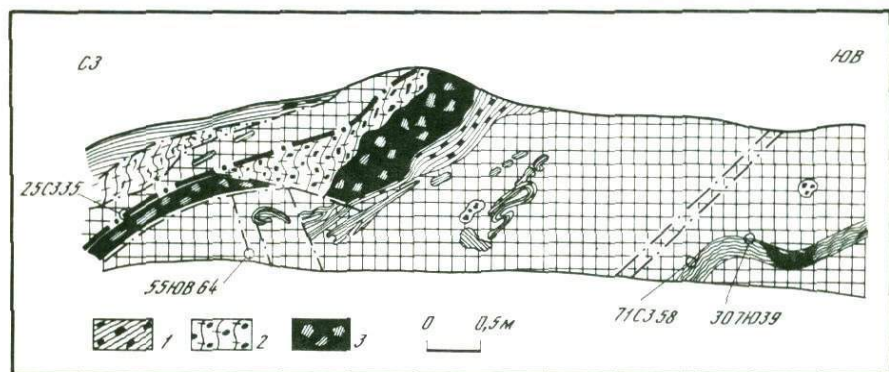
В пределах горизонта штольни I выявлено несколько систем тектонических нарушений различного направления.

Основная система северо-восточных продольных разрывных нарушений в пределах горизонта штольни I представлена двумя разломами — южным А и северным Б (фиг. 5). Разлом А выражен зоной,



Фиг. 5. Погоризонтный план штольни N I. Составил А.Л. Соколов с использованием материалов Холоднинской ГРП

1 — графит-мусковит-биотит-кварцевые слоистые породы; 2 — графит-слюдисто-карбонатно-кварцевые слоистые породы; 3 — кварциты, кварцито-песчаники; 4 — амфиболовые крупнокристаллические роговообманковые породы (ортоамфиболиты); 5 — биотит-кварц-карбонат-плагноклазовые, биотит-плагноклазовые, слюдисто-гранат-кварцевые породы; 6 — графитистые кварц-мусковитовые сланцы с прожилками кварца; 7 — массивные колчеданно-полиметаллические руды; 8 — слоистые колчеданно-полиметаллические руды; 9 — массивные, существенно серно-колчеданные руды; 10 — слоистые, существенно серно-колчеданные руды; 11 — минеральные обособления а — халькопирита, б — галенита; 12 — крупные разрывные нарушения древнего заложения; 13 — разрывные нарушения, контролирующее размещение мелкой складчатости; 14 — разрывные нарушения с кварцевыми жилками; 15 — поздние трещинные нарушения



Фиг. 6. Разрез через зону разлома на интервале массивных колчеданно-полиметаллических руд. Документация автора

1 — тонкорассланцованная графитистая порода с сульфидными включениями; 2 — графит-слюдисто-карбонатные сланцы с включениями колчеданно-полиметаллических руд; 3 — останцы тонкорассланцованных графитистых пород в приразломных массивах колчеданно-полиметаллических руд; остальные условные обозначения те же, что и на фиг. 3

в пределах которой, помимо основного нарушения, развито несколько сопутствующих. В пределах Первой рудной зоны разлом А практически не меняет своего простирания (70—80°) и сохраняет неизменно крутое падение в северных румбах. Только на юго-западном фланге зоны простирание основного нарушения меняется на субширотное, а

нарушение на этом интервале становится безрудным. Для зоны разлома характерны движения типа правосторонних взбросо-сдвигов. Суммарная амплитуда смещений по зоне разлома достигает 150 м с взбрасыванием северного крыла [14]. На восточном фланге горизонта штольни I разлом А контролирует зону интенсивной складчатости. Различные интервалы разлома совпадают как с рудными залежами, так и с безрудными интервалами. Иногда подобные переходы можно сопоставить с изменением простираения зоны разлома или отдельных нарушений в пределах этой зоны. На северо-восточном фланге горизонта штольни I в зоне складчатости разлом А контролирует размещение массивных и массивно-слоистых колчеданно-полиметаллических руд. В центральной части горизонта к нему приурочены слоистые колчеданно-полиметаллические руды. На западном фланге одно из нарушений зоны разлома меняет свое простираение на субширотное при сохранении основного северо-восточного направления.

Второй крупный разлом Б в пределах горизонта штольни I имеет практически неизменное простираение $50\text{--}55^\circ$ с падением на северо-запад под углами от 70° до вертикального. Характер движения по разлому определяется как правосторонний взбросо-сдвиг, такой же, как и для разлома А. На восточном фланге горизонта разлом Б проходит в безрудных вмещающих породах, в центральной части контролирует размещение слоистых колчеданно-полиметаллических руд, а на западном фланге опять проходит по безрудным породам.

Поперечные нарушения северо-западного направления развиты в пределах всей Первой рудной зоны. Простираение нарушений этой группы $290\text{--}300^\circ$ с падением на северо-восток под углами от 50° до вертикального. Наиболее интенсивно такие нарушения проявлены на северо-восточном фланге разлома А в зоне складчатости. В пределах Первой рудной зоны нарушения имеют отчетливо поперечный характер и сохраняют неизменными элементы своего залегания. На некоторых интервалах северо-западных нарушений устанавливаются левосторонние сдвиги с амплитудой в первые метры. Системы субмеридиональных и север-северо-восточных нарушений, а также субширотные нарушения выражены в пределах Первой рудной зоны значительно меньше, чем основные северо-восточные и поперечные северо-западные нарушения. Субмеридиональные нарушения приурочены к началу рудного интервала на северо-восточном фланге разлома Б и аналогичному флангу разлома А. Причем величина северо-западных углов падения субмеридиональных нарушений меняется от 35° около разлома Б до 60° около зоны смятия на северо-восточном фланге разлома А. Два субмеридиональных нарушения отмечаются в области перехода от центрального к юго-западному флангу рудной зоны. Они различаются преимущественно восточными углами падения с величинами $50\text{--}75^\circ$.

Наименьшее распространение в пределах Первой рудной зоны получили субширотные нарушения, приуроченные исключительно к области смятия и складчатости на северо-восточном фланге разлома А. Величина южных углов падения колеблется от 60 до 85° . Смещения, наблюдаемые в настоящее время по субширотным нарушениям, яв-

ляются результатом левосторонних сдвигов с амплитудой в первые метры.

Наиболее характерные признаки взаимосвязи разломов с рудами выясняются при изучении изменений параметров разломов, различно проявленных, в зависимости от того, где разломы проходят, — в руде или во вмещающих сланцах.

Северо-восточные нарушения на интервалах чередования вмещающих сланцев и слоистых залежей выражены зонами интенсивного смятия как сланцев, так и сульфидных прослоев. Тектонические швы в таких зонах не наблюдаются, а непосредственная плоскость разрыва может быть прослежена по кварцевым выделениям, приуроченным, вероятно, к наиболее проницаемым интервалам. Интенсивность смятия пород постепенно уменьшается к зальбандам приразломных зон. Значительные интервалы северо-восточных нарушений прослеживаются в пределах массивных сульфидных залежей. Тогда тектонические швы проявлены отчетливо (фиг. 6). Интенсивное смятие узкой зоны приразломных сланцев, фрагментов этих сланцев в массивной руде около разлома, а также приразломная зона обогащенных массивных сульфидных руд с обломками вмещающих сланцев указывают на активность нарушения в период метаморфического преобразования вещества. Напряженное состояние массивных сульфидных руд подчеркивается интенсивным смятием фрагментов вмещающих сланцев не только в пределах приразломной зоны, но и на удалении от нее. Формирование приразломной зоны с массивными сульфидными рудами характерно и для северо-восточного нарушения, контролирующего складчатость (см. фиг. 3). Зона таких руд отчетливо приурочена к нарушению, выраженному тектоническим швом. Последний сформировался, вероятно, в процессе тектонических движений после образования основных рудных залежей и их метаморфического перераспределения. Приразломные массивные сульфидные руды кроме повышенного содержания сфалерита отличаются от прочих обилием кварцевых обособлений в непосредственной близости от разлома.

Субширотные и северо-западные нарушения выражены менее отчетливо, чем северо-восточные. Основными их признаками являются не только зона смятия входящих в зону нарушения образований, но и наличие кварца в виде послойных жил, изометричных обособлений и околоразломных птигматитов. Границы зоны проявления смятия выявляются отчетливо. Вне зон смятия для вмещающих сланцев и сульфидных прослоев характерно согласное ненарушенное залегание.

С целью анализа пространственных соотношений разломов с различными типами интервалы разломов, контролирующие размещение руд определенного состава и текстуры, а также интервалы, контролирующие безрудные вмещающие сланцы, ниже рассматриваются как самостоятельные разрывные нарушения. Геологические данные, полученные для такого анализа, позволяют выделить из совокупности наблюдаемых нарушений активные древние разломы, контролирующие главным образом размещение массивных колчеданно-полиметаллических руд, а также древние разломы, выраженные зонами интенсивного смятия сланцев и не имеющие видимой связи с

рудными залежами. На одну диаграмму вынесены замеры элементов залегания активных древних разломов и собственно массивных колчеданно-полиметаллических руд (см. фиг. 4, б). Близкое совпадение поясовых максимумов замеров элементов залегания разломов и массивных руд позволяет говорить об их тесной взаимосвязи. Распределение замеров на диаграмме показывает, что рудные интервалы древних разломов более крутые по сравнению с безрудными интервалами.

Реконструкция положения оси V_1 , совпадающей с суммарной плоскостью разлома, позволила определить субмеридиональное направление движения по разломам в период формирования массивных колчеданно-полиметаллических руд. Характер движения по разломам мог быть различным, но главным образом проявился как правосторонний сбросо-сдвиг.

На одну диаграмму также вынесены замеры элементов залегания безрудных древних разломов и слоистых руд (фиг. 4, в). Близость пространственного положения осей вращения V , обозначенных соответственно разломам и слоистым рудам как F и B , позволяет говорить о близости положения разломов и слоистых руд. И действительно, древние безрудные разломы часто картируются как послынные. Ось F наклонена под углом 65° . Это обстоятельство наряду с послынным характером разломов позволяет уверенно предполагать ранее существовавшее моноклиальное залегание с углом наклона не менее 65° . Степень последующих деформаций, наложенных на первоначально моноклиальную структуру, можно оценить по степени изогнутости пояса древних безрудных разломов, которая является результатом наложения поздних этапов деформации. Изогнутому поясу разломов соответствует дуга малого круга с центром вращения F , размер которой 72° . Сравнение этой величины с дугой большого круга (90°), отвечающей недеформированному поясу, позволяет оценить степень деформационного смятия ранее существовавшей моноклинали.

Анализ пространственных соотношений ориентировки разрывных и складчатых дислокаций с различными типами руд показал значительное влияние древних разломов северо-восточного простирания на размещение складчатых дислокаций (см. фиг. 4, а) массивных и значительной части слоистых руд. Более поздние тектонические движения выражены нарушениями с зонами дробления и глинками трения. Пояс распространения замеров элементов залегания таких нарушений очень близок с поясом древних северо-восточных разломов. Данные В.Г. Картавченко [6] по пространственному соотношению различных типов линейностей, длинных осей будин и шарниров складок также подтверждают подчиненность их ориентировки северо-восточным разрывам.

Обобщение данных по формам проявления тектонических нарушений различных направлений, по пространственным взаимоотношениям разрывов со складчатыми дислокациями и по подчиненности ориентировки нарушений определенным направлениям позволило наметить три этапа становления структуры месторождения в целом и Первой рудной зоны в частности.

В первый этап в пределах Олокинского прогиба произошло становление основной складчатости с образованием продольных разрывов северо-восточного направления. Во второй этап сформировалась поперечная складчатость с сопряженными северо-западными разрывами. И в третий этап произошло подновление движений по основным северо-восточным разломам и менее ярко выраженные, затушеванные движения по поперечным разрывам.

Таким образом, для месторождения Холоднинское рудоконтролирующую функцию выполняют складчатые структуры различных порядков. К центральной части крупной Холоднинской синклинали приурочено Холоднинское рудное поле, более мелкие складки контролируют размещение отдельных рудных зон и проявлены непосредственно в рудных залежах. В пределах Первой рудной зоны к рудному этапу относятся складки северо-восточной ориентировки с падением шарнира на юго-запад и северо-восток под пологими и средними углами. Общую ориентировку всей совокупности складок Первой рудной зоны определяет влияние основных северо-восточных нарушений. Активные древние разломы контролируют размещение массивных колчеданно-полиметаллических руд. Положение древних безрудных разломов совпадает с ориентировкой слоистых руд. В целом разрывные нарушения контролируют размещение руд различных типов, а складчатые структуры вместе с крупными северо-восточными разломами контролируют размещение рудной зоны.

ГЕОЛОГОСТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МОБИЛИЗОВАННЫХ РУД ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

Метаморфическая мобилизация рудного вещества представляет собой один из многих процессов, характеризующих воздействие метаморфизма на первичные рудные залежи. Изучение структурной позиции и морфологии мобилизованных руд, их вещественного состава и механизма мобилизации явилось основанием для выработки признаков, по которым можно судить о первичной природе наблюдаемых руд и степени их метаморфического преобразования.

Термин "мобилизация" может относиться к любому процессу, в результате которого ионы или продукты частичного плавления попадают в условия, при которых происходит их перемещение [19]. Дополнительная мобилизация в твердом состоянии путем пластического течения геологически также возможна. При более конкретном применении к рудным залежам Ф. Вокес [22] определил метаморфическую мобилизацию как перемещение части компонентов, составляющих первичную залежь, и их последующее переотложение на некотором расстоянии в результате повышения температуры или деформации. Расстояния переноса вещества не превышают нескольких сантиметров, иногда первых метров.

Процесс метаморфической мобилизации способен привести к образованию рудных залежей, значительно отличающихся по своей морфологии от рудных залежей или первичных концентраций, сформированных первоначально осадочным процессом при участии флюидов или расплавов.

Различаются три типа мобилизации: I — химическая, при которой происходят растворение и диффузия исходного вещества, II — переходная, при которой вещество частично плавится или растворяется с дальнейшим переносом в виде жидкокристаллического агрегата, III — физическая, для которой характерны пластическое течение и расплавление. Широко распространенный термин "ремобилизация", введенный Х. Шнейдерхёном, определяется им как предполагаемый процесс регенерации новых рудных тел из рудных скоплений более древнего возраста. Регенерация происходила в период позднего орогенеза при участии или в отсутствие одновременной интрузивной деятельности и субсеквентного вулканизма.

Под "мобилизованными" рудными образованиями понимаются металлические компоненты вмещающих пород, собранные и переотложенные в виде рудных тел. "Ремобилизованные" рудные месторождения содержат металлические компоненты, полученные из сосуществовавших ранее рудных тел и переотложенных в виде новых рудных тел.

Определения типов месторождений по их отношению к метаморфической мобилизации и ремобилизации позволяют выделить соответствующие типы рудных залежей.

Для метаморфической мобилизации предлагаются три процесса [20]: частичное плавление, диффузия в твердом состоянии и флюидная мобилизация.

Возможность частичного метаморфического плавления и перераспределения сульфидов в условиях высоких ступеней метаморфизма (около 700°C) для объяснения образования сульфидных "метапегматитов" на месторождении Брокен Хилл была предложена Л. Лауренсом. В более поздних работах этот автор [18] использует термин "сульфидная интрузия" для образований, имеющих во вмещающих породах значительные размеры, при условии, что для ксенолитов вмещающих пород в пределах таких "интрузий" характерно наличие многочисленных сульфидных прожилков. На возможность частичного плавления в условиях регионального метаморфизма Норвежских Каледонид указывал П. Саймс [21], хотя наблюдаемые им породы соответствуют менее высокотемпературному типу, чем породы Брокен Хилла. Ф. Вокс в своем обзоре [22] привел результаты экспериментов Р. Бретта и Г. Куллеруда, согласно которым плавление сфалерит-галенит-пиритовой ассоциации может начаться при температуре ниже 700°C. Согласно результатам другой серии экспериментов Дж. Крэйга и Г. Куллеруда сульфидный расплав, образующийся при температуре 718°C в системе Fe—Pb—S, может образовываться при более низких температурах при добавлении Cu. Значительное уменьшение температуры плавления до 508°C происходит при увеличении Cu и уменьшении Fe (система Cu—Fe—Pb—S).

Диффузия в твердом состоянии приводит к дифференциальной мобилизации сульфидов, минералы которых имеют различные деформационные свойства.

Наблюдения за деформированными рудными телами и результаты экспериментов позволили установить последовательность сравнительной пластичности или механической мобильности наиболее часто

встречаемых сульфидов: наименее мобилен пирит, далее ряд сульфидов с возрастающей мобильностью представлен сфалеритом или пирротином (в зависимости от температуры), халькопиритом; галенит и теннантит-тетраэдрит наиболее мобильны. Диффузия в твердом состоянии рассматривается как один из основных механизмов концентрации сульфидной фазы в осевых частях складок с постепенным уменьшением количества сульфидов по крыльям складок, затекания сульфидов в трещинные зоны или по разломным плоскостям. Расстояния диффузии сульфидов в твердом состоянии оцениваются как крайне небольшие.

Ф. Вокес в своей работе [22] приводит данные Р. Наталье о метаморфической мобилизации пирита в пределах рекристаллизации *in situ*, а более точно — в пределах поля зрения микроскопа. Даже такие более мобильные сульфиды, как сфалерит, халькопирит и др., характерные для теней давления, трещин натяжения, кливажа и пр., остаются пространственно связанными с основным рудным телом.

Флюидная мобилизация представляет собой процесс, при котором в областях высоких напряжений мигрирующие поровые флюиды дифференциально вовлекают минералы в раствор, переотлагая их в областях разгрузки этих напряжений.

Дополнительным фактором, влияющим на интенсивность флюидной мобилизации в условиях метаморфизованных месторождений, является дифференциальное напряжение, увеличивающее скорость метаморфических реакций за счет установления больших градиентов химического потенциала вокруг областей разгрузки напряжения [16]. Увеличение химической активности приводит к увеличению возможностей переноса вещества при процессе флюидной метаморфической мобилизации руд. Руды, участвующие во флюидном переносе, представлены брекчированным материалом, состоящим частично из флюида, а частично из пластически деформированного твердого материала [18].

В результате исследований флюидной мобилизации складчатых Pb-Zn руд Сардинии Д. Дуннет и Дж. Моор [15] сформулировали условия двух типов физико-химических обстановок, способных обеспечить процесс флюидной мобилизации: 1) миграция металлоносных поровых флюидов из площадей высоких напряжений и высокой деформации в сторону низких напряжений и деформаций; 2) на площадях высоких напряжений увеличение порового флюидного давления может вызвать хрупкое разрушение пород, в результате которого образуются брекчи, разрывы и трещины гидравлического растяжения; образование подобных структур приводит к возможности циркуляции металлоносных растворов и формированию минерализованных интервалов в трещинных зонах областей с высоким напряжением.

В результате исследований руд различных типов месторождений формирование грубозернистых метагидротермальных жил, изученных А. Микколой, Л. Лоуренсом, Ф. Вокесом и др., объясняется наличием условий, благоприятных для проявления флюидной мобилизации. В этих же работах достигнуто согласие относительно состава флюидной фазы, представляющей собой высококонцентрированный рассол. Рассольная природа флюидов предполагается на основании крайне

ограниченной растворимости сульфидов цветных металлов в обычной воде.

Оценка эффективности различных механизмов метаморфической мобилизации позволила предположить, что диффузия в твердом состоянии, выраженная в дифференциальной мобилизации металлов, играет важнейшую роль при образовании сульфидных выделений в мелких трещинах в пирите и кварцевых агрегатах, в трещинах растяжения складчатых пиритовых руд, образовании микроскопических теней давления галенита и халькопирита в ассоциации с зернами пирита и кварца. В целом механизм диффузии в твердом состоянии действует в небольших, часто в микромасштабах. В случае формирования грубозернистых сульфидов, связанных с более крупными геологическими структурами, вероятно, сочетаются дифференциальное пластическое течение и флюидная ремобилизация.

Мобилизованные и ремобилизованные руды часто связаны со складчатыми дислокациями. Выяснение последовательности проявления этапов деформации и складчатости позволяет связать мобилизованные руды с типом складок определенного этапа и выявить складки, влияющие лишь на геометрические очертания рудных тел [17]. Влияние складок на процесс мобилизации зависит от развития зон высоких и низких напряжений в породе в результате данной складчатости [22]. Мобилизованные руды часто связаны с шарнирными зонами складок (зоны низких напряжений), трещинами растяжения, образованными на крыльях складок. Участки широкого давления связаны также со структурами раздувов и пережимов, образованных на интервалах интенсивного сужения сульфидных прослоев [28].

Значительные сложности возникают при объяснении механизма мобилизации в полосчатых рудах. Считается, что если наблюдаемая полосчатость по сланцеватости является перемещенной или метаморфической, не совпадающей с первоначальным залеганием, то руда также будет иметь перемещенный характер. Проявление одного или нескольких этапов метаморфической мобилизации могло способствовать перемещению или внедрению первоначально согласных (стратиформных) прослоев руды в положение новой осевой плоскости. Согласное залегание руды и сланцеватости осевой плоскости в пределах значительных расстояний предполагает движение руды вдоль структуры осевой плоскости. Сланцеватость осевой плоскости, влияющая на размещение руды, приобретает свойственную ей ориентировку в условиях сдвига, высоких температур и давлений.

Массивные сульфидные руды представляют собой основной результат метаморфической мобилизации. Наиболее характерная форма проявления мобилизованных сульфидов — средне-тонкозернистый агрегат массивных руд, обогащенный сфалеритом и галенитом.

Значительное место в составе мобилизованных рудных залежей занимает кварц-карбонатный материал. По данным И. Гуха и И. Коо [16], природные субкритические водные флюиды способны растворять кварц и кальцит. Присутствие SiO_2 в растворе увеличивает растворимость кальцита. Растворимость кварца в гидротермальных флюидах увеличивается с возрастанием давления и температуры, достигаю-

щихся при зеленосланцевом метаморфизме. В связи с этим формирование часто наблюдаемых сульфидных кварц-карбонатных жил может быть связано с метаморфическим "гидротермальным" концентрированием жильных компонентов, мобилизованных из рудных залежей.

Характерным результатом воздействия метаморфизма на колчеданные руды является преобразование текстур и структур руд, отражающее перераспределение и мобилизацию первичного рудного вещества в условиях всестороннего давления [4]. С усилением степени метаморфизма закономерно уменьшается роль первичных структур и проявляются вновь образованные полосчатые, сланцеватые, гнейсовидные, очковые и пр. структуры. Усиление степени метаморфизма сопровождается увеличением зернистости руд и закономерными изменениями упругих свойств колчеданных руд. В.Д. Конкин и др. [7] связывают частую приуроченность переотложенных регенерированных (мобилизованных) руд на месторождении Холоднинское с зонами кварц-мусковитовых сланцев, резко отличающихся от остальных пород пониженной плотностью, высокой пористостью, низкими упругими свойствами. В случае приуроченности мобилизованных руд к сланцевым зонам последние могут являться рудопродводящими и рудо-локализирующими структурами. Новообразованные мобилизованные руды в массивных залежах в меньшей степени испытали деформационные преобразования, менее сдвиганы по физико-механическим свойствам. Массивные руды, характерные повышенной анизотропией упругих свойств и пониженной эффективной пористостью, соответствуют этапу гидротермально-осадочного отложения рудного вещества. Массивные руды с повышенной эффективной пористостью и менее анизотропные соответствуют этапу перераспределения и мобилизации первичного рудного вещества на прогрессивном этапе регионального метаморфизма.

Преобразование руд на прогрессивном этапе метаморфизма осуществляется при повышении температуры и давления. Процессы частичной мобилизации рудного вещества обуславливали высокотемпературное выщелачивание, протекавшее с участием флюидов. На регрессивном этапе мобилизация руд происходит при снижающихся температурах и давлениях, при снижении летучести серы. В результате образуются прожилково-вкрапленные существенно пирротиновые руды, пространственно приуроченные к зонам поздних секущих разломов и трещин. Метаморфические преобразования прогрессивного этапа происходят в пределах стратиформных залежей. При этом сохраняются главные закономерности пространственного распределения концентрации металлов, возникшие в процессе первичного гидротермального рудоотложения. При регрессивном метаморфизме колчеданных руд возможно сравнительно интенсивное переотложение рудного вещества с его миграцией в сотни метров и более [10].

Для месторождения Холоднинское проблема мобилизации первичного рудного вещества рассматривается с различных точек зрения. Г.В. Ручкин и др. (1973 г.) считают, что переотложение руд осуществлялось в небольших масштабах, Р.С. Тарасова и др. [11] относят все руды месторождения к переотложенным в результате метаморфизма.

Таким образом, мобилизованные и ремобилизованные руды метаморфизованных месторождений различаются по механизму мобилизации первичного вещества, по геологоструктурной позиции, по морфологии, вещественному составу и физико-механическим свойствам. Важнейшим параметром, дающим возможность определить закономерности размещения мобилизованных руд, является геологоструктурная позиция первичных и мобилизованных руд.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ И ПРИЗНАКИ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ РУД ПЕРВОЙ РУДНОЙ ЗОНЫ

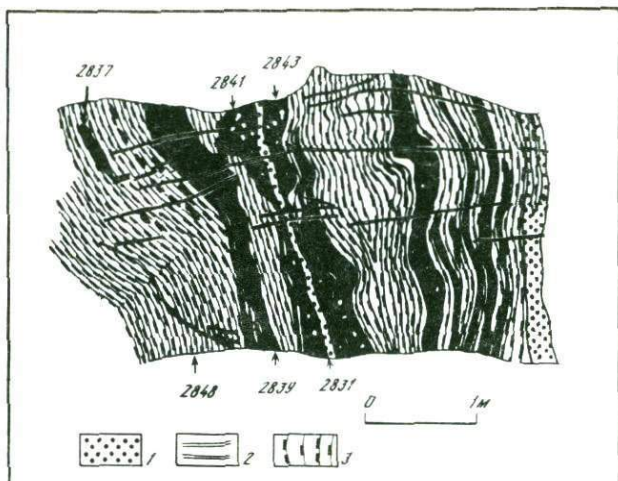
В Первой рудной зоне выделяются два текстурно-морфологических типа руд: 1) первично-слоистые, полосчатые, графит-кремнисто-сульфидные и 2) массивные, колчеданные и колчеданно-полиметаллические руды.

Для строения первично-слоистых руд характерно закономерное чередование графит-кремнистых, графит-кремнисто-слюдистых и сульфидных прослоев. Мощность сульфидных прослоев колеблется от 15 до 30 см, сланцевых прослоев — от первых сантиметров до 30—40 см. Среди сульфидных выделяются прослои существенно пиритового, сфалерит-пиритового и галенит-сфалерит-пиритового состава. Характерной чертой строения залежей слоистых руд являются межпластовые срывы, занимающие согласное положение в чередовании сланцевых и сульфидных прослоев. Срывы выражаются зонами дробления, брекчирования и катаклаза. Встречаются также и деформированные первично-слоистые руды (фиг. 7).

В пределах полосчатых руд метаморфическое перераспределение вещества может происходить как в масштабе залежи, так и в пределах отдельных прослоев. Обычно мобилизация рудного вещества залежей пространственно связана с межпластовыми нарушениями.

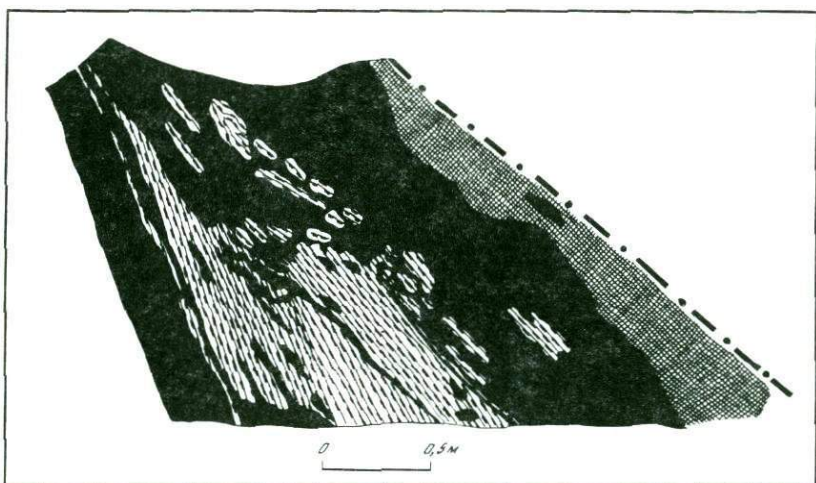
Морфологическими особенностями массивных руд являются отсутствие слоистости как следствие замещения сланцев сульфидами и наличие реликтов вмещающих графит-кварц-слюдистых сланцев со сглаженными контактами (фиг. 8). В сульфидной массе реликты распространены закономерно, следуя направлению сланцеватости. В сланцах сульфиды развиты в виде прожилковидных образований, затеков и обособлений различной формы, распространение которых контролируется направлением сланцеватости. В целом ряде других случаев реликты распространены в сульфидной массе неравномерно. Наличие массивных руд пространственно связано с зонами тектонических нарушений, в области влияния которых создавались условия интенсивной деформации. Свидетельством тому являются смятые в мелкие складки прожилки сульфидов из кварцевых обособлений массивных руд. Не выяснена окончательно природа реликтов вмещающих сланцев в руде. Первоначально они могли представлять собой результаты дробления породы по разрыву, в зоне которого в дальнейшем происходили наиболее интенсивные привнос и перераспределение сульфидного вещества первичных залежей.

В качестве признаков метаморфической мобилизации колчеданно-



Фиг. 7. Деформированная залежь первично-слоистых гидротермально-осадочных руд.
Документация автора

1 — колчеданно-полиметаллические "шариковые" руды; 2 — секущие кварц-карбонатные прожилки; 3 — графитистые слюдясто-карбонатные сланцы с вкраплениями колчеданно-полиметаллических руд; остальные условные обозначения те же, что и на фиг. 3



Фиг. 8. Массивные колчеданно-полиметаллические руды без признаков слоистости.
Документация автора

Условные обозначения те же, что и на фиг. 3 и 7

полиметаллических руд Первой рудной зоны выделены следующие: наличие галенита, халькопирита, и блеклых руд; относительно низкое содержание Fe в сфалерите; проявления хрупкого разрушения и брекчирование пиритового агрегата при наличии кварца и других гидротермальных минералов; относительно увеличенные размеры зерен

минералов в рудной ассоциации. В табл. 1 в качестве принципа размещения образцов руд положено содержание железа в сфалерите из минеральной ассоциации данного образца. Результаты определения химического состава сфалеритов рудных залежей помещены в табл. 2. Кроме того, в табл. 1 охарактеризованы геологоструктурная позиция руд, состав минеральной ассоциации, ее текстура, размер зерен сфалерита и возможный способ и относительный масштаб явления метаморфической мобилизации. В результате анализа этих данных становится возможным обобщить некоторые признаки мобилизованных и немобилизованных руд.

Так, к характерным признакам немобилизованных руд относится удаленность от тектонических зон, служивших подводящими каналами для растворов, вызывавших мобилизацию первичных руд (см. табл. 1, обр. 2839, 2837). При этом наличие поздних тектонических зон дробления в непосредственной близости от рассматриваемых руд положительного влияния на проявление процесса мобилизации не оказывало (см. табл. 1, обр. 2830). Для немобилизованных руд характерны высокое содержание железа и сфалерите и обычно относительно малый размер его зерен. Для последнего признака возможны исключения, связанные с условиями кристаллизации минералов первичных руд (обр. 2839).

К немобилизованным рудам относятся также интервалы полосчатых залежей, макроскопически представленные окварцованными массивными брекчиевидными рудами (см. табл. 1, обр. 2817; фиг. 9, а). Интенсивное избирательное окварцевание таких руд и присутствие в минеральной ассоциации хлорита и карбоната позволяют говорить о гидротермальной тектонически активной зоне, связанной в данном случае с послойным тектоническим нарушением. Признаков активной мобилизации рудного вещества непосредственно в пределах брекчированных руд не отмечается. Своеобразие минеральной ассоциации последних может являться свидетельством привноса рудного вещества, пространственно связанного с рудоподводящим тектоническим нарушением в полосчатых рудах.

Наиболее характерные зоны мобилизации в пределах первично слоистых рудных залежей макроскопически связаны с интервалами проявления кварцевых обособлений в массивных рудах. Кварцевые обособления размером от 1 до 15 см равномерно распределены в сульфидной массе; они составляют 10—12% общего объема залежи. Наличие кварца в метаморфизованных сульфидах свидетельствует об участии метаморфических флюидов в формировании рудных залежей.

Наиболее характерное проявление признаков мобилизации рудного вещества связано с двумя массивными прослоями (см. табл. 1, обр. 2841, 2843), симметрично расположенными вокруг жилоподобного тела колчеданно-полиметаллических руд "шариковой" текстуры (см. табл. 1, обр. 2871; фиг. 7 и 9, б). Своеобразие "шариковых" руд обусловлено наличием кварцевых или карбонат-кварцевых округлых выделений размером до 3 см в сульфидной массе галенит-сфалеритового состава. Для "шариковых" руд предполагается связь с сульфидными

Таблица 1

Геологоструктурная позиция и минералогическая характеристика пород
и руд различных текстурно-генетических типов месторождения Холоднинское

Номер образца	Геологоструктурная позиция	Минеральная ассоциация; текстура агрегата	Приведенное к 100% со- держание Fe в сфалерите (%) из табл. 2	Размер зерен сфалерита, мм	Предполагаемые спосо- бы метаморфической мобилизации или при- носа рудного вещества	Иллю- стра- ции
1	2	3	4	5	6	7
2839	Массивная колчеданно-полиметаллическая руда, залегающая согласно с вмещающими сланцами, вне зон тектонических нарушений	<i>Пи; Сф; Гал; Кв</i> ; массивная без трещиноватости	7,06	0,7–1,3	Признаков мобилизации нет	Фиг. 7
2837	Рудовмещающие сланцы с редкими сульфидными вкраплениями, вне зон тектонических нарушений	<i>Пи; Сф; Гал; Пирр; Кв</i> ; вкрапленная без признаков трещиноватости	6,89	0,1–0,5	То же	То же
2817	Брекчиевидные окварцованные массивные руды, приуроченные к тектонической зоне	<i>Пи; Сф; Гал; Карб; Хл; Пирр; Кв</i> ; брекчиевидная	6,43	0,026	Привнос с возможной флюидной минерализацией в небольших масштабах	Фиг. 9, а
2818	Массивная колчеданно-полиметаллическая руда в непосредственном контакте с тектонической зоной брекчированных окварцованных руд	<i>Пи; Сф; Гал; Хп; Кв</i> ; незначительная трещиноватость в пиритовом агрегате	6,43	0,18–1	Флюидная мобилизация в малом масштабе	
2830	Маломощный прослой массивной колчеданно-полиметаллической руды на контакте с зоной тектонического дробления	<i>Пи; Сф; Гал; Кв</i> ; вкрапления	6,40	0,3–0,8	Признаков мобилизации нет	
2843	Массивная колчеданно-полиметаллическая руда на контакте с "шариковыми" рудами	<i>Пи; Сф; Гал; Пирр; Кв</i> ; в виде обособлений; трещиноватая	6,28	0,4–1,3	Интенсивная флюидная мобилизация	Фиг. 7
2822	Массивная колчеданно-полиметаллическая руда вне зон тектонических нарушений	<i>Пи; Сф; Гал; Кв</i> ; трещиноватая	5,97	0,3–0,4	Диффузия <i>Сф</i> и <i>Гал</i> в твердом состоянии по трещинам в пиритовом агрегате	
2814	Полосчатая руда на интервале между зоной тектонического нарушения и зоной проницаемости с окварцованными брекчированными рудами (около брекчированных руд)	<i>Пи; Сф; Кв</i> ; вкрапленная	5,88	0,13	Признаков мобилизации нет	
2841	Массивная колчеданно-полиметаллическая руда на контакте с "шариковыми" рудами	<i>Пи; Сф; Гал; Кв</i> ; в виде многочисленных обособлений; катакlastическая	5,86	0,8–1,5	Интенсивная флюидная мобилизация	Фиг. 7
2838	Тонкорасланцованные рудовмещающие породы с вкрапленными сульфидами по сланцеватости непосредственно в зоне контакта с массивной рудой	<i>Пи; Сф; Кв</i> ; вкрапленная	5,83	0,5–0,8	Признаков флюидной мобилизации нет	То же
2871	Секущие колчеданно-полиметаллические руды "шариковой" текстуры, приуроченные к зоне вязкого разлома	<i>Пи; Сф; Гал</i> ; дробления нет	5,69	0,1	Возможен интенсивный привнос с перекристаллизацией в небольшом масштабе	Фиг. 7; 9, б
2850	Тонкополосчатые руды в зоне контакта с рудным телом "шариковой" текстуры	<i>Пи; Сф; Кв</i> ; тонкослоистая	5,65	1	Возможна мобилизация с сохранением полосчатости	Фиг. 7
2831	Массивная колчеданно-полиметаллическая руда на интервале между зоной тектонического нарушения и зоной проницаемости с кварцевыми обособлениями (обр. 2833)	<i>Пи; Сф; Гал; Кв</i> ; интенсивная трещиноватость <i>Пи</i> агрегата (катакlast)	5,30	0,1–1,3	Возможный привнос, флюидная мобилизация с последующей диффузией в твердом состоянии	Фиг. 9, в

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
2815	Массивная колчеданно-полиметаллическая руда на контакте с зоной окварцованных брекчированных руд (обр. 2817)	<i>Пи; Сф; Кв</i> ; массивная без трещиноватости	5,07	0,06	Возможна флюидная мобилизация в крайне малых масштабах	
2833	Массивная колчеданно-полиметаллическая руда, совпадающая с тектонической зоной (интенсивное смятие, будинирование)	<i>Пи; Сф; Гал; Кв</i> ; в виде многочисленных обособлений по всему прослою; массивная	4,59	0,18–1	Флюидная мобилизация (сравнительное понижение железистости новообразованного <i>Сф</i>)	
28138	Массивная колчеданно-полиметаллическая руда, без признаков слоистости, в зоне крупного тектонического нарушения	<i>Пи; Сф; Гал; Кв</i> ; многочисленные незамещенные обломки вмещающих сланцев; массивная	3,56	1	Возможный привнос <i>сфд</i> вещества и замещение первоначально полосчатых руд; флюидная мобилизация с перераспределением <i>Сф</i>	Фиг. 8

Примечание. Приняты следующие сокращения минералов: *Гал* – галенит; *Карб* – карбонат; *Кв* – кварц; *Пи* – пирит; *Пирр* – пирротин; *Сф* – сфалерит; *Хл* – халькопирит; *Хл* – хлорит; *сфд* – сульфиды.

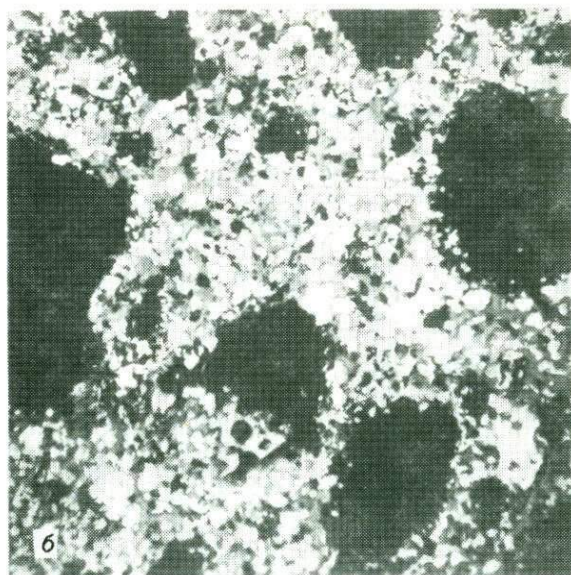
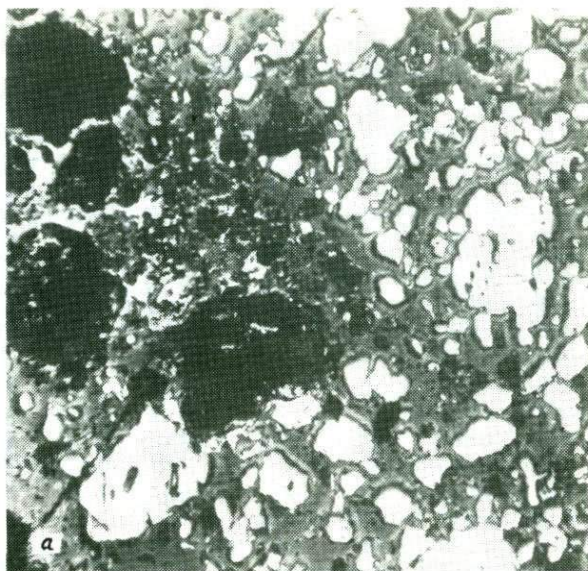
Таблица 2

Химический состав сфалеритов из колчеданно-полиметаллических руд месторождения Холоднинское¹

Номер образца	Результаты анализов сфалеритов по элементам							
	Cd	Zn	Ni	Co	Fe	Mn	S	Sum
2814	0,18	60,91	—	0,03	5,98	0,11	34,48	101,69
2815	0,19	61,76	—	—	5,14	0,09	34,26	101,44
2817	0,16	59,66	—	0,03	6,43	0,26	33,51	100,05
2818	0,09	59,67	—	—	6,46	0,12	34,15	100,49
2822	0,09	60,35	—	—	6,03	0,09	34,47	101,03
2830	0,12	59,84	—	—	6,43	0,15	33,93	100,47
2831	0,08	60,90	—	—	5,38	0,15	35,03	101,54
2833	0,18	61,84	—	—	4,65	0,12	34,45	101,24
2837	0,16	60,09	—	—	7,05	0,02	34,95	102,27
2838	0,15	61,05	—	—	5,92	0,04	34,32	101,48
2839	0,16	59,90	0,02	0,03	7,16	0,02	34,10	101,39
2841	0,12	61,02	—	0,03	5,93	0,02	34,24	101,38
2843	0,22	60,12	—	—	6,36	—	34,51	101,21
2850	0,36	60,92	—	—	5,71	0,04	33,93	100,96
2871	0,20	60,17	—	—	5,68	—	33,70	99,75
28138	0,20	63,18	—	—	3,58	0,04	33,56	100,56

Номер образца	Анализы сфалеритов, приведенные к 100%							
	Cd	Zn	Ni	Co	Fe	Mn	S	Sum
2814	0,18	59,90	—	0,03	5,88	0,11	33,90	100,00
2815	0,19	60,83	—	—	5,07	0,09	33,77	100,00
2817	0,16	59,63	—	0,03	6,43	0,26	33,49	100,00
2818	0,09	59,38	—	—	6,43	0,12	33,98	100,00
2822	0,09	59,73	—	—	5,97	0,09	34,12	100,00
2830	0,12	59,56	—	—	6,40	0,15	33,77	100,00
2831	0,08	59,97	—	—	5,30	0,15	34,50	100,00
2833	0,18	61,08	—	—	4,59	0,12	34,03	100,00
2837	0,16	58,76	—	—	6,89	0,02	34,17	100,00
2838	0,15	60,16	—	—	5,83	0,04	33,82	100,00
2839	0,16	59,08	0,02	0,03	7,06	0,02	33,63	100,00
2841	0,12	60,19	—	0,03	5,86	0,02	33,78	100,00
2843	0,22	59,40	—	—	6,28	—	34,10	100,00
2850	0,36	60,34	—	—	5,65	0,04	33,61	100,00
2871	0,20	60,32	—	—	5,69	—	33,79	100,00
28138	0,20	62,83	—	—	3,56	0,04	33,37	100,00

¹ Определения проводились на микроанализаторе "MS-46" "Сатеса" В.А.Боронихиным (ИГЕМ АН СССР). Расчет концентраций проводился по программе "ПУМА" [2].



Фиг. 9. Соотношения основных минералов в колчеданно-полиметаллических рудах
a — корродированный пирит (белое) в сфалерите (серое) с выделениями карбоната и хлорита (темное), полир. шлиф, увел. 40; *б* — "шариковые" руды с мелкозернистым пиритом и галенитом (белое), сфалеритом (серое), кварц-карбонатными обособлениями (темное), полир. шлиф, увел. 40

расплавами, выжимавшимися в зонах вязких разломов. Последние представляют собой зоны интенсивного развития сколовых нарушений различного порядка с сопутствующими мусковитизированными сланцами. Признаки вязких разломов наблюдаются на интервалах проявления "шариковых" руд [10].

Непосредственно в зоне "шариковых" руд признаков мобилизации нет: здесь наиболее вероятен интенсивный привнос сфалерита. Об этом косвенно свидетельствуют и геологические соотношения. Так, на контакте со сланцами отмечаются обломки сланцев в "шариковой" руде, ее значительные затеки по трещинам во вмещающую породу. Как в сланцах, так и в прослоях полосчатых руд мощность жиллоподобных тел "шариковых" руд по падению и простирацию практически не меняется. Это тем более показательно на фоне значительного изменения мощности прослоя, вмещающего "шариковую" руду. Следует подчеркнуть общие значительные изменения формы прослоев пластовых полосчатых руд на интервале проявления "шариковых" руд, выраженных в изгибаниях и выклинивании прослоев.

Для массивных сульфидных прослоев, симметрично обрамляющих "шариковые" руды, характерно наличие четырех основных признаков флюидной мобилизации: кварцевые обособления, обильно проявленные в сульфидной массе, интенсивная трещиноватость пиритового агрегата, сравнительно низкая железистость сфалерита и увеличенные по сравнению с немобилизованными рудами (см. табл. 1, обр. 2839, 2837) размеры его зерен. Для второго массивного сульфидного прослоя с кварцевыми обособлениями также характерны признаки флюидной мобилизации (см. табл. 1, обр. 2833). Исключение составляет трещиноватость пиритового агрегата, практически не проявленная. Пиритовый агрегат состоит из крупных плотно сросшихся зерен, отражая, вероятно, условия малых давлений в зоне проницаемости. Интенсивная трещиноватость характерна для массивного прослоя, расположенного вблизи интервала кварцевых включений (см. табл. 1, обр. 2831; фиг. 9, в).

Свидетельством метаморфического гидротермального концентрирования жильных компонентов могут являться кварц-карбонатные прожилки, образующие систему, секущую рудную залежь (см. фиг. 7). Вероятно, не случайно такие мобилизованные или ремобилизованные прожилки расположены на интервале, в пределах которого неоднократно проявлены "шариковые" руды, зоны интенсивной слюдизации и окварцевания, фоновая окварцованность вмещающих сланцев.

Наименьшая железистость и предположительно наибольшая степень метаморфической мобилизации характерны для сфалерита из массивных, колчеданно-полиметаллических руд без признаков слоистости (см. табл. 1, обр. 28138).

Таким образом, взаимосвязь геологоструктурного положения и степени мобилизации и ремобилизации руд определяет направление изменения основных характеристик этих руд и химического состава сфалерита как самого чувствительного к изменению условий метаморфизма рудного минерала. Основное направление изменения величины железистости сфалерита определяется значительным ее умень-

шением от немобилизованных руд в массивном прослое первичной гидротермально-осадочной залежи (см. табл. 1, Fe = 7,06%; обр. 2839) до интенсивно мобилизованных и ремобилизованных массивных руд без признаков слоистости (см. табл. 1, Fe — 3,56%; обр. 28138).

Наиболее характерные мобилизованные руды контролируются тектоническими зонами, с которыми, видимо, совпадают рудоподводящие каналы. Для интервалов таких каналов характерно увеличение содержания основных рудных минералов — сфалерита, галенита, пирротина, халькопирита. Структурно-геологическая позиция интервалов привноса может определяться как зонами межпластовых нарушений в первично-полосчатых залежах, так и крупными разломами, контролирующими размещение массивных перекристаллизованных руд без признаков слоистости.

Положение мобилизованных руд в целом отвечает зонам низкого давления, которые совпадают с интервалами тектонических нарушений, шарнирам складок, пустотами различного характера и пр. Наличие зон низких давлений в общем определяет сравнительное увеличение размеров зерен.

Анализ геологоструктурного положения различных руд приводит к выводу о важной роли разрывных нарушений в контроле размещения рудоподводящих каналов, мобилизованных и ремобилизованных руд. Послойные разрывные нарушения и вязкие разломы, не нарушающие первоначальной слоистости залежей, контролируют размещение руд "шариковой" текстуры, массивных колчеданно-полиметаллических прослоев с кварцевыми обособлениями. С более крупными нарушениями пространственно связаны перекристаллизованные руды, вероятно, сформированные в результате значительного привноса рудного вещества, заместившего сланцевую часть первично-слоистых залежей.

Пространственная связь зон привноса и мобилизации рудного вещества с разрывными нарушениями и характерные признаки мобилизованных руд дают возможность выяснить положение рудных залежей с высокой концентрацией продуктивных минералов.

СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ ЛОКАЛИЗАЦИИ ПЕРВИЧНЫХ И МОБИЛИЗОВАННЫХ РУД ПЕРВОЙ РУДНОЙ ЗОНЫ

В пределах Первой рудной зоны по составу принято выделять колчеданно-полиметаллические, серноколчеданные, медно- и свинцово-медно-колчеданные руды (см. фиг. 5).

Слоистые и массивные серноколчеданные руды связаны взаимными переходами через тонко- и грубополосчатые разности. При этом интервалы массивных руд обычно расположены внутри полосчатых руд.

Для рудных залежей серноколчеданных руд признаки привноса или мобилизации сульфидного вещества не отмечаются. Геологоструктурную позицию таких залежей определяет согласное залегание с вмещающими сланцами. Несмотря на отсутствие признаков привноса сульфидного вещества, массивные серноколчеданные руды связаны прежде всего с узлами сопряжения двух или более нарушений различного порядка. В центральной части рудной зоны (см. фиг. 5) массивные серноколчеданные руды пространственно связаны в одном

случае с сопряжением крупного продольного разлома Б с двумя северо-западными нарушениями, в другом — с сопряжением северо-западного, северо-восточного и субмеридионального нарушений.

Основную часть Первой рудной зоны составляют полосчатые и массивные залежи руд колчеданно-полиметаллического состава. Они также связаны постепенными переходами через массивно-слоистые руды, в которых сланцевая составляющая руд неполностью замещена сульфидным веществом. В пределах массивных руд отмечаются характерные признаки мобилизации сульфидного вещества.

Структурное положение мобилизованных руд определяется главным образом приуроченностью к основным продольным разломам А и Б, на интервалах сопряжения с более мелкими разломами различных направлений. Зона наиболее интенсивного проявления разрывных и складчатых дислокаций расположена на восточном фланге горизонта штольни I, в зоне разлома А. Размещение мобилизованных руд контролируется узлом пересечения разлома А с разрывными нарушениями субмеридионального, северо-западного и субширотного направлений.

Для шарнирной области складки, образованной подворотом рудной залежи на восточном фланге горизонта штольни I, характерны колчеданно-полиметаллические массивно-слоистые руды, распространяющиеся и вдоль основных продольных разломов. В строении складки участвуют первично-слоистые колчеданно-полиметаллические руды, составляющие ее крылья и переходящие в массивно-слоистые руды в области шарнира.

Вывод о возможном совпадении интервала мобилизованных руд с зонами привноса сульфидного вещества позволяет определить структурную позицию таких зон в пределах рудных залежей. Для предполагаемых зон привноса, помимо мобилизованных руд, характерно наличие интенсивного смятия со слюдизацией и окварцеванием пород и руд. В пределах восточного фланга горизонта штольни I зоны смятия связаны как с осевыми поверхностями складок, так и с основными продольными разрывами, контролирующими размещение мобилизованных руд.

Зоны интенсивного смятия, окварцевания, слюдизации и узлы сопряжения разломов контролируют размещение медной и свинцовой минерализации. В колчеданно-полиметаллических рудах галенит отмечается в виде вкрапленности, проявленной с различной интенсивностью. Галенитовые гнезда, прожилки и мелкие прослои встречаются достаточно редко и связаны с тектоническими элементами структуры. На восточном фланге горизонта штольни I галенитовые концентрации отмечаются в узле пересечения северо-восточных и северо-западных разломов. На западном фланге свинцовая минерализация приурочена к северо-западному нарушению и зоне интенсивной слюдизации того же направления.

Для медной минерализации Первой рудной зоны выделяются два основных структурно-генетических типа [14]. Первый тип относится к первичной стратифицированной минерализации, частично перекристаллизованной, но сохранившей связь с отдельными стратиграфическими

горизонтами. Медные руды проявлены в виде гнезд, прожилков; местами для них характерно грубослоистое строение. Второй тип представлен штокерковой пирит-пирротин-халькопиритовой минерализацией в зонах дробления и относится к регенерированным гидротермально-метасоматическим рудам. Для руд второго типа предполагается контроль тектоническими зонами.

По нашим данным, медная минерализация связана с узлами пересечения разрывов и почти всегда с зонами интенсивного смятия и окварцевания. На восточном фланге горизонта штольни I халькопирит отмечается в шарнирной зоне складки — в тектоническом блоке, ограниченном четырьмя разломами. В пределах блока расположены медьсодержащие руды грубослоистого строения, а также концентрации халькопирита в виде гнезд и мелких прожилков.

На севере центральной части горизонта прожилково-вкрапленная медная минерализация контролируется узлом пересечения разлома Б с более мелкими северо-восточными и северо-западными разломами. Здесь не проявлены интенсивные зоны смятия и окварцевания. В непосредственной близости от зоны смятия отмечается интервал интенсивной слюдизации, пространственно связанной с плоскостью разлома Б.

Для Первой рудной зоны характерно проявление медной минерализации в пределах мобилизованных колчеданно-полиметаллических залежей. На южном фланге центральной части горизонта мобилизованные массивные колчеданно-полиметаллические руды приурочены к продольному разлому. Медная минерализация проявлена в виде гнездовых вкраплений в зоне пересечения продольного разлома с поперечным северо-западным нарушением. Вне зоны пересечения разломов содержание халькопирита в руде резко уменьшается.

Вкрапленность халькопирита проявлена в массивно-слоистых, частично мобилизованных колчеданно-полиметаллических рудах на южном и западном флангах горизонта. Медная минерализация в данном случае контролируется узлом пересечения продольного, субмеридионального и северо-западного разломов. И, наконец, последнее из выявленных в пределах горизонта штольни I проявление медной минерализации расположено на западном фланге и также связано с северо-западным разломом и с линейно вытянутой зоной интенсивной слюдизации. Вкрапления халькопирита в первично-слоистых колчеданно-полиметаллических рудах приурочены к узлу пересечения северо-западного разлома с более мелким нарушением север-северо-западного простирания.

Некоторые интервалы интенсивного смятия и окварцевания не контролируют размещение повышенной концентрации полиметаллической минерализации. Один из таких интервалов расположен на северо-западном фланге горизонта штольни I и представляет собой границу распространения первично-полосчатых колчеданно-полиметаллических руд в пределах залежи. Западнее распространены серноколчеданные руды, не имеющие пространственной связи с основным продольным разломом Б. Безрудный интервал смятия и окварцевания отличается от аналогичных интервалов, контролирующих размещение

мобилизованных колчеданно-полиметаллических руд и медной минерализации, тем, что в его пределах не отмечаются поперечные северо-западные разломы.

Пространственные соотношения руд различных типов с тектоническими элементами структуры и складками указывают на строгий тектонический контроль размещения мобилизованных колчеданно-полиметаллических и медьсодержащих руд.

Полученные данные указывают на тектонический контроль размещения мобилизованных руд в масштабе рудных залежей. Метаморфическая мобилизация, связанная, видимо, с дополнительным привносом рудного вещества, характерна для рудных залежей, расположенных в узлах сочленения продольных северо-восточных и северо-западных разломов. Рудоконтролирующая роль северо-западных разломов подтверждается практически повсеместной приуроченностью к ним медной минерализации в рудах различных типов. В ряду наиболее характерных признаков гидротермального привноса следует назвать интервалы интенсивного смятия, окварцевания и слюдизации, пространственно связанные с мобилизованными рудами в разломах.

Структурный контроль гидротермального оруденения месторождения Холоднинское представляет собой явление нескольких порядков. Крупные северо-восточные разломы глубинного заложения, ограничивающие Олокитский прогиб и поперечные северо-западные разломы, контролировали размещение руды в масштабе региона.

Структурный контроль локализации руд в пределах месторождения обусловлен формированием первичных руд в слоистой черносланцевой толще и дальнейшим их преобразованием в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и интенсивной дислоцированности. На месторождении развиты складчатость различных порядков и разновозрастные разрывные нарушения.

Существование первичных и мобилизованных руд позволило выделить соответствующие факторы контроля их локализации. Первичные руды связаны с древними разломами северо-восточного простирания, а преобразованные (мобилизованные) руды — с поздними или подновленными разломами различных направлений и со складчатостью.

Явление мобилизации первичных руд отмечается как в пределах маломощных интервалов первично-полосчатых руд, связанных с по-слойными нарушениями, так и в связи с более крупными массами руды, представляющими собой полностью преобразованные залежи. Складчатость контролирует локальное размещение мобилизованных руд шарнирными зонами низких давлений, в направлении которых перераспределяются руды из областей с высоким давлением,

Разрывные нарушения остаются основными элементами структуры месторождения, контролирующими размещение мобилизованных руд в целом. Формирование массивных руд с признаками мобилизации, вероятно, является следствием дополнительного привноса рудного вещества, пространственно связанного с узлами сочленения разрывных нарушений.

Проявление халькопиритовой минерализации связано с северо-западными разломами и часто совпадает с областями привноса руд-

ного вещества, в которых вместе с медью отмечаются интенсивное окварцевание и слюдизация.

Приуроченность рудных залежей месторождения к слоистой черносланцевой толще в значительной мере влечет за собой формирование специфических первично-полосчатых руд. Массивные руды, сформированные в результате привноса нового и мобилизации первичного рудного вещества, связаны с первично-полосчатыми рудами постепенными переходами.

Выявление элементов структуры метаморфизованных месторождений, контролирующих привнос и мобилизацию сульфидных залежей, их принадлежности к региональным системам дислокаций позволит обосновывать перспективы рудных районов и отдельных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балханов В.В. Основные черты эволюции тектоно-магматических этапов Северного Прибайкалья//Тектоника Сибири. М.: Наука, 1976. С. 53—61.
2. Боронихин В.А., Цепин А.И. Программа универсальная для расчета поправок и статистической обработки результатов текущих измерений при количественном рентгено-спектральном микроанализе ("Пума")//Аппаратура и методы рентгеновского анализа. Л.: Машиностроение, 1980. Вып. 23. С. 204—217.
3. Васильев В.Г. Строение и состав рудоносных терригенно-карбонатных отложений Северного и Западного Прибайкалья//Геология и геофизика. 1982. № 8. С. 90—95.
4. Горжевский Д.И., Макеева И.Т. Стратиформные месторождения цветных металлов (условия локализации и происхождение стратиформных месторождений свинца, цинка и меди)//Тр. ВИНТИ АН СССР. 1982. № 12. 167 с.
5. Добрецов Н.Л., Габов Н.Ф., Волкова Н.И. Особенности метаморфизма толщ района Холоднинского месторождения и критерии их рудоносности//Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых Улан-Удэ: Наука, 1979. С. 54—55.
6. Картавченко В.Г. Некоторые петроструктурные особенности метаморфических толщ района Холоднинского месторождения (Северное Прибайкалье)//Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1971. Вып. 474. С. 69—76.
7. Конкин В.Д., Старостин В.И., Михайличенко О.А. и др. Петрофизические особенности пород и руд Холоднинского месторождения//Геология и геофизика. 1982. № 7. С. 73—80.
8. Малиновский Е.П., Чернышев В.Ф. Геометрический анализ структуры рудных месторождений в дислоцированных слоистых толщах//Эндеогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1980. С. 215—229.
9. Мосейкин В.В., Шатагин Н.Н., Ручкин Г.В. и др. Геохимическая зональность рудных тел Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения//Геология руд. месторождений. 1982. № 6. С. 74—84.
10. Ручкин Г.В. Структурные условия локализации стратиформных свинцово-цинковых месторождений Северо-Западного Прибайкалья//Рудоносные структуры докембрия. М.: Наука, 1982. С. 165—178.
11. Тарасова Р.С., Могилев В.А., Добрецов Н.Л. Структурные особенности и структурно-метаморфические эволюции Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения//Геология и геофизика. 1981. № 4. С. 34—45.
12. Тектонические разломы Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 110 с.
13. Утехин Г.М. Некоторые вопросы металлогении свинца и цинка в докембрийских образованиях Северного Прибайкалья//Тр. ВСЕГЕИ. 1981. Т. 278. С. 75—84.
14. Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение в докембрии Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1982. 207 с.
15. Dunnet D., Moore J. Mc.M. Inhomogeneous strain and the remobilization of ores and minerals//Remobilization of Ores and Minerals: Conf. Remobiliz. Metal. and Nonmetal. Miner.//Ed. P. Ziffardi. Cagliari (Italy), 1969. P. 322—331.

16. *Guha I., Kao J.* Role of fluid state mobilization during metamorphism of the Henderson ore bodies, Chibougamau, Quebec, Canada//*Canad. J. Earth. Sci.* 1975. Vol. 12. P. 1516—1523.
17. *Juve G.* Metal distribution at Stekenjokk: Primary and metamorphic patterns//*Geol. fören. Stockholm förhandl.* 1977. Bd. 99. S. 149—158.
18. *Lawrence L.I.* Polimetamorphism of the sulphide ore of Broken Hill N.C.W., Australia//*Miner. deposita.* 1973. Vol. 8. N 3. P. 211—236.
19. *Mookherjee A.* Ores and metamorphism: Temporal and genetic relationships//*Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits*/Ed. K.H. Wolf. Amsterdam: Elsevier, 1976. Vol. 4. P. 203—260.
20. *Pedersen F.D.* Polyphase deformation of the massive sulphide ore of the Black Angel Mine, Central West Greenland//*Miner. deposita.* 1981. Vol. 16, N 1. P. 157—176.
21. *Siems P.L.* Discussions and contributions to Vokes F.M. Regional metamorphism of the Paleozoic geosynclinal massive sulphide deposits of Norway//*Trans. Inst. Mining and Met. B.* 1969. Vol. 78. P. 95-96.
22. *Vokes F.M.* Some aspects of the regional metamorphism mobilization of preexisting sulphide deposits//*Miner. deposita.* 1971. Vol. 6, N 2. P. 122—129.
23. *Vokes F.M.* Caledonian massive sulphide deposits in Scandinavia: A comparative review//*Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits.*/Ed. K.H. Wolf. Amsterdam: Elsevier, 1976. Vol. 6. P. 79—127.

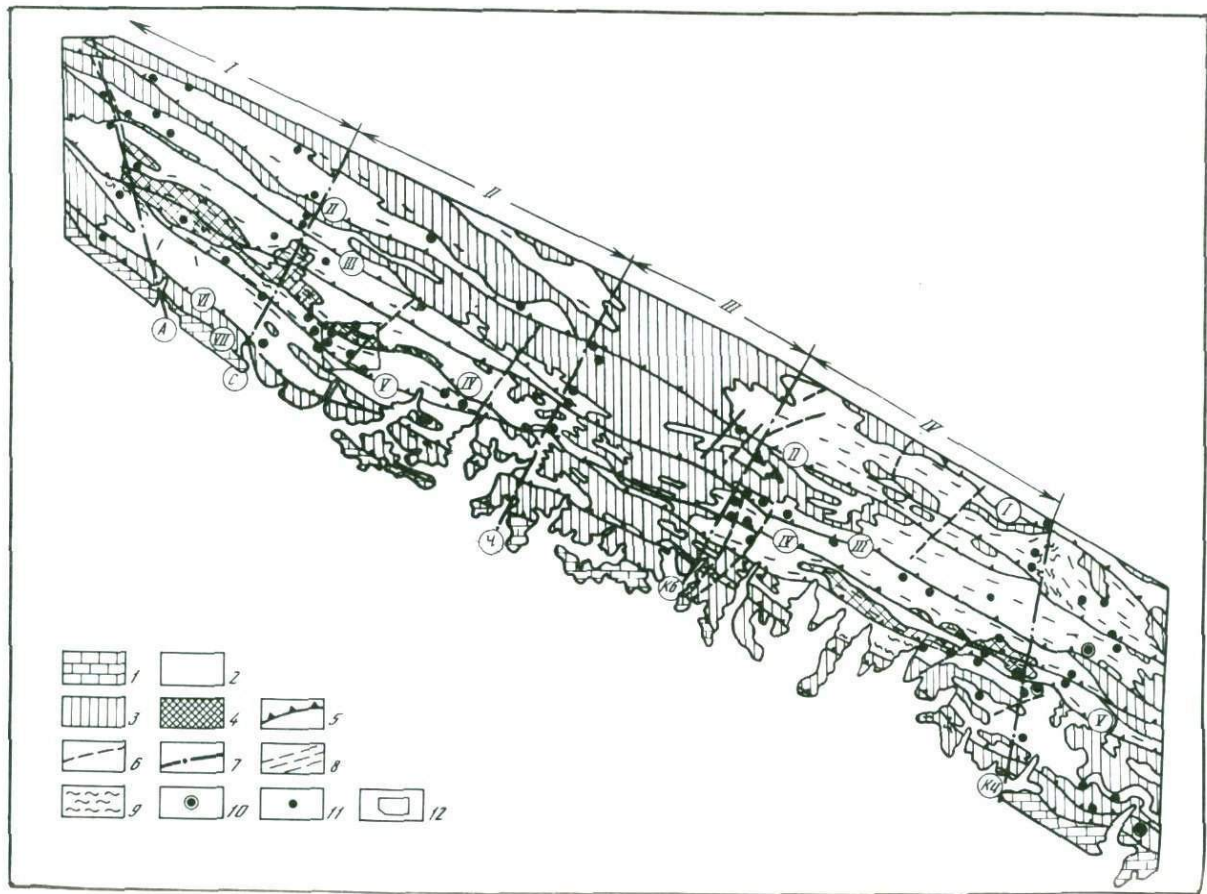
УДК 553.44

Т.Г. Кереселидзе

ГЕОЛОГОСТРУКТУРНЫЕ ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ЗААЛАЗАНСКОЙ КАХЕТИИ

После обнаружения стратиформных серноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Филлизчай, Кацдаг, Катех в пределах Белоканского рудного района (АзССР) вопросы рудоносности сланцевой зоны Южного склона Большого Кавказа и, в частности, в Заалазанской Кахетии исследуются целенаправленно. Кахетинский район непосредственно граничит с Белоканским. Эти районы характеризуются сходными геологоструктурными и руднометаллогеническими особенностями. Оценка перспективности обнаружения стратиформных залежей в Заалазанской Кахетии во многом базируется на знании общих закономерностей металлогенического развития Южного склона Большого Кавказа и данных по изученным месторождениям Белоканского района. Установлено, что месторождения этого района являются полигенными с гидротермальной минерализацией, наложенной на серноколчеданные осадочные залежи [2, 8, 10, 11].

По данным Г.М. Бенидзе и др. [2], эпигенетическая минерализация проявилась вслед за складчатостью и полностью контролируется разрывными нарушениями высоких порядков. В связи с этим при изучении геологоструктурных факторов локализации колчеданно-полиметаллической минерализации автор в равной мере уделял внимание общим геологическим факторам, которыми определялось формирование серноколчеданных пластовых залежей осадочного или гидротермально-осадочного генезиса, и условиям проявления наложенной минерализации.



ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ И ЭЛЕМЕНТЫ БЛОКОВОГО СТРОЕНИЯ ЗААЛАЗАНСКОЙ КАХЕТИИ

Заалазанская Кахетия охватывает часть Казбекско-Сарибашской подзоны сланцевой зоны Южного склона Большого Кавказа, по П.Д. Гамкрелидзе [6], входящей, в свою очередь, в мегаантиклинорий Большого Кавказа. На севере эта подзона граничит с областью погружения, сложенной аспидными сланцами лейаса [6]. Границей между ними является Главный надвиг, который в восточной части Кавказа именуется Ахтичайским разломом (фиг. 1). На юге рассматриваемая подзона граничит с областью терригенно-карбонатного флиша (Юго-Восточным флишевым бассейном). Границей этих территорий служит Малькамудский региональный разлом. Западная граница района условно проходит по меридиану г. Алазана. Восточная граница района также условна.

Комплекс образований сланцевой зоны Южного склона, следуя методике выделения структурных этажей, предложенной Ф.И. Вольфсоном и Л.И. Лукиным [4], можно отнести к нижнему структурному ярусу среднего геосинклинального этажа. Зона формировалась на докембрийских, палеозойских и триасовых метаморфических и магматических породах нижнего структурного этажа, выходы которых фиксируются в западной части Кавказа (см. статью И. Сирбиладзе в настоящем сборнике). В ранне-среднеюрское время геосинклиналь Южного склона проходила полный цикл развития типичного геосинклинального прогиба — от заложения прогиба в раннем лейасе до полного замыкания в бате.

Сланцевые толщи Южного склона Большого Кавказа представляют собой миогеосинклинальные образования, состоящие из мощных терригенно-осадочных и, частично, вулканогенных отложений юры и мела. Ими сложен крупный Заалазанский антиклинорий, в пределах которого широко распространены опрокинутые к югу складки. В ядре антиклинория выступает базальная формация грубообломочных пород гетанг—нижнесинемюрского возраста с лавовыми покровами кислых, среднекислых и, реже, основных вулканитов, особенно в верхней части толщи. Базальная формация согласно перекрывается аспидными сланцами нижнесинемюрского возраста.

На юг и на север от сводовой части антиклинория базальные отложения постепенно сменяются более молодыми глинисто-терригенными толщами. Здесь также отмечаются позднеплинсбах—раннетюрские и аален—байосские спилиты.

Широко распространены в районе малые интрузивные тела (дайки и

Фиг. 1. Структурно-геологическая схема Заалазанской Кахетии

1 — терригенно-карбонатный флиш; 2 — алевропесчанистые отложения; 3 — алевропелитовые отложения; 4 — конгломераты, гравелиты, песчаники (базальная формация); 5 — субширотные региональные разломы: I — Ахтичайский, II — Володарский, III — Жихих-Чугакский (Северный), IV — Центральный, V — Кехнамеданский, VI — Бацара-Сарибашский, VII — Малкамудский; 6 — поперечные разломы; 7 — зоны влияния глубинных субмеридиональных разломов: А — Алазанский, С — Сторский, Ч — Чельтинский; 8 — дайковые тела магматических пород; 9 — покровы вулканитов; 10 — месторождения; 11 — рудопроявления; 12 — площадь Артанского участка

силлы), сложенные породами основного, реже среднекислого и кислого состава.

В тектоническом строении района важную роль играют разломы субширотной и субмеридиональной ориентировки. Наиболее значительными из них являются Бацара-Сарибашский, Кехнамеданский, Центральный, Северный (Водораздельный) основные магмо- и рудоконтролирующие разломы глубокого заложения [2] (см. фиг. 1). Амплитуды взбросо-надвиговых перемещений по этим разломам колеблются в пределах 0,6—2,0 км. Разрывные нарушения более высоких порядков (взбросы, взбросо-надвиги, сбросы, сдвиги) сопряжены с вышеперечисленными региональными разломами и, очевидно, являются опережающими разрывами.

Исследуемая нами территория разделена продольными разломами глубокого заложения на отдельные блоки, вытянутые в субширотном запад-северо-западном направлении. Узкий вытянутый Южный блок ограничивается Малкамудским и Бацара-Сарибашским разломами. Сложен он исключительно терригенными и терригенно-карбонатными отложениями верхнетояр—аален—байосского возраста, которые повсюду смяты в крупные и протяженные складки — коробчатые антиклинали и сундучные синклинали. Сводовые части и крылья складок осложнены мелкой изоклинальной складчатостью и субширотными надвигами. Вулканизм в блоке проявился слабо. Здесь известны небольшие эффузивные покровы спилит-диабазовой формации [9]. В этом блоке размещается Катехское колчеданно-свинцово-цинковое месторождение. Вмещающие породы месторождения (ааленские, глинисто-песчанистые отложения) содержат многочисленные пиритовые и глинисто-сидеритовые конкреции. Размеры этих конкреций в основном 1,5—5 см³, но встречаются и мегаконкреции. В одной из горных выработок автор наблюдал овальную линзу пирита длиной 11 м. Предполагается, что скопления пиритовых конкреций, в том числе мегаконкреции, в песчано-глинистых отложениях создавали благоприятную среду для отложения рудных компонентов из поздних гидротермальных растворов, что способствовало формированию залежей Катехского месторождения.

В пределах Кахетии в этом блоке пиритовые конкреции совершенно отсутствуют, что указывает на отличие условий осадконакопления в разных частях блока. Эпигенетическая рудная минерализация в Кахетинской части блока проявлена в незначительных масштабах. Она представлена исключительно кварц-кальцит-полиметаллическими рудопроявлениями, приуроченными к разрывным нарушениям высших порядков.

К северу от вышеуказанного блока выделяется Прикехнамеданский блок, расположенный между Бацара-Сарибашским и Кехнамеданским разломами (см. фиг. 1). Блок сложен верхнеплинсбахскими глинистыми сланцами, нижнетоярскими тонкоритмичными флищевыми отложениями и (редко, в осевых частях синклиналиных структур) верхнетоярскими песчано-сланцевыми отложениями. В верхнесинемюр—нижнетоярских отложениях наблюдаются конкреции и маломощные непротяженные прожилки сингенетического пирита.

Эти отложения вмещают крупную колчеданно-полиметаллическую залежь Филизчайского месторождения. На этом же уровне разреза на разных участках обнаруживаются вулканогенные породы. Они представлены подушечными лавами базальтового и андезито-базальтового состава. Покровы подушечных лав местами сопровождаются изолированно-подушечными и обломочно-подушечными брекчиями того же состава. Мощность отдельных покровов варьирует от нескольких метров до 60 м. Межподушечное пространство заполнено аргиллитовым веществом [3]. Породы смяты в опрокинутые к югу симметричные складки, крылья которых осложнены складками более высоких порядков. В пределах блока известны многочисленные мелкие кварцхалькопиритовые, кальцит-полиметаллические и, реже, медно-пирротиновые рудопрооявления.

К северу от Кехнамеданского разлома выделяется центральный блок, ограничивающийся с севера Северным сбросом (см. фиг. 1). Этот блок охватывает сводовую часть Заалазанского антиклинория и сложен гетанг-синемюрскими и нижнеплинсбахскими отложениями. Более молодые (верхнеплинсбах—тоарские) отложения развиты в незначительном масштабе. В синемюрских отложениях широким развитием пользуются вулканогенные альбитофиры, пирокластические породы андезитового и андезито-дацитового состава [9]. Указывается также на наличие туффитовых пород с обломками черных глинистых сланцев, алевролитов и песчаников [3]. В блоке широко распространены дайковые тела и малые интрузии.

Количественные подсчеты показывают, что участками эти тела составляют до 30% общего объема пород, слагающих разрез. Самыми древними магматическими образованиями являются альбитовые порфириды и кварцевые диабазы, которые сосредоточены в пределах базальной формации. Альбитовые порфириды (дацитовые и андезитовые), по данным М.П. Пруидзе [9], представляют собой синемюрские субвулканические образования. Среди диабазов выделяются кварцевые диабазы, порфиридные диабазы и габбро-диабазы (устное сообщение Г.М. Бенидзе).

Наиболее широко развиты дайки: диабазы, диабазовые порфириды и габбро-диабазы, являющиеся позднеплинсбах—раннетоарскими субвулканическими образованиями. Они характеризуются изменчивыми мощностями от первых десятков сантиметров до 10—15, редко 100—150 м, а по простиранию прослеживаются от десятков метров до первых километров. Эти дайки приурочены к Кехнамеданскому разлому — главному разлому всей подзоны. Редко встречаются дайки плагиогранитов, гранодиоритов и кварцевых альбитофиров, которые пересекают не только вмещающие породы, но и диабазовые тела плинсбах—нижнетоарского возраста.

Рассматриваемый блок отличается от соседних более сложным тектоническим строением. В его пределах породы смяты в изоклинальные складки, которые осложнены многочисленными субпараллельными разломами высших порядков, что хорошо видно в Сторском ущелье, вскрывающем толщу пород вкрест простирания. Здесь 300-метровая пачка базальной формации имеет видимую мощность до 9 км.

Центральный блок отличается и более богатой рудной минерализацией (как по количеству месторождений и рудопроявлений, так и по разнообразию их минерального состава). В пределах блока в Белаканском рудном районе расположено Кацадагское месторождение унаследованно стратиформного типа. Здесь известны многочисленные мелкие пирротин-полиметаллические, кварц-халькопиритовые, медно-пирротиновые и кварц-карбонатно-полиметаллические рудопроявления. Как отмечает Г.М. Бенидзе и др. [2], для этого блока характерно развитие рудопроявлений пирротинового состава, в отличие от существенно пиритовых в вышеописанных блоках.

Самым северным блоком является Водораздельный, ограничивающийся Северным сбросом и Сацхвехорхи-Мачхалорским надвигом (см. фиг. 1). Сложен он расланцеванными верхнеплинсбах—нижнеааленскими отложениями. Здесь наряду с разрывами с северным падением наблюдаются разломы с южным падением, что не характерно для других блоков. Породы спилит-диабазовой формации широко развиты в восточной части блока. По всему разрезу встречаются редкие маломощные и непротяженные дайковые тела молодых кварцевых альбитофиров. В пределах Водораздельного блока развиты мелкие рудопроявления кварц-халькопиритовой, кварц-кальцит-полиметаллической и реже пирротин-полиметаллической формаций.

В целом к Центральной части рассматриваемого района приурочены медно-пирротиновые и кварц-халькопиритовые рудопроявления, а по периферии района преимущественно развита пирит-полиметаллическая минерализация. Менее контрастно на территории Заалазанской Кахетии проявлены поперечные субмеридиональные разломы. Эти разломы имели раннее заложение и влияли на режим осадконакопления на ограничиваемых ими территориях описанных выше блоков I порядка, придавая последним мелкоблоковое строение.

В рассматриваемом районе выделяются следующие субмеридиональные разломы: Алазанский, Сторский, Чельтинский и Кацадагский. Ими ограничиваются Сперозский и Стори-Челтинский — относительно приподнятые, Дуруджский — относительно опущенный и Восточный — приподнятый блоки (см. фиг. 1). Алазанский разлом, проходящий по одноименному ущелью, устанавливается по резкой смене геологической обстановки на этом участке. К западу антиклинорий резко погружается (30°). Это погружение происходит на расстоянии всего в 1,5 км. В ущелье наблюдается серия мелких субмеридиональных нарушений (аз. пад. 275° , $\angle 80-85^\circ$), фиксируемые перемещения по ним незначительны, измеряются первыми метрами. На правом склоне ущелья выходят синемюрские, плинсбахские и нижнетоарские алевро-пелитовые отложения, в верховьях в основном породы верхнетоар—ааленского возраста. На левом же склоне Алазанского ущелья обнаруживаются породы базальной формации гетанг—синемюрского возраста. В сводовой части антиклинория они сменяются симметрично более молодыми отложениями. По этой же линии в южной части хребта (ущелье р. Квачадала) на уровне развития верхнесинемюр—нижнеплинсбахском отложении наблюдаются мощные (до 150 м) покровы спилит-диабазовой формации. К востоку в 1,5 км от указанного

ущелья ось антиклинория становится почти горизонтальной. К востоку от Сперозского хребта намечается его новое малозаметное погружение.

По ущелью р. Стори широко распространены вулканогенные породы спилит-кератофировой и спилит-диабазовой формаций, особенно интенсивно проявляемые в местах вскрытия зон продольных региональных разломов. Вдоль ущелья отмечается сгущение дайковых тел. Дайки имеют субмеридиональную ориентировку и расположены кулисообразно. В зоне их развития более значительно проявилось гидротермальное изменение пород нижнелейасского возраста. Чаше встречаются и проявления рудной минерализации, особенно в северной части разреза. В отличие от Алазанского поперечного разлома, в крыльях Сторского разлома фациальной смены пород не наблюдается. Здесь видна зона субпараллельных, кулисообразно расположенных субмеридиональных разрывов. Азимут падения этих разрывов варьирует в пределах $265-280^\circ$ при углах падения $75-90^\circ$. Как правило, их западные крылья относительно приподняты. Амплитуды перемещения по этим разломам обычно не превышают 5 м.

К востоку от Сторского ущелья породы постепенно погружаются. Базальный горизонт выходит в глубоких эрозионных срезках, его мощность постепенно уменьшается и восточнее ущелья р. Лопота этот горизонт не наблюдается.

Резкая смена геологической обстановки наблюдается на меридиане Чельтинского ущелья, к востоку от которого широко распространены верхнетоарские песчаники (Дуруджская свита). В результате анализа складчатых структур подтверждается погружение осей складок под углами $17-20^\circ$. На линии Челти — Севанисхеви — Лодуани известны около 20 рудопроявлений. По этой же линии проходит граница площади распространения дайкового магматизма. К западу от этого ущелья известны многочисленные выходы дайковых тел и минерализованных пород, а восточнее ущелья на расстоянии нескольких десятков километров они отсутствуют. Эти данные позволяют предположить существование Чельтинского поперечного разлома. Поперечные разрывные нарушения закартированы и по ущелью р. Кабали, в различных бортах которого геологическая ситуация неодинакова.

Дуруджский поперечный блок, ограниченный Чельтинским и Кабальским поперечными разломами, сложен тоарскими отложениями. В блоке встречаются магматические породы. В его восточной части известны единичные рудопроявления (Шорохеви и Голоиани).

Восточный, Кабали-Мазымчайский блок по отношению к Дуруджинскому блоку является относительно приподнятым, что отражает общее воздымание антиклинория с запада на восток. Осевая линия синклинория достигает максимально высокого положения в Кацдагском хребте. В Кацдагском хребте максимальную видимую мощность имеет базальная формация нижнелейасовых отложений. Обширным распространением пользуются синемюрские—нижнеплинсбахские алевро-пелитовые отложения, а верхнетоарские породы, кроме как в Южном и Водораздельном продольных блоках, встречаются только в западной части Кабали-Мызымчайского блока.

Верхнетоарские отложения в рассматриваемом районе характеризуются хорошо выраженной фациальной зональностью: в правом водораздельном хребте р. Алазани они представлены песчанистыми отложениями (отдельные пачки массивных песчаников достигают мощности 100 м), а в левом — глинисто-алевролитовыми отложениями (мощности пластов песчаников здесь не превышают 10—15 см). Отчетливо проявляется фациальная смена пород относительно Чельтинского и Карабальского поперечных разломов: верхнетоарские грубослоистые (80—100 м) массивные песчаники (дуруджинская свита), слагающие блок между этими разломами, к востоку и западу сменяются разновозрастными алевро-пелитовыми отложениями с маломощными (до 15 см) пластами песчаников. В западном направлении смена происходит резко — на расстоянии 250—300 м, а в восточном — постепенно (в интервале до 2 км). В этих направлениях несколько изменяется состав отложений нижеааленского возраста, а верхние ааленские породы остаются выдержанными.

В результате изложенного можно заключить, что вертикальные движения вдоль субмеридиональных нарушений имели место в верхнетоар—нижеааленском веке, но эти разломы, по всей вероятности, существовали и ранее, так как они контролируют развитие магматизма синемюрского возраста. Они должны быть отнесены к многократно подновлявшимся в процессе геологического развития региона.

Выше описанные нами поперечные разломы закартированы севернее Заалазанской Кахетии, где их наличие подтверждается не только геологическими признаками, но и геофизическими данными.

Таким образом, в пределах Кахетинской части миогеосинклинали Южного склона Большого Кавказа отчетливо выделяются тектонические блоки двух порядков — продольные линейно вытянутые крупные блоки и более мелкие, разделяемые поперечными нарушениями. Эти блоки имели раннее заложение и сохраняли определенную автономность в течение длительного периода геологического развития. Эта автономия выразилась в различии условий осадконакопления в блоках, неодинаковом проявлении магматизма и рудной минерализации. Магматизм и рудная минерализация более интенсивно проявились в относительно приподнятых блоках.

ГЕОЛОГОСТРУКТУРНЫЕ ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Пространственное размещение оруденения контролировалось главным образом продольными и поперечными разломами — ограничивающими блоки и внутриблоковыми. Как в ряде других рудных районов, важное значение в контроле рудной минерализации имели узлы пересечения разломов основных систем. Вместе с тем в локализации оруденения, имеющего, как отмечалось выше, полигенную природу, большое значение имели литологические факторы. Горизонты с первичной серноколчеданной минерализацией определяли положение в разрезе, а также литолого-стратиграфические уровни локализации унаследованно-стратиформных полиметаллических рудных залежей.

Литолого-стратиграфические факторы. В районе выделяются синемюр—раннеплинсабахская, позднеплинсабахтоарская и позднеаален—бай-

осская осевые зоны прогибания, с которыми связываются различные возрастные группы гидротермально-осадочных серий колчеданных залежей. Стратиформные рудные залежи приурочиваются к зонам фациальных переходов между трансгрессивными и регрессивными сериями. Вулканогенные образования сосредоточены в верхах толщ глубоководных осадков, образовавшихся в условиях трансгрессии. Надвулканогенные интервалы разрезов характеризуются признаками отложения при регрессии моря [2]. Пиритовая минерализация развита в подошве регрессивных толщ. Здесь широко распространены пиритовые и глинисто-пиритовые конкреции.

Синемюр—нижнеплинбахский уровень размещения стратиформных рудных залежей характеризуется сменой мелководных отложений глубоководными. В нижней части толщ представлены глинистые сланцы, алевролиты и кварцитоподобные песчаники, которые постепенно сменяются монотонными аспидно-глинистыми сланцами, относимыми к этапу максимального погружения геосинклинали. Этот период знаменуется накоплением антидромных (от риолитов до базальтов) вулканических ассоциаций. С этим литолого-стратиграфическим уровнем связаны унаследованно стратиформные колчеданно-пирротин-полиметаллические залежи Кацдагского месторождения. Нижние части разреза позднеплинбах—тоарской рудовмещающей толщи представлены монотонными глинистыми сланцами с отдельными пластами (до 10 м) песчаного флишоида. Часто встречаются в породах пиритовые конкреции. Наблюдаются мелкие линзы и прослои пиритосодержащих песчаников и колчеданных руд, которые приурочены к пачкам пород песчаного флишоида. На этом литолого-стратиграфическом уровне на разных участках Заалазанской Кахетии встречаются покровы базальтоидов спилит-диабазовой формации небольшой мощности.

Толща монотонных глинистых сланцев согласно перекрывается песчано-сланцевыми породами нижнетоарского возраста, представленными тонкоритмичными флишоидными отложениями, в которых также встречаются пиритовые конкреции, мелкие гнезда пирита и прослои пиритсодержащих пород.

Рудоносным является нижний горизонт этой толщи мощностью 100—120 м, который характеризуется наибольшим количеством пиритовых линз, пропластов и конкреций. В этом горизонте обилен рассеянный пылевидный пирит. К данному уровню приурочены стратиформные залежи Филлизчайского колчеданно-полиметаллического месторождения.

Позднеаален—байосский уровень стратиформного рудообразования, к которому тяготеет Катехское колчеданно-свинцово-цинковое месторождение, по данным Г.М. Бенидзе и др. [2], в пределах Заалазанской Кахетии является наименее перспективным. Современное положение рудовмещающих различных стратиграфических уровней обусловлено процессами складчатости и блоковых перемещений. Развитие эпигенетической полиметаллической минерализации подчинялось активизации в рудный период разрывных нарушений.

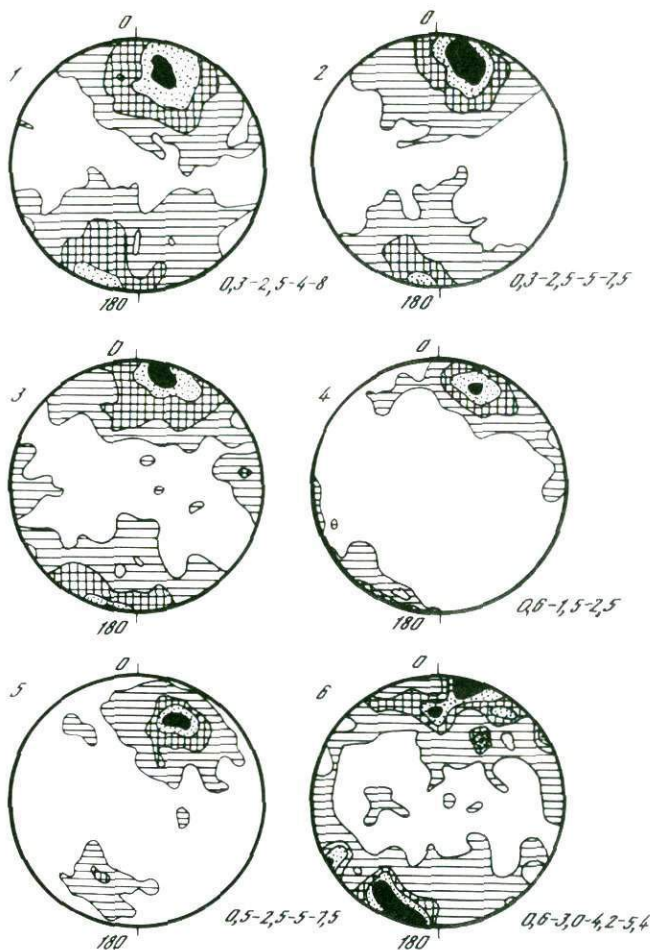
Тектонические факторы. Определенных зависимостей размещения медно-пиритовых и пирит-халькопиритовых рудопроявлений от склад-

чатых структурных форм в пределах Кахетии пока не выявлено. Многочисленные рудопроявления располагаются в моноклинально залегающих сланцевых толщах, лишь местами осложненных дополнительной складчатостью. Слабая обнаженность в районе затрудняет оценку роли складчатости в размещении рудной минерализации, как известно по другим рудным районам Южного склона, имеющим определенное значение в локализации колчеданно-полиметаллических руд. Последние чаще приурочиваются к синклиналим складкам, развивавшимся на месте бассейнов осадконакопления с серноколчеданной минерализацией. Известны факты залегания серноколчеданных залежей и в антиклинальных структурах.

Более определенно роль разрывных нарушений выступает в контроле оруденения. Помимо общих зависимостей размещения рудной минерализации — от крупных разломов, ограничивающих блоки, и до внутривертикальных, рассмотренных выше, — в районе определенно устанавливаются связи рудопроявлений с разрывами высоких порядков.

Выполненный нами статистический анализ элементов залегания слоистости и сланцеватости пород, разломов, даек и минерализованных зон для района в целом (более 500 замеров) показывает подчиненность этих структурных элементов общекавказской системе складчатости — разрывных нарушений (фиг. 2). Простираение большинства таких элементов субширотное, выдержанное в узком интервале, а азимуты и углы падения менее постоянны. При подавляющем падении пластов пород к северу отчетливо проявлены и элементы с южным падением. Сланцеватость ориентирована также широтно, но падение ее относительно слоистости более крутое. Это отчетливо фиксируется в обнажениях (на фиг. 3). Видно, что при общем падении алевропелитовых пород с прослоями песчаников к северу под углами $50-60^\circ$ сланцеватость пересекает слоистость. Угол падения сланцеватости около 80° . По своей природе сланцеватость может быть определена как наложенная, согласная по залеганию с зонами секущих разрывных нарушений. Сланцеватостью пересекаются и трещины кливажа, отвечающего кливажу слоистости. Характерно, что диабазовые дайки контролируются теми же секущими разрывами. При статистической обработке данных по залеганию даек выявилась тождественность их геологической позиции и минерализованных зон (см. фиг. 2). Падение даек преимущественно крутое, северное. Более разнообразны по залеганию кварцевые жилы, прожилки, не сопровождающиеся заметной рудной минерализацией. Значительная часть кварцевых жил имеет южное падение, но сложены они иной разновидностью кварца по сравнению с жилами северного падения.

Рудные проявления в пределах Кахетии достаточно однообразны. Обычно они представлены ограниченными по мощности непротяженными жилами, линзами, иногда сложными по морфологии гнездобразными скоплениями, зонами прожилков, а также минерализованными зонами брекчирования. Эти минеральные тела — пирротиновые, халькопирит-пирротиновые, кварц-халькопиритовые, реже кварц-полиметаллические — обычно контролируются разрывными нарушениями высоких порядков. Последние представляют собой трещины оперения



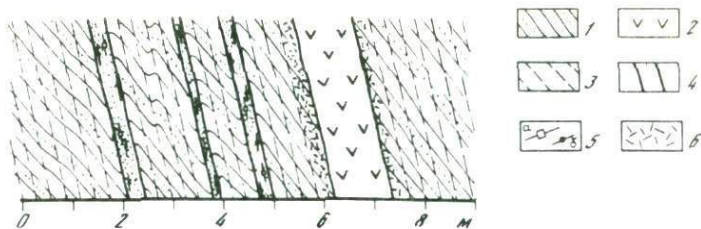
Фиг. 2. Сводные диаграммы элементов залегания слоистости пород (1), сланцеватости (2), разрывных нарушений (3), диабазовых даек (4), минерализованных зон и разрывов (5), прожилков кварца (6)

Количество замеров: 1 — 630; 2 — 365; 3 — 232; 4 — 215; 5 — 198; 6 — 164

крупных разломов или локальные внутриблоковые нарушения. Нередко рудоконтролирующие разломы вмещают дайковые тела.

Типичных унаследованно стратиформных колчеданно-полиметаллических залежей в пределах района пока не выявлено, однако перспективы их обнаружения имеются. Можно предполагать, что указанные выше проявления эпигенетической сульфидной минерализации отчасти являются индикаторными. Они располагаются выше по разрезу, чем отмеченные ранее литолого-стратиграфические уровни серноколчеданного рудообразования и могут быть индикаторными, т.е. указывающими на возможное наличие рудных скоплений на этих уровнях.

Особенности проявления тектонического контроля рудной минерализации можно проследить на примере Артанского рудного поля,



Фиг. 3. Соотношения сланцеватости и слоистости пород. Зарисовка обнажения

1 — алевро-пелитовые породы с маломощными пропластками песчаников (обозначены крапом); 2 — диабаз; 3 — плоскости сланцеватости; 4 — зоны дробления, аргиллизированные, 5 — прожилки пирита (а), кварца (б); 6 — гидротермальное изменение пород

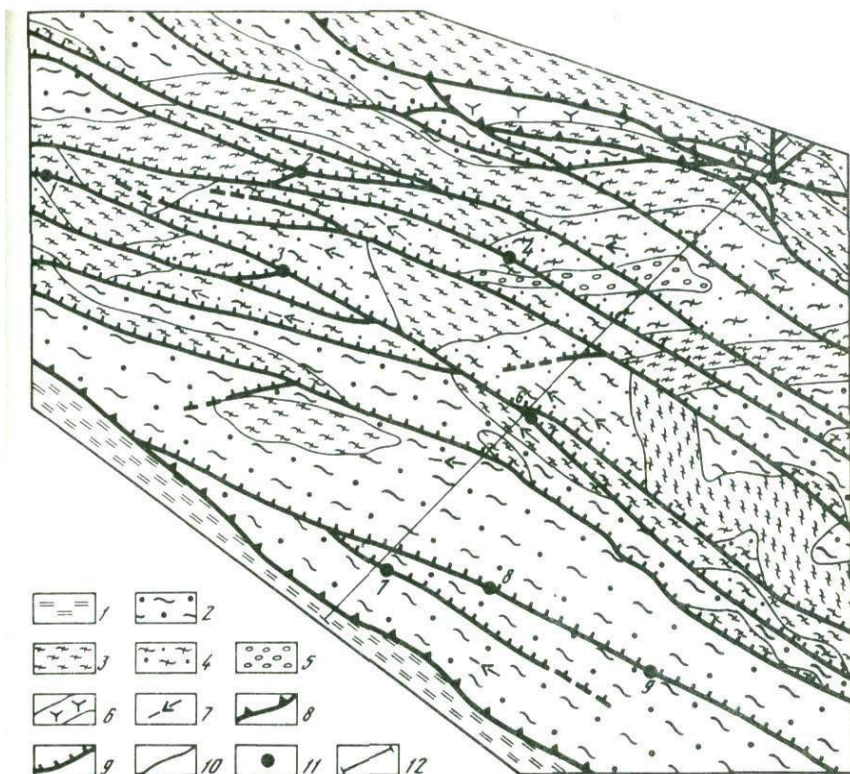
расположенного в южной присводовой части Заалазанского антиклинария. Оно охватывает часть одноименного блока, ограниченного Кехнамеданским и Центральным субширотными разломами (фиг. 4). Артанское рудное поле сложено нижнесинемюрскими и верхнеплинсбах—нижнеатоарскими отложениями, залегающими на конгломератах, песчаниках базальной формации. Видимая мощность последней около 150 м. Толща вышезалегающих филлитизированных алевропелитовых сланцев, алевролитов нижнего синемюра имеет мощность около 400 м. Стратиграфически выше этой толщи располагаются глинистые сланцы общей мощностью 500 м. На этом уровне разреза в северной части рудного поля картируются маломощные покровы альбитофиров, имеющих тенденцию к выклиниванию.

По южной периферии участка обнажены верхнеплинсбах—нижнеатоарские тонкоритмичные флишевые образования, чередующиеся глинистыми сланцами и алевролитами, с многочисленными конкрециями и маломощными (до 2,0 м) прослоями пирита.

В рудном поле прослежены дайки габбро-диабазов, диабазов, диабазовых порфиринов, дацитов и гранодиоритов. Они, как правило, маломощные (до 1,5 м) и имеют субширотную ориентировку.

Тектонический облик рудного поля определяет Кехнамеданский региональный разлом, разделяющий Центральный и Прикехнамеданский блоки. Представлен он мощной зоной дробления и смятия, в пределах которой часто локализуются магматические и рудные тела. Разлом имеет субширотное простирание и падение к северу под углами 55—65°. Для выяснения структурных условий проявления рудной минерализации интересными представляются данные анализа трещиноватости пород.

Проводились массовые замеры залегания мелких трещин в большинстве доступных обнажений с учетом характера их минерального выполнения, а также положения относительно слоистости пород и сланцеватости. При картировании определялся генетический тип трещин. Собранные данные обработаны по методике Р. Адлера [12], усовершенствованной И.П. Гамкрелидзе [5]. На основе полученных точечных диаграмм вычерчивались диаграммы относительной интенсивности развития трещин в изолиниях с помощью трафарета Брауна (фиг. 5).



Фиг. 4. Геологоструктурная схема Артанского участка

1 — толща (J,P; + T₁) монотонных глинистых сланцев, местами полосчатых, с мелкими маломощными (до 10 см) прослоями мелкозернистых песчаников и конкрециями пирита; 2 — толща (J,P) филитизированных глинистых и алевролитовых сланцев с интервалами их тонкого (до 10 см) переслаивания с алевролитами и мелкозернистыми песчаниками с редкими конкрециями пирита; 3 — толща (J₁S; + P₁) монотонных филитизированных глинистых сланцев с лавовыми покровами кислых и среднекислых вулканитов; 4 — толща (J₁S₁) филитизированных алевролитовых сланцев, часто тонкоритмично-полосчатых, участками чередующих пелитовыми глинистыми сланцами; 5 — толща (J₁h + S₁) грубообломочных конгломератов, гравелитов, крупно и средне-зернистых аркозовых песчаников; 6 — покровы кислых и среднекислых вулканитов; 7 — дайки и силлы магматических пород; 8 — региональные разломы; 9 — прочие разломы; 10 — границы литостратиграфических единиц; 11 — рудопоявления; 1 — Чичаквис-Хевское, 2 — Английская жила, 3 — Кузнечная жила, 4 — Сачвретис-Гелеское, 5 — Хорциссаталское, 6 — Сиптис-Цхалское, 7 — Дидхевское, 8 — Паталос-Хевское-I, 9 — Паталос-Хевское-II; 12 — линия разреза (см. фиг. 8)

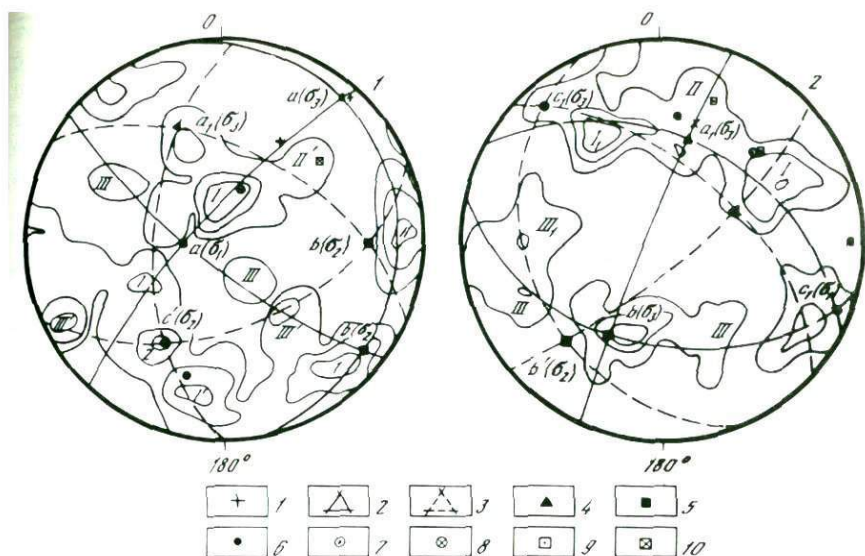
Трансформация диаграмм относительных плотностей точек производилась следующим образом. По вектору пересечения плоскостей слоистости и кливажа определялось положение оси *B* на диаграмме. Оси *A* и *C* при этом расположены на большом круге, и угол между ними составляет 90°. Так, с учетом распространения выявленных максимумов трещин на диаграммах определяются системы сколовых трещин и соответственно оси *A* и *C*. Другие системы трещин рассматриваются в связи с деформациями иного плана.

Для восстановления палеополей тектонических напряжений устанавливается положение векторов главных осей напряжений. По

Результаты статистического анализа мелкой трещиноватости пород

Номер диаграммы	Номер плана деформации	Ориентация осей системы координат			Трещины отрыва						
		a	b	c	ac (010)		ab (001)		c (100)		
					ориентация	плотность, %	ориентация	плотность, %	ориентация	плотность, %	
1	I	219°∠12°	310°∠10°	79°∠73°	100°∠60°	9	—	—	—	324°∠17°	1
	II	165°∠40°	273°∠30°	28°∠36°	—	—	168°∠50°	3	—	28°∠37°	2
2	I	197°∠47°	24°∠45°	292°∠05°	15°∠45°	11	—	—	—	195°∠53°	3
	II	140°∠15°	39°∠33°	249°∠55°	—	—	—	—	—	140°∠15°	—

Номер диаграммы	Номер плана деформации	Трещины скалывания								
		Скол-1 (101)			Скол-2 (110)			Скол-3 (011)		
		ориентация	плотность, %	угол с осью a	ориентация	плотность, %	угол с осью a	ориентация	плотность, %	угол с осью b
1	I	352°∠73°	7	68°	90°∠78°	7	38°	156°∠23°	2	58°
		238°∠36°	2	68°	—	—	—	295°∠46°	0,24	55°
		58°∠52°	2	64°	—	—	—	—	—	—
2	II	8°∠17°	9	66°	227°∠45°	1	50°	217°∠44°	1	36°
		246°∠34°	6	27°	—	—	—	329°∠47°	3	38°
		152°∠40°	9	24°	197°∠24°	3	22°	68°∠30°	1,6	36°
2	I	152°∠40°	9	59°	—	—	—	88°∠36°	3	41°
		331°∠13°	13	47°	—	—	—	355°∠03°	0,6	43°



Фиг. 5. Примеры определения пространственного положения деформационных осей посредством трансформации круговых диаграмм триаксиальности пород

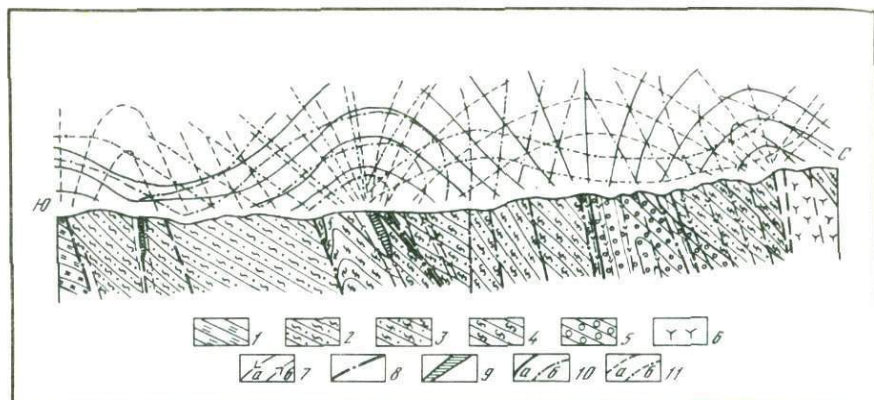
1 — слоистость пород; 2 — основная система напряжений; 3 — наложенная система напряжений; оси напряжения: 4-А, 5В, 6-С. Рудные тела медно-пирротинового (7) и пирит-полиметаллического (8) составов; магматические жилы основного (9) и кислого (10) составов; максимумы трещин основной системы напряжений; максимумы трещин наложенной системы напряжений (1—3, I—III, соответственно); трещины отрыва: по линии 010 — 1, 001 — 2, 110 — 3; трещины скалывания: по линии 101 — 1, 110 — 11, 011 — 111

М.В. Гзовскому [7], линия пересечения двух сопряженных систем скалывания совпадает с осью промежуточных главных нормальных напряжений σ_2 , которая отвечает положению оси В, а ось алгебраически минимальных главных нормальных напряжений σ_3 (направление наибольшего сжатия) большей частью представляет биссектрису острого угла между сопряженными плоскостями скалывания. Установление положения осей σ_3 и σ_1 возможно на основании нахождения направлений истинного перемещения по поверхностям скалывания, т.е. на основании нахождения квадрантов сжатия и расширения [5].

При развитии складчатости направление наибольшего сжатия (σ_3) обычно перпендикулярно простиранию складок, а ось σ_2 ориентирована параллельно простиранию их осей; ось σ_1 — перпендикулярна к σ_3 и σ_2 [5]. Выявленные угловые соотношения между осями σ_3 : σ_2 : σ_1 приводятся в таблице.

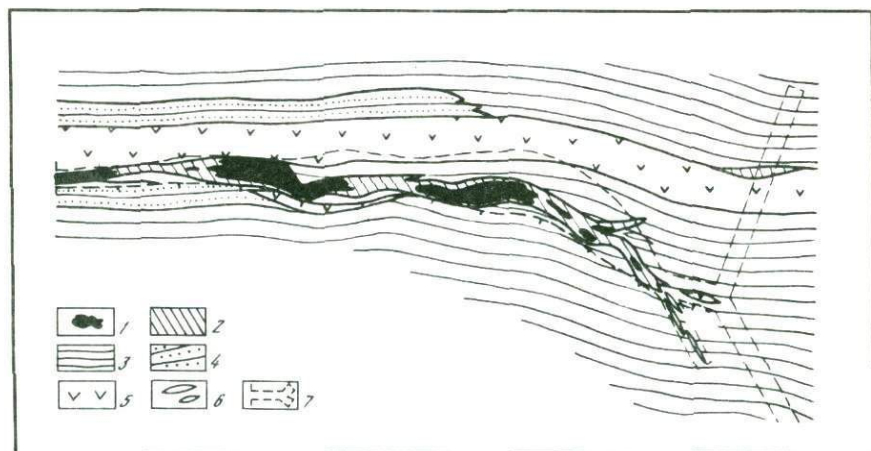
Найденные указанным способом проекции траекторий осей главных нормальных напряжений нанесены на разрез (фиг. 6). Провести площадное наблюдение не позволяла плохая обнаженность рельефа рудного поля.

В результате на моногенных участках было установлено проявление разнородных деформаций: сопряженных со складчатостью и наложенных на складчатость. Сопоставление структурных элементов одного и другого планов деформации показало, что наложенные трещины в



Фиг. 6. Геологический разрез по ущелью р. Сиптис Цхали с изолиниями палеополей тектонических напряжений

1—6 — усл. обозначения те же, что и на фиг. 4; 7 — дайки основного (а) и кислого (б) состава; 8 — разломы; 9 — рудопроявления сульфидной минерализации; 10 — максимальное сжимающее усилие; а — первого плана, б — второго плана; 11 — максимальное растягивающее усилие: а — первого плана, б — второго плана



Фиг. 7. Схема строения рудопроявлений Кузнечная жила (план штольни 1). По Г.М. Бендизе и Т.Н. Миндиашвили

1 — сплошные медно-пирротиновые руды; 2 — прожилково-вкрапленные и брекчиевые медно-пирротиновые и кварц-халькопиритовые руды; 3 — алевро-пелитовые сланцы; 4 — песчаники; 5 — диабазы; 6 — линзы и гнезда молочно-белого кварца; 7 — ствол штольни

общем имеют унаследованный однотипный характер (фиг. 6, 7; см. табл. 1) аналогично другим участкам Южного склона Большого Кавказа (Кацдаг, Аданге и др.) [1].

Средняя плотность трещин, связанных с действием поперечных максимальных растягивающих усилий первого плана деформации, σ_1 составляет 5.38%, а второго плана — σ_1^1 — 3,4%. Такие же показате-

тели для трещин поперечных к осям складок равны соответственно 5,0 и 1,71%, т.е. и в том и в другом случае трещины отрыва первого плана деформации характеризуются более интенсивным развитием, чем трещины второго плана. Это позволяет заключить, что интенсивность деформаций первого плана была более высокая, чем второго.

Нами выделяются также трещины "сплющивания", по М.В. Гзовскому [7], перпендикулярные к максимальным сжимающим усилиям. Для них установилось, что трещины первого плана имеют плотность 3,91%, а второго — 4,96%. Это явление можно объяснить так: после достижения предельного сжатого объема породы происходило перемещение псевдопластичного (вязкого) материала вдоль перпендикулярных к сжимающим усилиям плоскостей.

Средние плотности трещин скалывания первого и второго планов деформации почти одинаковы (соответственно 4,136 и 4,1%), но плотность трещин первого плана все же значительнее.

Средний угол между сопряженными парами сколовых трещин составляет $62,76^\circ$, что вполне согласуется с данными по другим районам Кавказа [1]. Отклонение значения этого угла от 90° указывает на анизотропность среды деформации. Правда, имеется несколько случаев совпадения этого угла с прямым (фиг. 7), но и в этих случаях полная изотропность пород не выявляется. Они изотропны вдоль отдельных плоскостей.

Анализ реконструкции распределения палеонапряжений вдоль разреза по ущелью р. Сиптисцхали показывает, что в участках проявления чешуйчатых надвигов максимальные сжимающие усилия были ориентированы субгоризонтально, а растягивающие — субмеридионально как при первом, так и втором плане деформации. В пределах антиклинальных складок картина меняется; создается впечатление, что эти складки образовались путем поперечного изгиба по М.В. Гзовскому, т.е. при вертикальном давлении, а надвиговые структуры являются результатом сильного горизонтального сжатия.

Интересны особенности залегания дайковых магматических тел. Дайковые тела основного состава (габбро-диабазы, диабазы, диабаз-порфиры) преимущественно приурочены к трещинам первого плана деформации. Жильные магматические образования кислого и среднекислого состава, имеющие незначительное распространение, локализованы в трещинах как первого, так и второго планов деформации, а иногда в разрывах, не отвечающих этим планам. Дайковые тела основного состава, приуроченные к трещинам раннего поколения, очевидно, внедрились еще до возникновения трещин второго плана деформации, а жильные магматические образования кислого и среднекислого состава — не раньше возникновения трещин второго плана.

Редко встречаются дайки диабазовых пород субмеридиональной ориентировки, которые связаны с поперечными разломами. Они на круговых диаграммах трещиноватости отражаются за пределами систем основных трещин (см. фиг. 2). На основании этого можно предполагать, что диабазовые тела субмеридиональной ориентировки являются, в отличие от главной массы даек, молодыми постскладча-

тыми образованиями. Интрузивные тела аналогичного характера описаны также на востоке изучаемого района в ущелье р. Мазимчай [2].

Анализ пространственной ориентировки рудных прожилков показывает, что минерализация разных стадий локализуется в трещинах разных систем. Рудные прожилки пирротинового состава приурочены исключительно к трещинам первого плана деформации. Они, по всей вероятности, образовались еще до возникновения трещин второго плана и являются более древними рудными образованиями, чем пирит-полиметаллические, которые приурочиваются как к трещинам первого, так и второго планов деформации, а иногда и к молодым разрывам. Известные участки рудной минерализации совпадают с местами проявления сжимающих горизонтальных усилий, где интенсивно развивались надвиговые структуры. Участки преимущественного проявления активных растягивающих усилий менее благоприятны для локализации оруденения. Рудные зоны формировались при выполнении приоткрывавшихся трещин и метасоматическом замещении вмещающих пород, что достаточно определенно отражено в их морфологии. Характерно в данном отношении строение жилы "Кузнечная" Артанского рудного поля. Жила приурочена к разлому субширотной ориентировки, к участку его искривления по простиранию (см. фиг. 7). Линзы массивного пирротина занимают центральную часть, а по зальбандам наблюдаются минерализованные зоны брекчирования с кварц-халькопиритовой минерализацией. Причем массивные пирротиновые скопления приурочены, главным образом к интервалу разлома, имеющему субширотное простирание и практически полностью исчезают после изменения простирания разлома на северо-западное. На интервале выклинивания пирротиновой минерализации текстура руды меняется от массивной (субширотный интервал разлома) до равномерно вкрапленной и единичных вкраплений пирротина.

Подобные соотношения сульфидных агрегатов различных текстурных разновидностей, но с однотипной минерализацией наблюдаются в Сенорской кварц-халькопиритовой рудной зоне, расположенной в том же Артанском рудном поле. Центральная часть зоны мощностью 25 см сложена массивными рудами, а ее зальбанды в интервале 25—30 см — прожилково-вкрапленной минерализацией. На контакте с вмещающими глинистыми сланцами наблюдаются зоны дробления мощностью 5—10 см, содержащие кварц-халькопиритовые скопления.

Таким образом, в пределах Заалазанской Кахетии проявились следующие факторы структурного контроля колчеданно-полиметаллической минерализации.

1. Тектонический режим осадконакопления в геосинклинали Южного склона и ее отдельных блоках, развивающихся в связи с активностью продольных и поперечных разломов.

2. Унаследованность основных литолого-стратиграфических уровней локализации эпигенетической полиметаллической минерализации: синемюр—нижнеплинсбахского, верхнеплинсбах—тоарского и верхнеален—байосского. Колчеданное гидротермальное осадочное рудообразование происходило при накоплении мелководных осадков

переходных фаций. Рудоносные толщи характеризуются обязательным присутствием пиритовых и глинисто-пиритовых конкреций.

3. Унаследованность основных рудоконтролирующих нарушений, их подновление в условиях проявления активных сжимающих усилий, сопровождавшихся значительными надвиговыми перемещениями по продольным разломам.

4. Интенсивное развитие трещиноватости связано с тектоническими перемещениями по крупным разломам и внутриблоковыми деформациями различных планов.

В целом колчеданно-полиметаллические проявления Заалазанской Кахетии во многом сходны по условиям залегания с аналогичными рудными залежами Белоканского рудного района. Различия в интенсивности развития оруденения в этих районах могут быть объяснены неодинаковой продуктивностью источников полиметаллической минерализации, но эта проблема требует дополнительного изучения.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алибегашвили Б.А., Мардалишвили О.М., Чичинадзе Л.Л.* Механизм образования мелкой трещиноватости в сланцевой толще на примере Горной Абхазии // Вопросы геологии и технологии полезных ископаемых Кавказа. Тбилиси: Сабчота Сакартвело, 1969. С. 141—155.
2. *Бенидзе Г.М., Буадзе В.И., Твалчредидзе Т.А.* Генетические типы руд и условия их локализации в восточном сегменте Южного склона Большого Кавказа // Вопросы геологии и технологии полезных ископаемых Кавказа. Тбилиси: Сабчота Сакартвело, 1979. С. 40—49.
3. *Беридзе М.А.* Вулканогенные образования, связанные с ниже- и среднеюрскими геосинклинальными отложениями Южного склона Бтльшого Кавказа // Тр. ГИН АН ГССР, Н. С. 1981. Вып. 72. С. 42—83.
4. *Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И.* Особенности структур гидротермальных рудных месторождений, расположенных в различных структурных этажах и ярусах. М.: Наука, 1968. 295 с.
5. *Гамкрелидзе И.П.* Механизм формирования тектонических структур (на примере Аджара-Триалетской зоны) и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 226 с.
6. *Гамкрелидзе П.Д.* Основные черты тектонического строения Кавказа. // Тез. докл. (Междунар. colloквиум по тектонике Альпийской складчатой области Европы и Малой Азии). Тбилиси: КИМС, 1965. С. 2—4.
7. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
8. *Курбанов Н.К.* Основные этапы формирования комбинированных медно-полиметаллических месторождений и их соотношение со стадиями эволюции альпийской терригенной геосинклинали Большого Кавказа // Тр. ЦНИГРИ. 1982. Вып. 168. С. 3—18.
9. *Пруцдзе М.П.* Магматизм Заалазанской Кахетии // Материалы по полезным ископаемым Кавказа. Тбилиси: КИМС, 1979. С. 267—288.
10. *Смирнов В.И.* Колчеданные месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 586—647.
11. *Смирнов В.И.* Фактор времени в образовании рудных месторождений // Геология руд. месторождений. 1970. Т. 12, № 6. С. 3—15.
12. *Adler R., Fenchel W., Rilger A.* Statistische Methoden in der Tektonik. 1965. Т 1, 97 S.

ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ В АБХАЗСКОМ И СВАНО-РАЧИНСКОМ РУДНЫХ РАЙОНАХ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Южный склон Большого Кавказа представляет собой терригенную геосинклиналь, входящую в мегантиклинорий Большого Кавказа. Он сложен мощными толщами терригенных осадочных и вулканогенных пород юры и мела. Эти отложения смяты в серии складок субширотного простирания, опрокинутых на юг. Складки нарушены многочисленными разломами субширотного и субмеридионального простирания, что обуславливает чешуйчато-блоковое строение региона.

В ниже- и среднеюрских отложениях известны многочисленные рудопроявления и месторождения медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических руд, на основе чего был выделен медно-пирротиновый пояс Южного склона Большого Кавказа, обстоятельно охарактеризованный в ряде работ [3, 4, 8, 9]. Относительно малоизученными остаются вопросы структурного контроля рудной минерализации.

Автором эти вопросы изучались в Абхазском и Свано-Рачинском рудных районах Большого Кавказа. Собранный материал позволяет рассмотреть условия формирования рудовмещающих структур, их связи с региональными геотектоническими единицами.

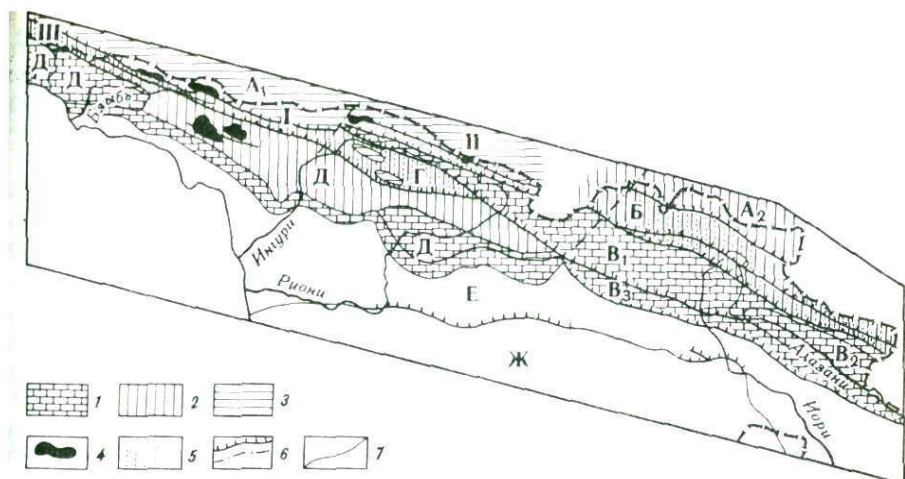
ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ РАЙОНА

В соответствии с принципами, разработанными Ф. И. Вольфсоном и Л. И. Лукиным [5], в пределах изучаемых нами районов можно выделить два структурных этажа; нижний — доюрский (герцинский) и средний — геосинклинальный. Последний представлен только нижним ярусом (фиг. 1).

Нижний структурный этаж, служивший консолидированным основанием герцинской геосинклинали Южного склона, представлен докембрийскими, палеозойскими и триасовыми кристаллическими породами. Развиты гнейсы, мигматиты, кристаллические сланцы, а также сильно метаморфизованные черные и темно-серые фельзитовые сланцы, филлиты, песчаники с линзами мраморизованных известняков [1]. Эти породы смяты в сильно сжатые изоклинальные опрокинутые складки. Магматические породы, которые играют большую роль в строении нижнего структурного этажа, представлены метаморфизованными габброидами и диабазовыми породами, превращенными в амфиболиты, гнейсовидными диоритами, кварцевыми диоритами и др. [1].

Гипербазиты встречаются в виде небольших тел в метаморфических сланцах. По составу они отвечают чаще всего пироксенитам. Перидотиты встречаются реже, среди них преобладают гарцибургиты и верлиты.

Образования нижнего структурного этажа обнажаются в централь-



Фиг. 1. Схема тектонического районирования Большого Кавказа. По П. Д. Гамкрелидзе 1 — верхний (предпалеогеновый) структурный подъярус нижнего яруса геосинклинального структурного этажа (ГСЭ); 2 — нижний (ниже-среднеюрский) структурный подъярус ГСЭ; 3 — нижний структурный этаж; 4 — среднеюрские гранитоиды; 5 — медно-пирротинный пояс Южного склона; 6 — разломы; 7 — границы зон и подзон

А — антиклинории Главного хребта Большого Кавказа; А₁ — центральная зона воздымания; А₂ — восточная зона погружения аспидных сланцев лейаса; Б — Д — складчатая система Южного склона Большого Кавказа; Б — Казбекско-Сарибашская зона глинистых сланцев нижней и средней юры; В₁₋₃ — восточный флишевый бассейн; Г — Чхальинско-Лайлинская зона; Д — Гагрско-Дзавская зона; Е — Грузинская глыба; Ж — складчатая система Аджаро-Триалети I — Абхазский район (Чхальтинская подзона); II — Свано-Рачинский район; III — Головино-Лаурский район (Псехако-Березовская подзона)

ной зоне воздымания антиклинория Главного хребта и в ядре Сванетского антиклинория. Установлены клиновидные тектонические блоки этих пород (см. фиг. 1).

Характер отложений, их дислоцированность, особенности магматических пород дают основание в нижнем структурном ярусе среднего геосинклинального структурного этажа выделить два подъяруса: нижний — ниже-среднеюрский и верхний — предпалеогеновый.

По геотектонической схеме Кавказа, разработанной П. Д. Гамкрелидзе [6], образования ниже-среднеюрского структурного подъяруса отнесены к Чхалтинско-Лайлинской, Казбекско-Сарибашской и Гагра-Дзавской структурно-формационным зонам.

Формирование геосинклинального структурного этажа связано с зарождением геосинклинали Южного склона, которая начала существовать в ранней юре. В этот период были образованы мощные толщи глинисто-песчанистых, вулканогенных и карбонатных отложений юры и мела.

В основании ниже-среднеюрского подъяруса геосинклинального структурного этажа выделяется базальная формация, представленная грубообломочными конгломератами, гравелитами, крупно- и среднезернистыми песчаниками, которые трансгрессивно залегают на кристаллическом фундаменте. Во время образования базальной формации имели место первые проявления вулканической деятельности, на что ука-

зывает примесь вулканического материала в этом горизонте, возраст которого определяется как гетанг — синемюр.

По мнению М.А. Беридзе [2], в зоне Главного хребта в континентальных условиях, а в зоне Южного склона — в субмаринных формировались ограниченные по распространению горизонты кератофилов, кварцевых кератофилов и спилитов. В первой половине плинсбаха вулканизм усилился, что привело к образованию пачки вулканогенных пород нижнеплинсбахского возраста согласно перекрывающих базальный горизонт. Пачка сложена вулканогенными породами спилиткератофирового состава, ассоциирующимися с глинистыми сланцами и алевритами. Мощность пачки до 300 м. Эти породы согласно перекрываются толщей монотонных глинистых сланцев верхнеплинсбахского возраста, мощность которых достигает 1300 м. В ее верхних частях встречаются покровные тела спилитовых подушечных лав.

В тоаре начались колебательные движения дна бассейна осадконакоплений, что привело к формированию толщи чередования глинистых сланцев, алевролитов и мелкозернистых песчаников. В конце плинсбаха и тоаре вулканизм проявился слабо, но именно с этим спилиткератофировым вулканизмом связывается образование стратиформных серноколчеданных руд на границе верхнеплинсбахских и нижнетоарских пород.

Тоарские отложения, мощность которых достигает 400 м, согласно перекрываются толщей глинистых сланцев с конкрециями глинисто-серпичитового и карбонатного состава. Следует отметить, что вулканизм в аалене проявился очень слабо [1]. Наиболее интенсивного развития вулканизм достиг в байосе, когда формировалась мощная Байосская порфиритовая свита спилит-диабазовой формации.

Раннеюрские вулканические породы на южном склоне развиты весьма неравномерно. Если в Абхазии вулканы этого возраста отмечаются почти по всему разрезу без перерыва от гетанга до байоса включительно, то в Сванетии эти породы встречаются редко, а в Горной Раче вовсе отсутствуют.

На заключительной стадии раннеальпийского геосинклинального этапа формировались раннеорогенные полифазные интрузии пестрого состава. Сначала внедрялись интрузии ультраосновного и основного состава — пироксениты, горнблендиты, габбро, габбро-диабазы и диабазы. В последние фазы интрузивной деятельности формировались диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и граниты [1].

Раннеорогенные интрузивные породы в пределах исследуемого нами региона распространены в зонах Главного хребта и Южного склона (см. фиг. 1). Они, как правило, приурочены к участкам проявления раннеальпийской (Батской) складчатости. Складчатостью и внедрением диабазовых даек завершилось формирование нижне-среднеюрского подъяруса геосинклинального структурного этажа.

Образования верхнего предпалеогенового подъяруса приурочены к южным частям Гагра-Джавской зоны и к восточному флишевому бассейну, где развиты мощные толщи терригенно-карбонатных отложений (известняки, мергели, песчаники, аргиллиты) верхней юры и мела.

Медно-пирротиновый пояс Южного склона протягивается вдоль все-

го южного склона в субширотном направлении. Он приурочен к двум крупным структурно-формационным зонам: Чхалтинско-Лайлинской и Казбекско-Сарибашской, расположенным кулисообразно друг относительно друга (см. фиг. 1).

Рассматриваемый нами район охватывает Чхалтинскую подзону Чхата-Лайлинской зоны, которая протягивается в виде узкой полосы от р. Кодори до р. Мзымта, и Западную часть Казбекско-Сарибашской зоны в верховьях рек Риони и Ингури.

Эти подзоны сложены ниже-среднеюрскими глинисто-песчанистыми и вулканогенными образованиями, смятыми в сильно сжатые, часто опрокинутые линейные складки. Последние осложнены многочисленными разломами субширотного и субмеридионального простирания.

В этих подзонах находятся многочисленные колчеданные, медно-пирротиновые и колчеданно-полиметаллические месторождения и рудопроявления. Здесь известны также молибден-касситеритовые, молибден-вольфрамовые, кварц-арсенопиритовые, сурьмяные, ферберит-антимонитовые, мышьяковые, ртутно-мышьяковые и ртутные месторождения и рудопроявления (Горная Рача и Сванетия). В Абхазии встречаются стратиформные и жильные полиметаллические и ртутные месторождения.

Формирование последних связано с конечной фазой становления верхнего предпалеогенового подъяруса. Рудоносные площади контролируются крупными региональными разломами субширотного простирания. Образование серноколчеданных, медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических жильных и унаследованно стратиформных залежей связывается с заключительными этапами геосинклинального развития территории. Залегают эти месторождения лишь в глинисто-песчанистых отложениях лейаса.

В пределах Абхазии известны месторождения Аданге, рудопроявление Башкацара, Скеу, Ашимхур, Чегали, Сибиста, Шоудиди, Мегрибач и др. На западе размещается Лаурское рудное поле и Пслухское рудопроявление, которые приурочены к Псехако-Березовской зоне, являющейся непосредственным продолжением Чхалтинской подзоны на запад (см. фиг. 1).

В Сванетии и Горной Раче выявлены Зесхойское, Гульское, Ламжирское, Чхорнальское, Коднарульское, Деврушское, Дидвельское и другие рудопроявления.

Элементы блокового строения территории и закономерности размещения колчеданно-медно-пирротин-полиметаллического оруденения. Как уже выше было отмечено, медно-пирротиновый пояс характеризуется кулисообразным строением, унаследованным от тектонического строения Абхазско-Свано-Рачинского региона.

По мнению ранних исследователей, линейные тектонические зоны трассировали осевую область погружения дна морского бассейна и являлись наиболее мобильными в пределах геосинклинали Южного склона. Простирание этих зон широтное [1—3]. Очевидно, этим объясняется их отличие по характеру осадконакопления, проявлению вулканизма, а также по интенсивности развития складчатых и разрывных нарушений, относительно южных зон [1,2].

Складчатая структура зон осложнена многочисленными субширотными взбросо-сдвигами, по которым обычно фиксируются перемещения висячих крыльев с севера на юг. Местами надвиги развиты настолько интенсивно, что северные крылья складок перекрывают южные. Кроме субширотных разломов, большую роль в тектоническом строении зон играют субмеридиональные разломы. Ими обусловлено блоковое строение территории.

Субмеридиональными разломами, имевшими конседиментационное развитие, определялись различия в мощности разновозрастных геосинклинальных толщ в соседних блоках, разная интенсивность проявления вулканизма в пределах последних. В значительной мере блоковое развитие территории в этот период зависело от блокового строения нижнего структурного этажа.

Интенсивность развития складчатых и разрывных нарушений в геосинклинальный этап в различных блоках была примерно одинаковой. Складчатые формы можно разделить на несколько порядков. Если антиклинорий Главного хребта принять за складку I порядка, то следует выделить.

1. Складки II порядка с размахом крыльев от 500 м до 2 км; именно они определяют тектоническое строение района.

2. Складки III порядка, осложняющие складки II порядка, с размахом крыльев 100—200 м.

3. Приразломные складки с размахом крыльев 10—30 м.

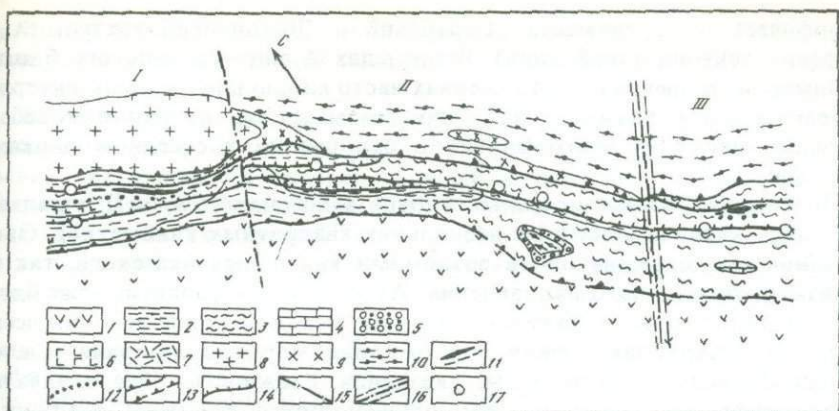
4. Внутриразломные складки волочения с размахом крыльев от 5—10 м до плычатости.

Связь локализации колчеданного оруденения с блоковым развитием выявляется достаточно определенно как в Абхазии, так и в Сванорачинском районе. Особенно четко она выражена в Горной Абхазии.

В пределах Горной Абхазии (Чхалтинская подзона), выделяются блоки разных порядков. На фиг. 2 показана схема геологического строения части Чхалтинской подзоны, где выделяется три блока I порядка: I — Скеу-Адангейский, II — Аданге-Реквинский, III — Реквинский блоки.

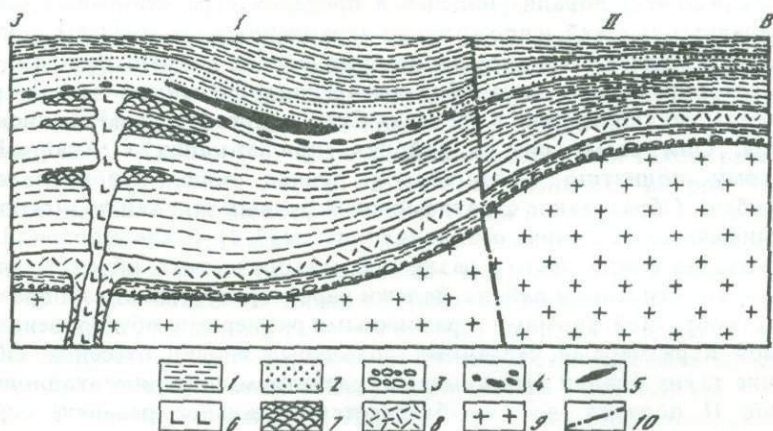
Все эти три блока с севера ограничиваются Главным надвигом, вдоль которого палеозойские породы надвинуты на юрские образования. Южной границей блоков является крупный Чхалтинский взбросо-надвиг. Последний служит южной границей всей Чхалтинско-Лайлинской зоны. Указанные блоки разграничиваются глубинными разломами субмеридионального простирания. Эти разломы в современном эрозионном срезе картируются по повышенной интенсивности развития субмеридиональных разломов и трещин. Наличие такого глубинного разлома четко устанавливается между первым и вторым блоками. В истоках р. Чхалта развиты многочисленные разломы и складки, ориентированные в субмеридиональном направлении (фиг. 2 и 3).

Надо отметить, что Аданге-Раквинский блок, который расположен на северном продолжении Центрально-Абхазского поднятия [3], во время осадконакопления был приподнят относительно Скеу-Адангейского и Реквинского блоков. Здесь развиты сравнительно мелко-



Фиг. 2. Схема геологического строения Восточной части меднопирротинового пояса Горной Абхазии. По Буадзе В.И. и др. с дополнениями автора

1 — вулканогенные образования байоса (Гагра-Джавская зона); 2 — песчано-глинистые отложения верхнего тоар-аалена; 3 — глинисто-сланцевые и алевро-песчанистые отложения среднего-верхнего лейаса; 4 — известняки плинсбах; 5 — базальные конгломераты (гетагг?—синемюр); 6 — спилитовые покровы позднелинсбах—раннетоарского возраста; 7 — спилит-кератофировые вулканиты раннелинсбахские; 8 — среднеюрские гранитоиды; 9 — палеозойские граниты; 10 — метаморфические образования палеозоя; 11 — комбинированные залежи стратиформного (серноколчеданного) и наследованно-стратиформного (медно-пирротиново-полиметаллического) типов; 12 — горизонты с конкрециями пирита; 13 — крупные взбросо-надвиги; 14 — надвигово-поддвиговые рудоконтролирующие разломы; 15, 16 — субмеридиональные глубинные разломы: 15 — достоверные, 16 — предполагаемые; 17 — рудопроявления с эпигенетическим оруденением; I — Скеу-Адаггейский блок (прогиб), II — Аданге—Реквинский блок (поднятие), III — Реквинский блок (прогиб)



Фиг. 3. Схематический продольный разрез месторождения Аданге

1 — глинистые сланцы; 2 — песчаники; 3 — базальные конгломераты; 4 — горизонты с конкрециями пирита; 5 — стратиформная серноколчеданная залежь; 6 — субвулканические тела; 7 — пиллоулавы спилитового состава; 8 — кератофировые и кварцевые кератофировые; 9 — породы нижнего структурного яруса; 10 — субмеридиональный разлом

водные отложения, а вулканогенные образования нижнеюрского возраста отсутствуют. В этом блоке мощность ниже-среднеюрских образований меньше в 2—4 раза по сравнению со смежными блоками (фиг. 3).

В пределах блока на дневную поверхность выходят породы мета-

морфического фундамента (Горабский и Шоудидский выступы, Ацгарский тектонический клин). В пределах Аданге-Реквинского блока в ниже- и среднеюрских отложениях часто наблюдаются следы внутриформационных размывов [1], что указывает на активные колебательные движения этого блока по отношению к соседним блокам (см. фиг. 3).

В пределах вышеотмеченных блоков выделяются блоки II порядка, площадь которых достигает нескольких квадратных километров. Они ограничены долгоживущими разломами как общекавказского, так и близмеридионального направления. Автономность развития этих блоков находит свое отражение уже при осадконакоплении. Во всех периодах осадконакопления дно бассейна моря по латерали имело сложный рельеф. При этом указанная сложность обуславливала зарождение локальных впадин, отличающихся режимом осадконакопления.

В Абхазии встречаются месторождения и рудопоявления как с первичными гидротермально-осадочными рудами, так и с эпигенетической минерализацией. К первому типу относится пространственно сопряженный ряд сульфидных образований в верхнеплинсбах—нижнеюарских отложениях, которые представлены (снизу вверх) пиритовой прожилковой минерализацией в базальтоидах, конкрециями пирита в надвулканогенных осадках, согласным серноколчеданным оруденением в надконкреционном интервале разреза [3, 4].

Второй тип представлен медно-пирротиново-полиметаллической минерализацией, локализующейся в пределах стратиформных серноколчеданных залежей, и прожилково-вкрапленным оруденением, контролируемым разрывными нарушениями надвигово-поддвигового типа.

Пластообразные и линзообразные серноколчеданные залежи расположены исключительно в пределах Скеу-Адангейского и Реквинского блоков. Они размещены в районах, прилегающих к Аданге-Реквинскому поднятию (Адангейское рудное поле, рудопоявление Мегрибач). Образование стратиформных рудных залежей происходило в специфических условиях осадконакопления [3, 4]. Такие условия в Горной Абхазии имели место в различных микроучастках, обусловленных мозаичным строением района. Залежи характеризуются линзообразной и пластообразной формами и различными размерами, обусловленными формой и размерами указанных локальных впадин бассейна. Образование таких впадин было вызвано развитием синседиментационных блоков II порядка, чем и объясняется локальное развитие серноколчеданных стратиформных залежей.

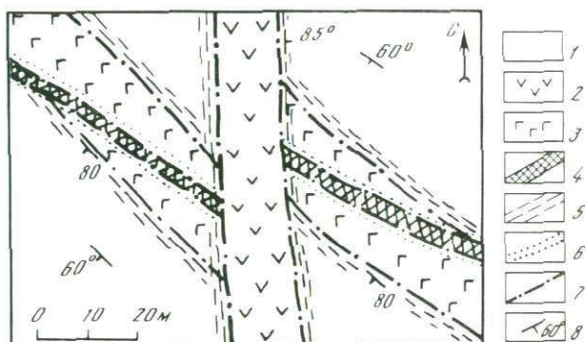
В Горной Абхазии на основе взаимоотношений руд с вмещающими породами и развитыми в этих породах тектоническими структурами А.Г. Гвалчрелидзе [8] выделяет три этапа сульфидного рудообразования — серноколчеданный, медно-пирротиновый и кварц-пирит-полиметаллический. Первый является этапом сингенетического с осадконакоплением рудообразования [3, 4, 8], два последних — этапами эпигенетической наложенной минерализации; это отразилось в образовании унаследованно стратиформных рудных залежей и участков с прожилково-вкрапленным оруденением.

Возраст первичных серноколчеданных руд устанавливается более или менее определенно как позднеплинсбах—раннеоарский, доскладчатый.

Второй этап проявился безусловно после завершения складчатости, внедрения даек и силлов диабазов, развития кливажа и образования тектонических брекчий. Точный возраст этого этапа определить не удастся. Нижней границей наверное является батское время, так как субвулканические тела диабазов батского возраста, как отмечают многие исследователи, пересекаются жилами медно-пирротиновых руд. Верхней границей могут служить третичные дайки

Фиг. 4. Взаимоотношения дайковых и рудных тел на рудопроявлении Чхорнали (Горная Рача). Зарисовка кровли штольни. По материалам В.Р. Надирадзе и др.

с дополнениями автора
 1 — глинистые сланцы; 2 — альбитофиты; 3 — диабазы; 4 — кварц-пирит-халькопиритовая жила; 5 — зона окварцевания; 6 — ороговиканнные и окварцованные глинистые сланцы; 7 — зона смятия и дробления; 8 — элементы залегания



альбитофиров, которые являются более молодыми, чем медно-пирротиновые руды (фиг. 4). Однако возраст этих дайковых тел пока является спорным. Кварц-пирит-полиметаллическая минерализация безусловно является более молодой, чем медно-пирротиновая, по мнению Ш.А. Адамия [1], — позднеальпийской. При таком разбросе во времени различных этапов оруденения возникает вопрос, каким образом происходило накопление всех типов руд в одних и тех же зонах. Это, наверное, можно объяснить тем, что рудообразующие растворы поступали по тем же магмо- и рудоподводящим каналам, которые существовали в нижнем этаже во время образования первичных серноколчеданных руд и неоднократно подновлялись.

Унаследованно стратиформные медно-пирротин-полиметаллические рудные тела локализованы в Скеу-Адангейском (Адангейское рудное поле) и Рекванском прогибах. Именно эти блоки являются наиболее перспективными.

Эпигенетическая минерализация прожилково-вкрапленного типа развита по всей Абхазии. Они контролируются крупными разрывными нарушениями и зонами интенсивной трещиноватости и дробления. В пределах Абхазии выделяются две зоны общекавказского направления (северная и южная).

В блоках II порядка эпигенетическая минерализация развита не в одинаковой степени. В Аданге-Реквинском блоке развиты кварц-пирит-полиметаллические рудные тела при подчиненном развитии медно-пирротиновых руд. В блоках, расположенных восточнее и за-

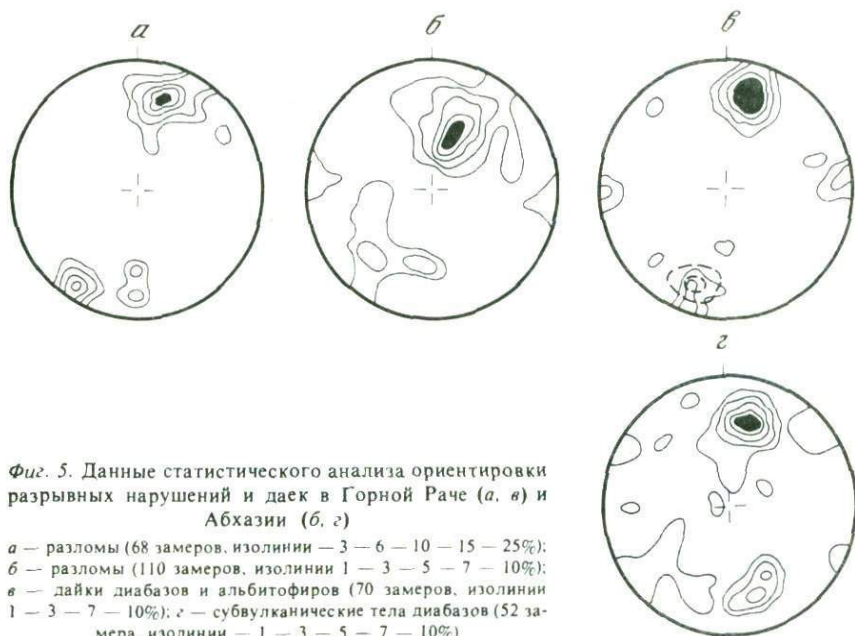
паднее Аданге-Реквинского оруденения, оба типа представлены почти в равной степени в комбинации с серноколчеданными рудами. Аналогичная картина наблюдается на рудопроявлении Зесхо, которое находится в Свано-Рачинском рудном районе, и рудопроявлений Пслух, которое расположено в самой западной части Чахлтинско-Лайлинской зоны (Псехако-Березовская зона). На этих рудопроявлениях унаследованно стратиформные залежи, так же как и на Адангейском рудном поле, приурочены к строго определенным горизонтам лейасских отложений. Подрудные породы представлены верхнеплинсбахскими монотонными глинистыми сланцами с покровными телами спилитов. Надрудные горизонты сложены чередующимися глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками, которые выше переходят в чередование мощных пластов песчано-алевролитов, алевритистых глинистых алевролитов. Весь рудоносный слой пропитан пиритовыми конкрециями и стяжениями. Возраст надрудной толщи — тоар. Выше отнесенные породы смяты в синклинальные складки. Рудные тела, по нашему мнению, приурочены к осевым частям синклиналей.

ТИПЫ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Статистическое изучение разломов, распространенных в пределах Абхазии и в Свано-Рачинском районе (фиг. 5), показало, что здесь преобладают разломы субширотного простирания с северным и южным падением. Эти разломы представляют собой сопряженную систему разрывов-взбросов, связанных со складчатостью. Реже встречаются разломы с субмеридиональным простиранием, видимо, наложенные на складчатость.

Медно-пирротин-полиметаллические рудопроявления приурочены к субширотным взбросо-надвигам, а также к приразломным зонам повышенной трещиноватости. Рудные тела встречаются как в пределах зон разломов, так и вне их. Субмеридиональные разломы на размещение оруденения прямого влияния не оказывали. Ни в одном из установленных нами субмеридиональных разломов следов оруденения не наблюдалось, кроме рудопроявления Шоудида (Абхазия). Оно представляет собой зону интенсивно дробленных пород, к которым приурочены гнезда и прожилки пирит-халькопиритового состава.

В исследуемых нами районах часто оруденение ассоциировалось с дайками диабазов. Диаграммы, составленные для субвулканических тел и даек (см. фиг. 5), показали, что дайки диабазов ориентированы в субширотном направлении. Только небольшая часть даек имеет иное простирание. Дайки широко развиты в принадвиговой зоне (Свано-Рачинский район), где они имеют среднюю мощность 2—3 м, протяженность 3—4 км. Очевидно, дайками трассируются те многочисленные разрывные нарушения, которые были развиты параллельно Главному надвигу. По сравнению с разломами дайки залегают в более крутопадающих трещинах. Рудные тела залегают как в контактовых частях даек с вмещающими породами, так и внутри даек,



Фиг. 5. Данные статистического анализа ориентировки разрывных нарушений и даек в Горной Раче (а, в) и Абхазии (б, г)

а — разломы (68 замеров, изолинии — 3 — 6 — 10 — 15 — 25%);
 б — разломы (110 замеров, изолинии 1 — 3 — 5 — 7 — 10%);
 в — дайки диабазов и альбитофиров (70 замеров, изолинии 1 — 3 — 7 — 10%); г — субвулканические тела диабазов (52 замера, изолинии — 1 — 3 — 5 — 7 — 10%)

что можно объяснить контрастными различиями физико-механических свойств дайковых и вмещающих осадочных пород. Если рудные тела залегают внутри дайковых тел, почти всегда наблюдается гидротермальная переработка рудовмещающих пород.

Альбитофировые дайки развиты менее широко. Они обычно параллельны дайкам диабазов, но являются более молодыми. Местами, как отмечалось выше, наблюдается пересечение диабазовых даек альбитофировыми (см. фиг. 4).

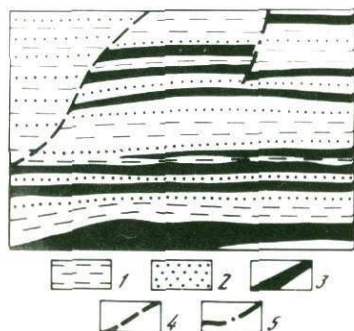
В Абхазии и Свано-Рачинском районе встречаются рудные тела в основном следующих морфологических типов: пластовые (стратиформные), линзообразные, штокверковые, гнездовые, жильные, вкрапленные зоны.

Пластовые залежи выявлены на Адангейском рудном поле в рудопроявлениях Пслух и Зесхо. Рудные тела приурочены к осевым частям синклиналиных складок и залегают согласно с вмещающими породами. Они образованы массивными и слоистыми серноколчеданными рудами с наложенной медно-пирротин-полиметаллической минерализацией (фиг. 6), представляя собой унаследованно стратиформные тела [3].

По В.И. Буадзе, М.А. Беридзе, Т.Э. Кердзая [3, 4] и А.Г. Твалчрелидзе [8], формирование серноколчеданных руд происходило синхронно с осадконакоплением в локальных блюдцеобразных понижениях дна водного бассейна, наличие которых, по нашему мнению, обусловлено блоковым строением фундамента (см. фиг. 3).

Линзообразные рудные тела представлены массивными и брекчиевидными рудными телами, сложенными пиритом, пирротинном и

халькопиритом. Такие рудные тела наблюдаются в южной рудонесной зоне, на рудопроявлениях Скеу, Шханзия-Шхапарт, Башкашара, Реква, Твибрашери и в Сванетии — на рудопроявлениях Гули, Ламжира, Зесхо, в Горной Раче — на Чхорнали, Мзиури, Уволи. Они приурочены к зонам смятия и к контактам даек диабазов. Прожилковые, гнездовые и вкрапленные руды развиты в зонах повышенной трещиноватости в контактах диабазов с глинистыми сланцами. Они образуют залежи как согласного или субсогласного, так и секущего типа. Кварцевые жилы, включающие рудную минерализацию, обычно приурочены к крупным трещинам и прослеживаются



Фиг. 6. Слоистая серноколчеданная руда. Зарисовка восточной стенки шт. 22. Место-рождение Аданге

1 — глинистые сланцы; 2 — песчаники; 3 — серноколчеданная руда; 4 — послерудные нарушения; 5 — синседиментационные нарушения

на значительные расстояния, занимая секущее положение относительно складов. Они имеют хорошо выдержанную мощность. Рудные тела этого морфологического типа редки. Жилы встречаются на рудопроявлениях Горной Рачи (Девруша, Чхорнали, Санарцхия).

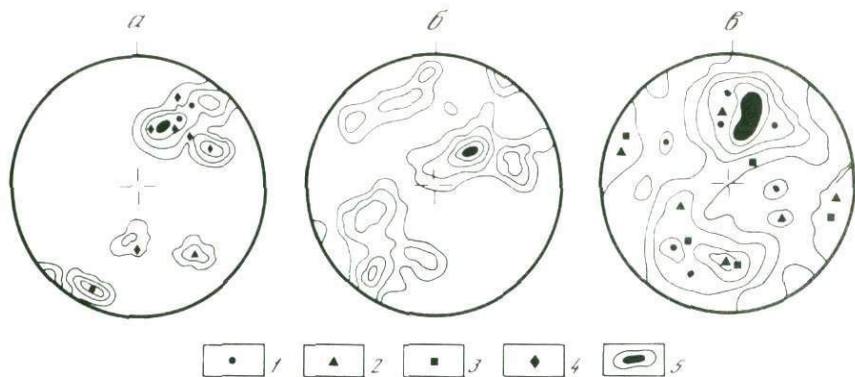
Интересную информацию представляют данные статистического анализа залегания рудных тел кварцеворудных жил, а также минерализованных зон смятия и дробления с обогащенными участками в виде линз, гнезд и сгущения прожилков. Собраны данные почти по всем известным колчеданно-медно-пирротин-полиметаллическим рудным телам Горной Рачи и Абхазии (фиг. 7).

Элементы залегания рудных тел отражаются в пяти максимумах: 20 \angle 35—45 (максимум более 20%), 40 \angle 75—80, 60 \angle 60, 200 \angle 75, 180 \angle 30 (плотности максимумов от 10 до 15%). Безрудные кварцевые жилы ориентированы в разных направлениях, по замерам их залегания определенных систем не выявляется (фиг. 7,б).

Аналогичная картина наблюдается и в Горной Абхазии — залегания рудовмещающих структурных элементов разнообразны, но основные максимумы сохраняются (фиг. 7,в).

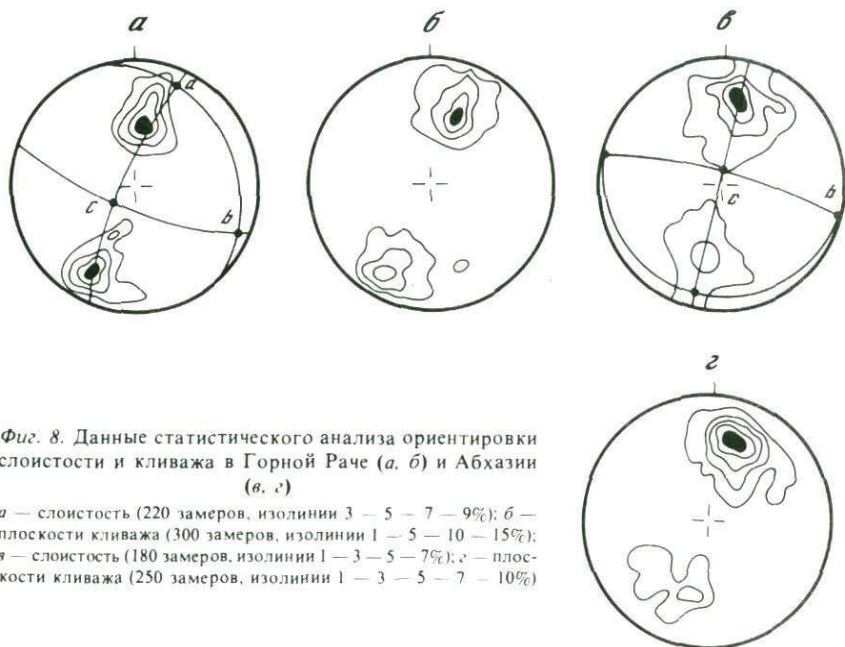
В изученном районе в осадочных породах часто наблюдаются кливаж осевой плоскости и послыйный кливаж; данные статистического изучения залегания трещин кливажа позволяют судить об его развитии.

На диаграмме четко вырисовывается два максимума: с элементами залегания 20 \angle 40—50 и 210 \angle 60—70. Оказалось, что разломы и плоскости кливажа отвечают одной системе сопряженных разрывов.



Фиг. 7. Данные статистического анализа ориентировки рудных тел и кварцевых жил в Горной Раче (а, б) и Абхазии (в)

1 — кварц-пиритовые тела; 2 — кварц-пирит-халькопиритовые тела; 3 — кварц-пирит-полиметаллические тела; 4 — кварц-халькопиритовые тела; 5 — максимумы наибольшей плотности
 а — рудные тела (50 замеров, изолинии через 2—5—10—20%); б — кварцевые жилы (75 замеров, изолинии 1—3—7—15%); в — рудные тела (160 замеров, изолинии 1—3—5—7—10%)



Фиг. 8. Данные статистического анализа ориентировки слоистости и кливажа в Горной Раче (а, б) и Абхазии (в, г)

а — слоистость (220 замеров, изолинии 3—5—7—9%); б — плоскости кливажа (300 замеров, изолинии 1—5—10—15%); в — слоистость (180 замеров, изолинии 1—3—5—7%); г — плоскости кливажа (250 замеров, изолинии 1—3—5—7—10%)

Плоскости кливажа почти параллельны разломам, но имеют более пологое падение на $10-20^\circ$ (фиг. 8).

Таким образом, можно говорить, что в районе наиболее интенсивно развит региональный кливаж, а кливаж осевой плоскости развит лишь в локальных случаях. При сравнении всех диаграмм видно, что расположение главных максимумов элементов залегания всех изу-

ченных геологических образований подчинено единому плану деформации, хотя формировались эти элементы не в одно и то же время.

Анализируя условия формирования и закономерности распределения медных и полиметаллических руд в Абхазии и Свано-Рачинском рудном районе, мы убеждаемся в проявлении совокупности рудо-контролирующих факторов.

Образование первичных серноколчеданных руд зависело от режима осадконакопления и проявления спилит-кератофирового вулканизма. Их оптимальное сочетание достигалось в локальных впадинах, приуроченных к относительно опущенным тектоническим блокам. В локализации эпигенетической рудной минерализации медно-пирротин-полиметаллического состава важную роль играл литологический фактор. Первичные серноколчеданные залежи представляли собой геохимический барьер, способствующий отложению медно-пирротин-полиметаллических руд унаследованно стратиформного типа. Ведущее значение имели глубинные разрывные нарушения, определявшие унаследование путей движения рудоносных растворов. В роли рудовмещающих структурных элементов выступали складки II—III порядка и разрывы двух систем: 20°40'—65° и 190°—210°45'—70°.

В локализации оруденения большую роль играли мелкие трещины, в том числе трещины кливажа, которые вмещают прожилковую минерализацию.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Адамия Ш.А.* Тектоника и геологическая история Абхазии // Тр. ГИН АН ГССР. Н.С. 1977. Вып. 4. 67 с.
2. *Беридзе М.А.* Вулканогенные образования, связанные с ниже- и среднеюрскими геосинклинальными отложениями Южного склона Большого Кавказа // Тр. ГИН АН ГССР. Н.С. 1981. Вып. 71. С. 42—83.
3. *Беридзе М.А., Буадзе В.И.* О генезисе стратиформного оруденения Адангейского рудного поля (Горная Абхазия) // Литология и полезные ископаемые. 1977. № 1. С. 81—96.
4. *Буадзе В.И., Кердзая Т.Э., Кавиладзе М.Ш.* Последовательность оруденения и вариации изотопов серы на примере колчеданно-медно-пирротиново-полиметаллического пояса Горной Абхазии // Геология руд. месторождений. 1968. № 4. С. 82—96.
5. *Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И.* Особенности локализации гидротермального оруденения в различных структурных этажах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 10. С. 28—38.
6. *Гамкредидзе П.Д.* Основные черты тектонического строения Кавказа // Геотектоника. 1966. № 3. С. 3—6.
7. *Надирадзе В.Р., Алибегашвили Б.А., Кахадзе Э.И., Отхмезури З.В.* Условия формирования и закономерности распределения эндогенных рудных формаций Рачи и Сванетии // Тр. ГИН АН ГССР. 1973. Вып. 37. 112 с.
8. *Твалчредидзе А.Г.* Генезис медно-пирротиновых руд Горной Абхазии. Тбилиси: Мецниереба, 1978. 227 с.
9. *Твалчредидзе Г.А.* Эндогенная металлогения Грузии. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 342 с.

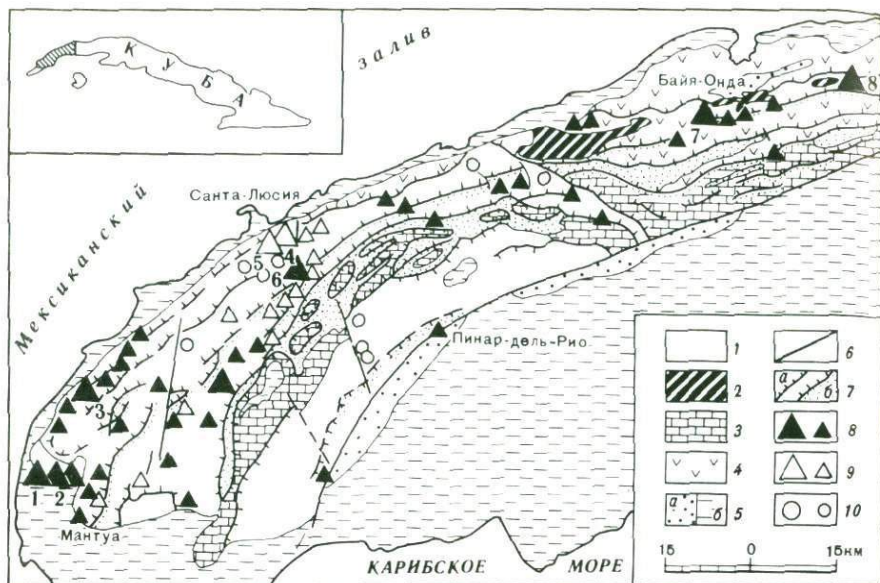
**СУЛЬФИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ЗОНЕ ЧЕШУЙЧАТЫХ НАДВИГОВ
ЗАПАДНОЙ КУБЫ¹**

В западной части о. Куба, в провинции Пинар-дель-Рио, прослеживается пояс развития сульфидных месторождений — медных, медно-кобальтовых, свинцово-цинковых (с баритом или без него). Длина сульфидного пояса составляет 150 км при ширине 15—35 км. Пространственно он совпадает с зоной чешуйчатых надвигов, образующей дугу, выгнутую к северо-западу, в сторону Мексиканского залива (фиг. 1). Всего в пределах пояса установлено более сотни сульфидных месторождений и рудопроявлений. При их разведке, эксплуатации и научном исследовании геологи встретились с рядом нерешенных вопросов — в значительной мере общих для месторождений рассматриваемого класса.

Рассматриваемая территория в меловое время представляла собой отдаленный западный фланг Кубинской островной дуги. Соответственно только восточная треть площади пояса в меловой части разреза в большой степени сложена вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами островодужного комплекса (с участием офиолитов). В центральной и западной частях пояса устанавливается, по-видимому, непрерывный геологический разрез — от наиболее широко распространенных континентальных терригенных осадочных отложений ниже-среднеюрского возраста через существенно карбонатные осадки верхней юры до меловых—палеоценовых карбонатно-сланцевых, отчасти вулканогенных отложений. Все перечисленные породы, кроме, может быть, палеогеновых, в той или иной мере несут сульфидную минерализацию. Завершают разрез миоцен—четвертичные неоплатформенные осадки (известняки, мергели, глинистые сланцы), отчетливо перекрывающие железные шляпы некоторых вскрытых эрозией сульфидных месторождений на крайнем юго-западном окончании пояса.

В разрезе рудовмещающей толщи (снизу вверх) наблюдается постепенный переход от мелководных дельтовых терригенных отложений [6] (песчаники, алевролиты, углисто-глинистые сланцы) к карбонатным лагунным при несколько возрастающей, но в общем небольшой роли продуктов вулканизма. Вверх по разрезу заметно повышается содержание углистого вещества в породах, особенно в сланцах, а также несколько увеличивается количество карбонатных, кремнистых и сульфидных конкреций; на фоне общей умеренной пиритизации всех пород разреза иногда отмечаются тонкие прослойки мелкозернистого пирита (местами со сфалеритом и галенитом) предположительно осадочно-диагенетического происхождения, а также псевдоморфозы кристаллического и глобулярного пирита по угле-

¹Расширенный текст доклада, зачитанного на XXVII сессии Международного Геологического Конгресса в Москве.



Фиг. 1. Положение сульфидных месторождений Западной Кубы в зоне чешуйчатых надвигов

1 — терригенные песчанико-сланцевые и карбонатные отложения J; —K; 2 — позднемеловой офиолитовый комплекс (перидотиты, серпентиниты, габбро и др.); 3 — верхнеюрские карбонатные олистолиты в палеогеновой олистороме; 4 — меловой островодужный комплекс (Na-базальты, порфириды, туфы, алевролиты, глинистые сланцы, известняки); 5 — покровные верхнемеловые—палеогеновые (а) и неоплатформенные олигоцен—четвертичные (б) отложения (глинистые сланцы, мергели, туфы и др.); 6 — крутопадающие разломы; 7 — основные надвиги (а), местами с палеогеновой олисторомой (б); 8—10 — месторождения (а) и рудопроявления (б): 8 — существенно медные, 9 — пиритовые свинцово-цинковые, 10 — баритовые; 1—8 — месторождения: 1 — Хуан-Мануэль, 2 — Унион I и II, 3 — Иерро, 4 — Santa-Люсия, 5 — Кастельяно, 6 — Матаамбре, 7 — Хукаро, 8 — Бузнависта

фицированным растительным остаткам. В меловых отложениях имеются осадочные концентрации кремнисто-гематитовых, магнетитовых, реже шамозитовых и сидеритовых образований. Для всей толщи отмечается низкая степень регионального метаморфизма (не выше фации зеленых сланцев) при локальном проявлении процессов окварцевания песчаников и мусковитизации глинистых сланцев.

В самом конце мела и в палеоцене рудовмещающая толща подверглась интенсивной линейной складчатости при северо-восточном простирании осевых поверхностей, местами осложненной более слабой флексурной складчатостью с поперечной ориентировкой шарниров по отношению к осям главных продольных складок [3].

Вся территория Западной Кубы разбита серией разломов различного направления. Самыми характерными являются протяженные дугообразные, часто субсогласные надвиги, падающие на северо-запад под углами порядка 30—35°, иногда и более круто [2]. Поскольку процесс дизъюнктивного надвигания кинематически сопряжен с продольной складчатостью, удается установить общее направление субгоризонтального надвигания тектонических пластин между поверхностями сместителей: оно осуществлялось с севера, со стороны

Багамской платформы и отчасти с запада, со стороны Юкатанского жесткого массива. Как показало глубинное нефтяное бурение, в основании надвинутой пластины (общая толщина ее составляет 2—4,5 км) лежит палеоцен-эоценовая, частично серпентинизированная олистострома, а непосредственно под ней — слабо деформированные меловые—палеогеновые существенно карбонатные отложения.

Магматические породы более интенсивно развиты только в восточной части сульфидного пояса. Наряду с ультрабазитами, габбро и другими породами офиолитового комплекса отмечаются габбро-диабазы, лавы среднего и основного состава (натриевые базальты и др.), относящиеся к меловому островодужному комплексу и находящиеся, как и офиолиты, в аллохтонном залегании. В остальной части пояса меловые эффузивы и субвулканические интрузивные породы среднего—основного состава (от андезитов-дацитов до базальтов) встречаются либо в виде обломков и глыб среди палеогеновой, кстати, на многих участках серпентинитовой олистостромы в зонах отдельных более крупных надвигов, либо локально, обычно на участках сульфидных месторождений по внешнему обводу дуги сульфидного пояса. Относительно поздние нерассланцованные магматические образования — несколько обогащенные калием габбро-диориты, диоритовые порфириты, диабазы, встречающиеся в восточной и более редко в центральных частях пояса, образуют непротяженные дайки, штоки и неправильные интрузивные тела среди юрских, меловых и палеоценовых отложений. Возраст их не везде ясен, однако имеющиеся геологические данные и единичные абсолютные калий-аргоновые определения возраста позволяют считать эти тела последовательными и относить их к самому началу эоцена [3].

Среди промышленных сульфидных месторождений Западной Кубы по особенностям морфологии рудных тел резко различаются два главных типа: 1) согласные или субсогласные сильно уплощенные линзообразные залежи дисульфидов железа с полиметаллическим, барит-полиметаллическим, иногда с медным или медно-кобальтовым оруденением и 2) секущие прожилково-вкрапленные жильные или трубообразные тела существенно халькопиритовых и в немногих случаях барит-галенитовых руд. В пределах отдельных месторождений или рудных полей оба указанных типа оруденения часто оказываются пространственно совмещенными [1, 3].

Месторождения с согласными или субсогласными сульфидными залежами известны как в юрских (Моно, Рудное тело 70 месторождения Матаамбре, Ниевес, Амистад), так и в меловых (Унион I и II, Хуан-Мануэль, Санта-Люсия и др.) осадочных отложениях. Обычно согласные рудные тела располагаются вдоль тектонически осложненного контакта с подстилающими грубослоистыми кварцевыми или полимиктовыми песчаниками. Рудные тела имеют тонкополосчатое и массивное сложение, мощность их составляет 15—45 м, в раздувах до 75 м, длина по простиранию 200—600 м, разведенная протяженность вдоль линии склонения может превышать 500 м. Раздувы рудных тел отмечаются около мест перегиба слоистости вмещающих пород (месторождения Ниевес, Рудное тело 70, Унион I), а также вдоль

некоторых секущих разломов (Кастельяно). В подстилающих пластах песчаника часто выявляются пиритовые или пирротиновые прожилки, сопровождающиеся окварцеванием и пиритизацией и в совокупности образующие убогие штокверковые руды.

Вещественный состав согласных рудных залежей в общем стандартен. Основную массу сульфидных руд составляют пирит, марказит, сфалерит, менее развиты галенит, халькопирит, пирротин, еще реже встречаются магнетит, гематит, арсенопирит, блеклые руды, совсем редко — минералы серебра, золото. Нерудные — кварц, карбонаты, барит, реже хлорит. Отмечается постоянное присутствие в рудах органического вещества. Околорудные изменения вмещающих пород выражаются в окварцевании, серицитизации, а также графитизации углистого вещества. Для полиметаллического типа руд большинства месторождений выявляется постоянное отношение свинца к цинку, составляющее 1:3.

Устанавливается длительная последовательность формирования таких руд. На некоторых месторождениях самой ранней оказывается ассоциация окисных и карбонатных минералов железа, за ней следует отложение основной или значительной массы дисульфидов железа, части пирротина и сфалерита. На ранние существенно пиритовые линзы и пласты обычно тонкополосчатого строения отчетливо накладывается основная сфалерит-галенитовая минерализация. Еще более поздняя минерализация на разных месторождениях неодинакова: она может быть барит-галенитовой, пирротиновой, халькопиритовой, в редких случаях сульфосольной. На месторождениях западного и восточного флангов сульфидного пояса сфалерит-галенитовая ассоциация проявилась слабо или вообще не проявилась и халькопиритовая (иногда с кобальтоносным пиритом) минерализация наложилась непосредственно на ранние пиритовые залежи или на породы с прослоями окисных и карбонатных железистых минералов.

Жильное, отчетливо эпигенетическое халькопиритовое оруденение также развито и в меловой вулканогенно-осадочной толще (местонахождения Хукаро, Буэнависта в восточной части пояса), и в юрских или меловых терригенно-карбонатных породах (основные меднорудные тела Матаамбре, а также месторождения Иерро, Франсиско и др.).

В меловых эффузивах восточной части рассматриваемого пояса медные руды в серии относительно небольших месторождений имеют прожилково-вкрапленное внутреннее строение. Более крупные рудные тела такого типа контролируются продольными субсогласными разломами, выраженными зонами повышенной трещиноватости и интенсивного расщепления вулканогенных пород, обычно сильно хлоритизированных. Минерализованные разломы, как правило, сопряжены с региональными надвигами палеогенового возраста. В ряде случаев отмечаются послерудные деформации сульфидных агрегатов, их интенсивное перетиранье, что свидетельствует о продолжении тектонических движений по надвигам в более молодое время. Подобные особенности руд способствуют развитию в них процессов окисления и вторичного обогащения.

Крупнейшим проявлением жильного халькопиритового оруденения в песчанико-сланцевой юрской толще является известное месторождение Матаамбре. Здесь на небольшом по площади участке поперечного флексуорообразного перегиба пачки песчаника и одновременно около линии пересечения согласных и секущих поперечных разломов развита серия коротких в плане, почти мономинеральных халькопиритовых жил, выполняющих поперечные к слоистости трещины отрыва или замещающих секущие трубообразные тела предрудных кварц-карбонат-хлоритовых брекчий. Богатые руды этого типа, сложенные халькопиритом, кварцем, анкеритом, пиритом, содержат также пирротин, хлорит, кобальтин. Вмещающие породы подверглись окolorудному окварцеванию, хлоритизации, местами серицитизации и пиритизации. На месторождении отработано несколько десятков таких рудных тел на общую глубину более 1500 м. Все они преимущественно залегают в пределах одной пачки песчаника, но могут переходить из одного пласта в другой, пересекать отдельные пропластки углесто-глинистых сланцев и алевролитов, ограничиваться разрывными нарушениями — как послойными, так и секущими [1, 3].

Прямые соотношения между пирит-полиметаллическими субсогласными рудными телами и жильной медной минерализацией на Матаамбре свидетельствуют о более позднем возрасте последней [3 и др.].

Изотопные исследования руд из месторождений западнокубинского сульфидного пояса только начаты. Пока, по данным Т.Н. Шадлуно, Ю.П. Зарянова, А. Нормана и др., установлено, что состав серы рудообразующих сульфидов меняется в широких пределах (от -30 ‰ до $+13$ ‰ $\delta^{34}\text{S}$). При этом пириты всегда обогащены легким изотопом серы относительно сфалерита, и такое обогащение более значительно для ранних минеральных ассоциаций. Свинец галенитов из нескольких образцов нашей коллекции для главных месторождений района (Матаамбре, Санта-Люсия, Ниевес) по своему изотопному составу оказался в общем молодым и удивительно постоянным (определения Лаборатории изотопной геохронологии ИГЕМ).

При решении вопроса относительно генезиса сульфидных месторождений Западной Кубы, на наш взгляд, обязательно должны быть приняты во внимание следующие фундаментальные геологические закономерности.

1. В своем распространении сульфидные месторождения образуют протяженный пояс. Он представляет собой единую достаточно компактную полосу, несмотря на неоднородное геологическое строение территории и значительные относительные перемещения отдельных составляющих ее аллохтонных тектонических пластин. При этом пояс развития сульфидных месторождений практически полностью совпадает с молодой структурно-тектонической единицей — четко выраженной дугообразной зоной палеоцен-эоценовых чешуйчатых надвигов.

2. В пределах сульфидного пояса проявлена довольно четкая металлогеническая зональность: при повсеместном распространении существенно медной (относительно более поздней) минерализации

пирит-полиметаллическая развита более локально — лишь в центральной части пояса и по его внешнему обводу. Самые крупные месторождения разных типов (медных, полиметаллических, баритовых) сосредоточены в центральной, по-видимому наиболее приподнятой части пояса. Исходя из сказанного, совсем необязательно связывать особенности рассматриваемых месторождений только со спецификой строения и условий накопления вмещающих осадочных горных пород, как это попытались В.П. Феокистов и др. [4], не приводя каких-либо доказательств постулируемой ими повсеместной сингенетичности сульфидного оруденения и вмещающих толщ.

3. Предпочтительная приуроченность промышленного сульфидного оруденения к определенным стратиграфическим горизонтам или уровням не является общей для всего района или какой-либо его части, а проявляется лишь локально на отдельных месторождениях или рудных полях. Эта закономерность удовлетворительно объясняется либо наличием местных геохимических барьеров для восходящих минерализованных растворов, либо благоприятным для возникновения проницаемых каналов соотношением физико-механических свойств пород в слоистом разрезе.

4. Отношение последовательно сформированных рудных минеральных ассоциаций к этапам регионально проявленной деформации в пределах пояса неодинаково: в основной продольной складчатости, по-видимому, участвуют только ранние осадочные железные руды и тонкополосчатые субпластовые пиритовые залежи. Пирит-полиметаллические рудные тела деформированы слабее, и в своем размещении они отчетливо контролируются деформационными структурами. В частности, они могут следовать вдоль зон тектонического расслабления, завершающего складчатость, накладываясь при этом на ранние пиритовые залежи. Многие трубообразные халькопиритовые тела месторождения Матаамбре практически недеформированы; они непрерывно прослеживаются на огромную глубину, несмотря на наличие пологих разломов, относящихся к системе палеогеновых надвигов.

5. Промышленная сульфидная минерализация Западной Кубы в той или иной степени контролируется деформационными структурами различного типа. Локализация пирит-полиметаллического оруденения в значительной мере определяется поперечной флексурной складчатостью и только отчасти продольными и секущими разрывными нарушениями. Для существенно медной рудной минерализации более характерен контроль поперечными или секущими продольными разрывами — как связанными с системой чешуйчатых надвигов, так и более ранними. В центральной, наиболее сложно деформированной, части пояса ориентировка длинных осей рудных залежей разного типа постоянна для всего геологического разреза: она совпадает с направлением погружения шарниров поперечных изгибов слоистости. Вдоль того же направления следуют и линии сопряжения разрывов, контролирующих жильное халькопиритовое оруденение.

6. Геологический возраст пирит-полиметаллического оруденения скорее всего отвечает концу мела, совпадая с периодом завер-

шения формирования островодужного комплекса, но может отчасти оказаться синхронным несколько более раннему базальтоидному магматизму. Медное оруденение, отчетливо эпигенетичное по своей природе, сформировалось в основном после палеоцен—раннеэоценовой складчатости и сопряженной с ней системы чешуйчатых надвигов независимо от возраста вмещающих пород, вероятно, в парагенетической связи с весьма слабой магматической деятельностью в среднем эоцене. Оба основных типа сульфидного оруденения разделены периодом регионального метаморфизма, кстати, недостаточно сильного, чтобы можно было предположить сколько-нибудь существенную ремобилизацию ранее отложившихся сульфидов. Едва ли с этим процессом можно связывать отмечаемое на некоторых месторождениях появление вторичного пирротина, замещающего пирит в условиях среды с повышенным содержанием углерода.

Итак, в пределах сульфидного пояса Западной Кубы в целом и на главных рудных полях в частности устанавливается пространственное совмещение разновозрастной рудной минерализации различного генезиса — от осадочно-диагенетической до эпигенетической гидротермальной, в свою очередь неоднократно. В отношении субпластовых залежей сульфидных руд совмещение с ранней сингенетической минерализацией обусловлено чрезвычайно сильным влиянием послонных геохимических барьеров (железистого окиснокарбонатного, углеродистого, пиритового, возможно, сульфатного и др.). Жильное халькопиритовое оруденение в масштабе рудного поля или месторождения может пространственно совмещаться с субогласным полиметаллическим еще и в связи с частичной общностью факторов структурного контроля.

Наличие серий субогласных чешуйчатых надвигов в контрастной по физико-механическим свойствам слоистой толще осадочных или вулканогенно-осадочных пород благоприятствовало образованию межпластовых полостей отслоения, особенно со стороны висячего бока надвигов в местах локального осложнения условий залегания слоев. Зоны более крупных надвигов, включающие горизонты молодой олистостромы весьма разнородного строения, могли служить протяженными проницаемыми каналами как для поздних интрузивных или субвулканических инъекций, так и для восходящих потоков глубинных рудоносных флюидов. Если ранние пиритовые образования встречаются около надвигов в виде обломков, то поздняя халькопиритовая минерализация развита в олистостроме довольно широко (месторождения Ла-Констансия, Эль-Брухо и др.). Крупных месторождений в зонах олистостромы, видимо, ожидать не приходится, так как по надвигам происходили и послерудные движения, приводившие к механическому разрушению и растаскиванию фрагментов ранее существовавших компактных рудных тел [6].

Практика многолетней эксплуатации и разведки сульфидных месторождений Западной Кубы показывает, что промышленное значение, как правило, имеют такие месторождения или рудные тела, на которых эпигенетические рудообразующие процессы проявились наиболее интенсивно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лавров Н. П., Буриан Я., Кабрера-Ортега Р., Конечный С. Геологическая структура и некоторые вопросы генезиса медного месторождения Матаамбре // Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967. С. 58—79.
2. Моссаковский А. А., Альбеар Х. Ф., де. Покровная структура Западной и Северной Кубы и история ее становления в свете изучения олистостром и молаэс // Геотектоника. 1978. № 3. С. 100—118.
3. Толкунов А. Е., Малиновский Е. П., Кабрера-Ортега Р., Карасу Г. Сравнительная характеристика медных месторождений Кубы // Геология полезных ископаемых Кубы. М.: Наука, 1973. С. 9—65.
4. Феоктистов В. П., Аниятлов И. А., Норман А. Металлогения Западной Кубы // Геология руд. месторождений. 1982. № 4. С. 69—80.
5. Aniatov I., Vergara F., Musinov Y., Montenegro J. Yacimientos incluidos en los melanges y olistostromas de la provincia Pinar del Rio // Publ. CIG. Ser. Geol. 1983. N 2. P. 67—91.
6. Haczewski G. Sedimentological reconnaissance of the San Cayetano formation: an accumulative continental margin in the Jurassic of Western Cuba // Acta geol. pol. 1976. Vol. 26. P. 331—353.

УДК 553.44+553.689.2

А. Л. Соколов

ГЕОЛОГОСТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ БАРИТ-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ЗАЛЕЖЕЙ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДАЛЬНЕЗАПАДНЫЙ ЖАЙРЕМ

Барит-полиметаллическое месторождение Жайрем относится к известному в Центральном Казахстане атасуйскому типу оруденения, в котором совмещаются пластовые железо-марганцевые и свинцово-цинковые руды с наложенным гидротермальным барит-свинцово-цинковым оруденением. История тектонического развития Атасуйского района, геологическое строение, структура месторождения Жайрем, минеральный и химический состав, текстурные и структурные особенности его руд, геохимия процесса рудообразования изучались А. А. Рожновым, Н. М. Митряевой, Ф. Ф. Таранушичем, В. И. Шибриком, А. В. Ткачевым, М. К. Бахтеевым и многими другими. Проведенный анализ пространственных соотношений разновозрастных, разномасштабных разрывных и складчатых структур, их связь с рудными залежами различных морфологических типов внутри единой, барит-полиметаллической зоны месторождения Дальнезападный Жайрем позволяет сопоставить этапы тектонического развития месторождения с процессами формирования рудной и послерудной минерализации.

Основная рудоконтролирующая структура района месторождения — Жайремская брахиантиклиналь — располагается в пределах крупной Жаильминской синклинали. Последняя формировалась по фрагментам ранее существующих глубинных разломов северо-западного простирания (Атасуйского и Бербулак-Шалгинского). По времени заложения (поздний протерозой — ранний палеозой) северо-западные и субширотные разрывы Центрального Казахстана являются наиболее древними. Разрывы этой группы унаследованы более поздними гео-

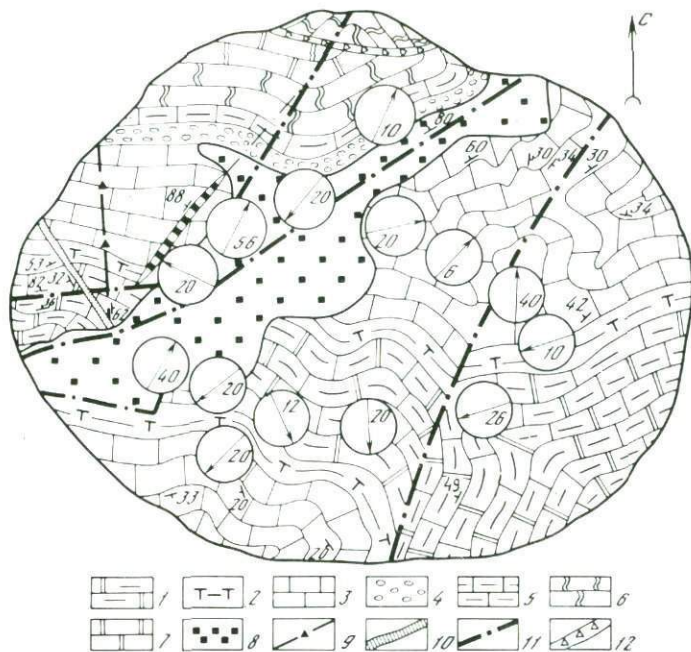
синклиналями и тектоническими нарушениями того же направления. Формирование Жаильминской синклинали относится к раннему—среднему палеозою. На позднем этапе тектонической активизации — в палеозое и раннем мезозое — вновь проявились северо-западные (зоны растяжения, правосторонние сдвиги) и широтные (зоны сжатия, надвиги) разломы. Наиболее характерные новообразованные северо-восточные—субширотные разломы входят в Успенскую и Спасскую зоны. Они, как правило, закладывались в девоне с последующей активизацией в карбоне и перми. С последним периодом связаны северо-восточные разрывы.

Жаильминская синклиналь в период трансгрессии второй половины раннего фамена (D_3fm) была заполнена глинисто-кремнисто-карбонатной толщей, содержащей горизонты железо-марганцевых и свинцово-цинковых руд. Нижняя часть формации представлена невыдержанно-слоистой толщей глинисто-кремнисто-карбонатных пород с прослоями, обогащенными углистым веществом и тонкораспыленным пиритом. Для верхней части формации характерна флишоидность [1]. По оси синклинали, в разрезах нижнего фамена, залегают покровы диабазов, базальтов, их лавовых брекчий и туфов. Для осевой зоны синклинали характерна наибольшая проницаемость отложений, связанная с крупными разрывами древнего заложения. Здесь же наблюдаются и наибольшие концентрации руд месторождения Жайрем, совпадающие с максимумом мощности осадков, выполняющих Жаильминскую синклиналь. В верхней части глинисто-кремнисто-карбонатной формации синклинали локализуются железо-марганцевые и полиметаллические руды месторождения Жайрем. Позднефаменские глинисто-кремнисто-карбонатные отложения отличаются от аналогичных отложений нижнего фамена наличием пачки красноцветных известняков и сокращением доли пород с ритмичной и градационной слоистостью. Покровы лав и туфов базальтового состава идентичны нижефаменским и образуют с ними единую формацию щелочных оливиновых базальтов. С глинисто-кремнисто-карбонатной формацией в позднем фамене парагенетически связаны пласты железо-марганцевых руд в красноцветных кремнистых известняках и бедные полиметаллические руды в флишоидах глинисто-кремнисто-карбонатных горизонтов.

Месторождение Жайрем связано с крупной брахиформной складкой — Жайремской антиклиналью, осложняющей осевую, наиболее прогнутую часть Жаильминской синклинали.

Жайремская брахиантиклиналь представляет собой главную складчатую структуру Жайремского рудного поля. На западе с брахиантиклиналью сочленяется пологая моноклиналь, осложненная серией мелких брахискладок, важнейшими из которых являются Дальнезападная и Меридиональная синклинали. Месторождение Дальнезападный Жайрем расположено в узле сочленения западного крыла Жайремской антиклинали с Дальнезападной и Меридиональной брахисинклиналями [5].

Анализ структуры Дальнезападной брахисинклинали выполнен автором для участка ее южного фланга, вскрытого карьером 2 место-



Фиг. 1. Сводная геолого-структурная схема уступов карьера № 2 месторождения Дальнезападный Жайрем. Составил А.Л. Соколов с использованием материалов Жайремской ГРЭ

1, 2 — ритмично-слоистая пачка $D_1f_m b_{2-4}$; 1 — массивные глинисто-кремнисто-известковые породы, углистые, пиритовые ритмиты; 2 — темно-серые глинисто-кремнисто-известковые породы, прослои туфов, туфопелитов, туффитов; 3—7 — флишеидная пачка $D_1f_m c_{1-5}$; 3 — темно-серые глинисто-кремнисто-известковые породы, углистые и пиритовые ритмиты; 4 — массивные черные карбонатно-калиевополевшпатово-кремнистые породы с пирит-карбонатными конкрециями; 5 — темно-серые глинисто-кремнисто-известковые породы; 6 — темно-серые глинисто-кремнисто-карбонатные, узловато-слоистые породы, прослои детритовых и известковых песчаников, линзы и прослои магнетит-гематитовых руд, железистых яшм, оруденелых хлорит-гематитовых пород; 7 — темно-серые глинисто-кремнисто-известковые породы, углистые и пиритовые ритмиты; 8 — барит-кварцевые тела и зоны, вмещающие колчеданно-полиметаллическое оруденение; 9 — секущие приразломные зоны магнетит-гематитового состава; 10 — секущие приразломные кальцитовые жилы; 11 — разрывные нарушения; 12 — разрывные нарушения, выполненные кварцевой брекчией; на стереографических проекциях показано положение осей В складчатости; стрелки — направление падения, цифры — величина угла наклона

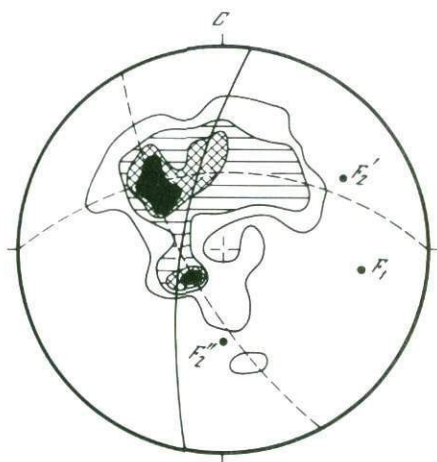
рождения Дальнезападный Жайрем (фиг. 1). Частные диаграммы элементов слоистости, на основе которых реконструированы оси В, дают представление об ориентировках складчатых дислокаций и их связи с разрывными нарушениями различных порядков и направлений. На основании частных диаграмм была составлена сводная диаграмма элементов слоистости (фиг. 2), с помощью которой проведена реконструкция осей В складчатостей различного направления и возраста месторождения Дальнезападный Жайрем. Так, ранняя складчатость F_1 имеет субширотную ориентировку и наименее выражена на сводной диаграмме. Поздняя складчатость развита в двух направлениях: северо-восточном (F_2^1) и меридиональном (F_2^2).

Важную роль играют также разрывные нарушения различного

размера. Формирование барит-полиметаллических руд месторождения Дальнезападный Жайрем контролируется тектонической зоной северо-восток-субширотного простираения (см. фиг. 1). Изучение сколовой трещиноватости в пределах этой зоны позволило установить проявление сбросового и сдвигового смещений [7]. Сбросовое поле выявляется по зеркалам скольжения сбросового типа и характеризуется спокойным однородным характером, отвечая относительно простой структуре месторождения. Наличие сдвигового поля подтверждается микроструктурным динамическим анализом баритовых кинематитов. Возрастные соотношения между сдвиговым и сбросовым полями напряжений не выявлены.

Фиг. 2. Стереографическая диаграмма ориентировки элементов залегания слоистости в девонских глинисто-кремнисто-известковых породах на участке карьера 2 месторождения Дальнезападный Жайрем

700 замеров. < 1 — 2 — 3 — 4 < %; залитыми кружками показано положение оси В (шарнира) ранней (F_1) и поздней (F_2 и F_2') складчатостей; дугами большого круга обозначены соответствующие плоскости АС



Кроме основной северо-восточно—субширотной тектонической зоны, на месторождении развиты тектонические нарушения различных направлений с характерным для каждого направления минеральным выполнением. Мелкие северо-восточные разрывы контролируют размещение жил барита, мощность которых не превышает первых десятков сантиметров. Они, как правило, секут вмещающие породы, но иногда встречается и согласное залегание. В отличие от основной барит-кварцевой зоны, жильные тела не протяженны и выклиниваются с постепенным уменьшением мощности. Все выявленные разрывы, контролирующие размещение баритовых тел, имеют крутое падение на северо-запад.

Для меридиональных разрывов характерна гематитовая минерализация в форме железной слюдки. Для трещин с гематитовым выполнением характерно секущее залегание. Положение гематита в рудных минеральных ассоциациях также отчетливо более позднее. Вмещающие гематит сульфидные агрегаты, как правило, интенсивно брекчированы с образованием микротрещин.

Северо-западные разрывы контролируют размещение кальцитовых и кварцевых жил с кристаллическим пиритом. Эти образования также имеют секущий характер. Кальцитовые жилы приурочены к полого-

падающим разрывам, которые по своей позиции являются опережающими к основному северо-восточному нарушению, контролирующему локализацию барит-полиметаллической зоны месторождения. Северо-западное простирание характерно для неминерализованных трещин, развитых практически на всей площади участка месторождения, вскрытого карьером. Северо-западное направление имеют и разрывы, представленные зонами интенсивного смятия глинисто-кремнисто-карбонатных пород. В зонах тектонического шва проявлены окварцевание и окремнение. Вмещающие породы зоны нарушения также интенсивно окварцованы. Мощность зон разломов достигает первых десятков метров. По характеру проявления они, вероятно, представляют собой структуры наиболее раннего в пределах месторождения заложения, связанные с древними глубинными северо-западными разломами.

Баритовые и барит-полиметаллические рудные тела месторождения расположены в ритмично-слоистых глинисто-кремнисто-известковых отложениях [9]. Разрез последовательно представлен грубыми органо-кластическими известняками с градационной сортировкой обломочного материала, тонкодетритовыми известняками с обильными кальцитовыми конкрециями и тонкими однородными глинисто-алевролитовыми известняками с углисто-кремнисто-известковыми (углистыми) и глинисто-известково-пиритовыми ритмитами. Кроме того, развиты глинисто-кремнисто-пирит-сфалеритовые ритмиты.

Пиритовые и пирит-сфалеритовые ритмиты представляют собой гидротермально-осадочные руды, слабо измененные последующими процессами [4]. После преобразования вмещающих пород и гидротермально-осадочных руд I этапа произошло отложение гидротермально-метасоматических (II этап) и жильных руд (III этап). Руды II этапа сопровождают пирит-кварц-кальцитовые метасоматиты с температурой образования 460°C . К этому же этапу относятся последовательно сформированные галенит-сфалерит-кварцевая и сфалерит-галенит-баритовая ассоциации. К III этапу рудообразования относятся хлорит-кальцит-калиевополевошпатовая и кварц-кальцит-альбитовая минеральные ассоциации, для которых также характерны высокие температуры образования. Завершают этап продуктивные барит-кварцевая, халькопирит-баритовая и гематит-баритовая ассоциации. Эпигенетические руды II и III этапов представлены разнообразными формами: прожилками кварц-кальцитового состава с гнездовыми скоплениями крупнокристаллического галенита и сфалерита, лизами метасоматического барита с галенитом и сфалеритом, жилами и прожилками позднего крупнозернистого барита в раннем мелкозернистом барите. Гидротермально-осадочные сингенетические руды четко стратифицированы, занимают определенное положение в стратиграфическом разрезе, не сопровождаются изменениями боковых пород и имеют простой минеральный состав. Гидротермально-метасоматические и жильные руды развиты в узлах сочленения разломов различных направлений, зонах дробления, брекчирования, трещиноватости [4].

Все барит-полиметаллические образования месторождения объеди-

няются в единую рудную зону, в пределах которой выделяются рудные залежи, различающиеся характером контактов с вмещающими породами, морфологией и вещественным составом.

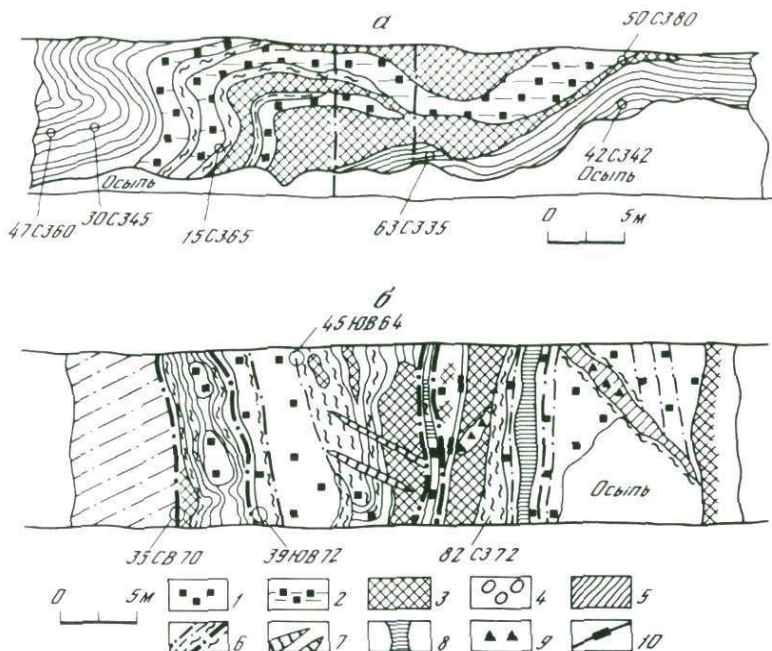
Значительное распространение получили барит-полиметаллические залежи первого типа, имеющие изометричную форму. Тектонический контроль размещения изометричных залежей определяется их приуроченностью к зонам северо-западных разломов раннего заложения. Обычно они расположены на флангах зон разломов. В пределах изометричных залежей местами проявлены останцы известково-кремнисто-глинистых пород, интенсивно деформированные и окварцованные. Колчеданно-полиметаллическая минерализация распространена неравномерно. При этом соблюдается закономерная приуроченность рудных обособлений к кварцам баритового тела. Содержание кварца в веществе баритовой залежи возрастает к ее центральным областям.

Для изометричных баритовых залежей признаков значительных деформаций не отмечается — отсутствуют трещины в барите, а также поздние жильные образования баритового, кварцевого и кальцитового состава. На контактах залежей проявлены зоны окварцевания и окремнения мощностью в первые метры, в пределах которых прослеживается слоистая структура замещенной вмещающей породы. Интенсивность изменения постепенно уменьшается по мере удаления от баритовой залежи.

Второй тип барит-полиметаллических залежей представлен стратиформными образованиями (фиг. 3,а). Их положение в разрезе рудного участка позволяет предположить связь с послойными срывами [10]. Стратиформные тела согласно залегают во вмещающих породах, смятых в пологие складки. Для залежи характерен мелкозернистый барит-кварцевый агрегат, проявленный в виде чередования барит-кварцевых и сульфидных (сфалерит-пиритовых) микропрослоев. Подобные соотношения внутри залежи позволяют предположить формирование вмещающего послойного срыва в пределах части разреза, представленной сульфидсодержащими ритмитами.

Стратиформные залежи отличаются от изометричных залежей значительно бóльшим содержанием кварца в барите. Сохраняется преимущественная приуроченность сульфидов к кварцевым обособлениям баритовой залежи. Свидетельством проявления поздних тектонических движений является глинка трения мощностью в несколько сантиметров, расположенная между двумя последовательными в разрезе стратиформными залежами. Глинка трения сформирована, вероятно, в результате малоамплитудного межслоевого проскальзывания и представлена перетертой известково-глинисто-кремнистой породой. Для стратиформных залежей характерны также единичные секущие трещины, не смещающие залегания слоистого разреза. Жильный материал поздних стадий минерализации представлен прослоем кварцевого состава, образованным, возможно, в результате истирания маломощной кварцевой жилы при поздних межслоевых движениях.

Околорудные изменения стратиформных залежей представлены интенсивным окварцеванием вмещающих известково-кремнисто-глини-



Фиг. 3. Геологоструктурное положение и внутреннее строение барит-полиметаллических залежей

1 — барит-полиметаллические руды; 2 — барит-кварц-полиметаллические руды; 3 — интенсивное окремнение; 4 — обломки кварцевых жил, кварцевые обособления в приразломных зонах; 5 — глинисто-кремнисто-известковые слоистые породы; 6 — разрывные нарушения с зонами дробления; 7 — секущие кальцитовые жилы; 8 — околорудная зона сливного белого кварца; 9 — гематитовая минерализация; 10 — жильные барит-кварцевые образования

а — стратиформная залежь; б — жильная приразломная залежь

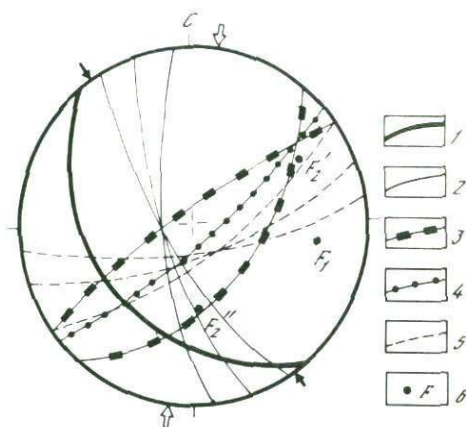
стых пород со стороны лежачего бока. Вмещающие породы всячего бока окварцеванием практически не затронуты. Наибольшая мощность окварцевания (см. фиг. 3,а) связана с шарнирной зоной складки, а наименьшая (первые сантиметры) отмечена на контакте стратиформной залежи, при переходе от складчатого к моноклиальному ее залеганию.

Третий тип барит-полиметаллических залежей представляют жильные тела, расположенные в зонах тектонических нарушений. Для жильных тел характерны главным образом несогласные контакты с вмещающими породами (фиг. 3,б). Контакты жильных тел часто представляют собой зоны интенсивного смятия и дробления барит-полиметаллических залежей с образованием глинки трения. Жильные тела представлены крупнозернистым баритовым агрегатом, практически без кварца. Сульфидные минералы не связаны в жилах с кварцем, а включения галенита приурочены к межзерновым пространствам баритового агрегата. Для жильных баритов характерна интенсивная трещиноватость, развитая не только на контактах с вмещающими породами, но и внутри самой залежи. Помимо ос-

новых северо-восточных трещин развиты трещины других направлений. Так, северо-западные разрывы вмещают две секущие кварцевые жилы без сульфидов. Субмеридиональный разрыв представляет собой полость, выполненную гематитом (железной слюдкой). Кальцитовые жилы мощностью в несколько десятков сантиметров выявлены в связи с северо-восточной—субширотной рудоконтролирующей зоной. Им сопутствует окварцевание мощностью 20—50 см. Оквар-

Фиг. 4. Сводная стереографическая диаграмма ориентировки структурных элементов месторождения Дальнезападный Жайрем

1—6 — дуги большого круга: 1 — мощная тектоническая зона, пересекающая пределы участка месторождения, 2 — разломы раннего заложения, 3 — тектонические нарушения, вмещающие жильные баритовые тела, 4 — послойные срывы, вмещающие стратиформные барит-полиметаллические залежи, 5 — поздние тектонические нарушения, 6 — положение осей *B* складчатостей, перенесенных с фиг. 2; залитые стрелки — показано направление Жайльминской синклинали, стрелки — направление Жайремской антиклинали



цевание жильной баритовой залежи проявлено неравномерно и приурочено к зоне тектонических нарушений во внутренней части баритового тела. Вероятно, формирование приразломных жильных баритов произошло при поздних тектонических подвижках, приведших к образованию системы трещин с баритовым, кварцевым и кальцитовым выполнением.

Приуроченность барит-полиметаллических залежей к разрывным нарушениям различных направлений выявила значительную роль разрывной тектоники в локализации руды. Окончательную же позицию рудных залежей, вероятно, определяет развитие разрывных нарушений вместе со складчатостью различного возраста и направления.

Сводная диаграмма разрывных и складчатых элементов структуры месторождения (фиг. 4) позволяет сопоставить ориентировку осей *B* в различных этапах складчатости с равновозрастными разломами, пластовыми и жильными баритовыми телами, региональными структурными направлениями. Так, северо-восточная складчатость F_2 совпадает с направлением ориентировки Дальнезападной синклинали. Субмеридиональная складчатость F_2 повторяет направление Жайремской антиклинали, хотя не исключена возможность унаследованности складчатостью F_2 северо-западного направления Жайльминской синклинали, разломов древнего заложения и подновленного пологого северо-западного разлома, проявленного в непосредственной близости от месторождения.

С формированием Дальнезападной синклинали на западном крыле Жайремской антиклинали связано, вероятно, проявление системы поздних северо-восточных нарушений, а также разрывных структур, вмещающих пластовые и жильные баритовые тела.

Таким образом, процесс формирования структуры района месторождения Дальнезападный Жайрем охватывает период от позднего докембрия — времени начала заложения северо-западных глубинных разломов, до формирования Жаильминской синклинали и Жайремской антиклинали в среднем палеозое. Тогда же заложилась широтные северо-восточные разрывы, проявленные в карбоне, перми вплоть до раннемезозойского времени, и активизировались северо-западные разломы. С девонской активизацией связано формирование Дальнезападной синклинали, контролирующей размещение гидротермально-осадочных руд месторождения Дальнезападный Жайрем.

Последовательное рассмотрение геотектонической позиции района месторождения Жайрем, геологоструктурного положения месторождения Дальнезападный Жайрем, условий размещения отдельных барит-полиметаллических залежей и локализации жильных послерудных образований позволяет говорить о структурном контроле оруденения трех порядков. Первый порядок определяется влиянием северо-западных разрывов глубинного заложения на формирование крупных региональных структур типа Жаильминской синклинали, ограничивающей распространение рудоносных формаций региона. Режим осадконакопления в пределах Жаильминской синклинали определял место отложения железо-марганцевых и свинцово-цинковых руд. Наличие разломов глубинного заложения определяло наибольшую проницаемость отложений осевой зоны Жаильминской синклинали, контролирующей размещение первичных руд. Второй порядок структурного контроля оруденения связан с Дальнезападной брахискладкой — основной структурой месторождения, контролирующей положение рудовмещающей тектонической зоны. Третий порядок структурного контроля оруденения определяется мелкими разрывами различного направления, контролирующими размещение жильной послерудной минерализации, в частности жильные барит-полиметаллические тела третьего типа.

Сравнение условий рудообразования месторождения Жайрем с другими хорошо изученными гидротермально-осадочными месторождениями в осадочных породах позволяет полнее оценить некоторые важнейшие рудоконтролирующие факторы, в частности роль разрывных нарушений различных порядков при формировании слоистой структуры рудовмещающих толщ, в том числе слоистых руд. На месторождениях Мак-Артур Ривер, Лэди Лоретта, Маунт Айза, Мегген и др. на одном из флангов проявлены рудоконтролирующие разломные зоны. Слоистые сульфидные руды этих месторождений сформировались в результате активности рудоконтролирующих разломов [14]. Р. Сибсон и др. (1975 г.) показали, что сравнительно небольшие движения по плоскостям разломов способны вызвать перемещение значительных объемов гидротермальных флюидов к дневной поверхности. Известно, что активность большинства крупных разло-

мов проявляется в форме дискретных движений с амплитудой в несколько метров, отражающихся в облике гидротермально-осадочных тел. Несмотря на то, что рудоконтролирующие разломы сами минерализованы очень слабо, геохимическая зональность месторождений указывает на наличие подводящих каналов, расположенных в непосредственной близости от этих разломов.

Тектоническая деятельность разрывных нарушений, контролирующая размещение рудной зоны месторождения Дальнезападный Жайрем, не влияла на формирование внутренней структуры рудовмещающих слоистых толщ. На это указывает постоянство мощностей отдельных горизонтов осадочных отложений, непосредственно прилегающих к разрывам, контролирующим размещение барит-полиметаллических залежей, наложенный характер окварцевания, связанного с секущими разломами, составляющими тектоническую рудоконтролирующую зону месторождения.

Изменения структуры слоистых толщ связаны с активностью крупных тектонических элементов — региональных разломов осевой части Жаильминской синклинали и разломов масштаба района месторождения. Так, региональные тектонические движения привели к изменению состава осадочных фаций, вмещающих пластовые железомарганцевые и свинцово-цинковые руды в разрезе Жаильминской синклинали. Активность разрывных нарушений района месторождения Жайрем привела к формированию складчатости и связанных с ней изменений мощностей и состава осадочных фаций участка месторождения.

Важным признаком барит-полиметаллических залежей месторождения Дальнезападный Жайрем являются околорудные изменения, выраженные прежде всего в окварцевании и окремнении. В общем, для подводных гидротермально-осадочных месторождений, к которым можно отнести и Жайрем, ореолы кварцевых изменений вокруг рудных тел считаются достоверными геологическими и геохимическими признаками гидротермальной деятельности. В таких месторождениях, изменения проявляются в зонах прожилково-вкрапленной секущей сульфидной минерализации и не наблюдаются в связи со стратиформными рудными зонами [14]. Такого же мнения для месторождения Раммельсберг, близкого по строению и времени образования месторождению Жайрем, придерживается В. Ханнак [13], предположивший, что околорудное окварцевание сформировалось в период тектонической деятельности после отложения стратиформных залежей. Иная точка зрения У. Гунзерта [12], связывающего изменение секущих залежей со стратиформными рудами, сформированных после интенсивного окварцевания.

На месторождении Дальнезападный Жайрем, как уже упоминалось выше, окварцевание и окремнение связаны как со стратиформными, так и с секущими барит-полиметаллическими телами. О возрастных соотношениях рудных тел и кварцево-кремнистого изменения вмещающих пород говорит наложенный характер ореола сорудной баритизации. Наиболее вероятно дорудное (добаритовое) образование зон окварцевания и окремнения по будущим рудоконтролирующим

нарушениям с последующим формированием наложенных барит-полиметаллических залежей.

Геологоструктурную позицию барит—полиметаллических залежей месторождения Дальнезападный Жайрем определяют различные факторы.

К главным относится рудолокализирующая роль региональных разрывных и складчатых дислокаций. Тектонические движения по региональным разрывам привели к формированию структуры осадочных, местами вулканогенно-осадочных слоистых толщ Жайльминской синклинали, вмещающих первичные гидротермально-осадочные руды. С тектоническими движениями по разломам связан процесс образования складчатости нескольких порядков, в результате которого в пределах Жайльминской синклинали сформировались Жайремская антиклиналь и Дальнезападная синклинали. Взаимосвязанный процесс образования складчато-разрывных дислокаций обусловил развитие структурных элементов различных направлений и возраста.

В пределах участка месторождения формирование рудовмещающих тектонических зон связано как с унаследованием древних региональных направлений, так и с формированием поздних, наложенных структур. В результате тектонической активности в период рудообразования происходили последовательное подновление, образование новых разрывных нарушений различных направлений и формирование связанных с этими нарушениями минерализованных зон барит-полиметаллического, кварцево-кремнистого, кальцитового и гематитового состава. Унаследованность ранних тектонических направлений не влияла на порядок проявления тектонических нарушений, в результате которого в пределах единой барит-полиметаллической зоны месторождения сформировались различные морфологические типы рудных залежей: изометричные, пластовые и жильные. Положение рудных залежей определяется приуроченностью к тектоническим нарушениям, предварительно проработанным процессами окварцевания и окремнения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бахтеев М.К., Бузмаков Е.И., Васюков Ю.А., Рожнов А.А. История развития Жайльминской синклинали в позднем девоне (Центральный Казахстан) // Изв. вузов. Геол. и разв. 1982. № 10. С. 20—28.
2. Бахтеев М.К., Васюков Ю.А. Структурно-фациальная зональность и история тектонического развития Атаусуйского рудного района (Центральный Казахстан) в девоне // Изв. вузов. Геол. и разв. 1980. № 2. С. 51—59.
3. Боровиков Л.И., Афоничев Н.А. Роль разрывных нарушений в становлении структурного плана территории Восточного Казахстана // Региональные комплексные геологические исследования территории СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1975. С. 70—78.
4. Ли В.Г., Митряева Н.М., Паталаха Г.Б. и др. Обобщенная модель стратиформных свинцово-цинковых месторождений Казахстана // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1971. Т. 2. С. 95—102.
5. Металлогения Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1978. С. 172—180.
6. Михайлов А.Е. Разрывные структуры складчатого основания Центрального Казахстана // Геотектоника. 1981. № 6. С. 62—76.
7. Парфенов В.Д. Тектонические поля напряжений в структурах некоторых барит-полиметаллических месторождений Центрального Казахстана // Геология руд. месторождений. 1983. № 6. С. 50—61.

8. *Скрипченко Н.С.* Гидротермально-осадочные полиметаллические руды известково-сланцевых формаций. М.: Недра, 1980. 215 с.
9. *Таранушич Ф.Ф., Рожнов А.А., Лыткин В.А.* и др. О флишоидной ритмичности рудовмещающих отложений Жайремского месторождения // Литология и полез. ископаемые. 1972. N 5. С. 107—114.
10. *Ткачев А.В.* Структурно-петрофизические условия образования месторождений Жайремской группы // Геология руд. месторождений. 1982. N 2. С. 29—38.
11. *Шлыгин Е.Д.* О новом содержании идеи пересечения складчатостей в Центральном Казахстане // Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол. 1977. N 3. С. 1—7.
12. *Gunzert G.* Altes und neues Lager am Rammelsberg bei Goslar // Erzmetall. 1969. Bd. 22. S. 1—10.
13. *Hannak W.* The geology of the Rammelsberg deposit // Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits / Ed. K.H. Wolf. 1981. Vol. 9. P. 553—642.
14. *Large Duncan E.* Geological parameters associated with Sediment-Hosted, Submarine Exhalative Pb-Zn Deposits: An empirical model for mineral exploration // Geol. Jb. D. 1980. Bd. 40. S. 59—129.

УДК 553.411+553.271+552.1:553.451

А.К. Басанин, А.С. Кульнев

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОВМЕЩАЮЩИХ РАЗРЫВОВ В СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЕ БЕСТЮБИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (Северный Казахстан)

Жильные золоторудные месторождения на территории Северного Казахстана расположены по периферии области развития верхнеордовикских гранитоидов и приурочены к орогенным структурам геосинклинального этажа. Большинство месторождений парагенетически связано с малыми интрузиями степнякского типа и локализовано в пределах этих интрузивов и вмещающих их сложно дислоцированных вулканогенно-осадочных пород [6, 7, 11]. В пределах последних рудные жилы проявляют определенные зависимости от складчатых структурных элементов, а также от литологических особенностей. Эти зависимости неодинаковы в различных частях месторождения на его различных глубинных уровнях. Их изучение представляется важным для разработки структурно-петрофизических поисковых критериев скрытого оруденения и оценки перспективности глубоких горизонтов месторождения.

Авторами на месторождении выполнены комплексные структурно-петрофизические исследования: геологоструктурное картирование, проведение испытаний физико-механических свойств вмещающих пород и геометрический анализ структурных элементов на стереографических диаграммах. В процессе исследований авторы пользовались консультациями Е.П. Малиновского и В.Ф. Чернышева.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение Бестюбе расположено в северо-западной части Селетинского прогиба, в области его сочленения с Ишкеольмесским антиклинорием. Здесь развиты сложно дислоцированные отложения

нижнего—среднего ордовика. Рудовмещающая толща сложена терригенными и вулканогенно-осадочными образованиями — переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, несогласно залегающими на кристаллических сланцах, гнейсах, яшмокварцитах, эффузивных и терригенных породах кембрия.

Магматические породы на территории рудного поля представлены малыми интрузиями степняцкого типа и серией дайковых тел. Их размещение находится в тесной связи со складчатым строением вмещающей толщи. Характерной особенностью малых интрузий являются штокообразная форма и сложное строение, обусловленное многофазным формированием. Интрузивные породы представлены гибридными разностями от габбро-норитов до плагиигранитов. Наиболее распространенными породами являются кварцевые диориты. Возраст интрузий соответствует верхам ордовика — низам силура [6,9]. Дайковые тела сложены диабазами, диорит-порфиритами и плагиигранитами.

В пределах рудного поля выделяются два рудных участка, имеющих определенные отличия в степени дислоцированности пород, форме и составе интрузивных тел, в залегании кварцевых рудных жил и составе рудной минерализации.

В разрезе вулканогенно-осадочной толщи Западного участка преобладают слои песчаников, достигающие мощности 1—2 м. Разделенные тонкими прослоями сланцев, они часто образуют пачки мощностью до 20—30 м. Вместе с тем наблюдаются интервалы, на которых преобладают сланцы либо ритмично переслаиваются породы различного состава. В целом вмещающая толща залегает моноклинально с падением на юго-восток под углами 60—80°. Отмечаются единичные мелкие складки с осями северо-восточного направления. В пределах Западного участка толща осадочных пород осложнена S-образным изгибом пород по простиранию.

Интрузивное тело штокообразной формы в пределах Западного участка сложено гибридными породами среднего и основного состава. В центральной части участка на поверхность выходит линзовидное тело, вытянутое в северо-восточном направлении и залегающее субсогласно с вмещающими породами. Северо-западнее на поверхности находится несколько мелких изометричных тел, которые на глубине 300—350 м соединяются с основным телом. В результате этого на глубине интрузив приобретает Г-образную форму. В экзоконтактовой части интрузива расположена зона ороговикования и биотитизации осадочных пород мощностью от 20 до 80 м. В эндоконтактовых частях интрузива содержатся большие количества ксенолитов измененных осадочных пород.

Дайки на территории Западного участка, в основном диабазового состава, имеют незначительное распространение. Они ориентированы субсогласно с простиранием осадочных пород, но характеризуются встречным падением.

Рудные тела представлены кварцевыми жилами или зонами дробления и рассланцевания с прожилками кварца. Они локализованы в нарушениях двух направлений: северо-восточных с падением на се-

веро-запад и субширотных с падением на север. Нарушения северо-восточного направления представлены мощными зонами интенсивного рассланцевания, обычно минерализованными. Они выдержаны по простиранию и на глубину. В отдельных случаях наблюдаются небольшие изгибы и повороты зон как по падению, так и по простиранию. Кварц в рудных зонах встречается в виде линз в местах раздува или в виде многочисленных прожилков, выполняющих трещины рассланцевания. Монолитные кварцевые жилы находятся на отдельных интервалах протяженностью 100—200 м в основном в центральной части участка. В целом для рудных кварцевых жил характерно наличие пережимов. В пределах ограниченных интервалов рудной зоны наблюдаются участки монолитного кварца, в раздувах достигающие мощности до 1 м, прожилки кварца в рассланцеванных участках мощностью 2—3 м и тонкие притертые тектонические швы мощностью до 5 см. Субширотные кварцевые жилы локализованы обычно в пределах основного интрузивного тела и в его экзоконтактах в зоне ороговикования. При выходе в неизменные осадочные породы нарушения этой системы быстро выклиниваются. По простиранию они ограничены северо-восточными разломами, падение их в северных румбах. Субширотные жилы распространены на верхних горизонтах в северо-восточной и центральной частях Западного участка. С глубиной они склоняются к северо-востоку и постепенно выклиниваются. В отличие от основных северо-восточных рудных тел, субширотные представлены монолитными кварцевыми жилами, а не минерализованными зонами рассланцевания. Характерно усложнение строения разнонаправленных жил в области их сочленения. Имеются отличия в строении рудных кварцевых тел в зависимости от вмещающих пород. В осадочных породах, как правило, наблюдаются два тектонических шва, ограничивающих зону смятия и рассланцевания, которая включает линзы и прожилки кварца, развивающиеся по плоскостям рассланцевания, местами переходящие в кварцевый цемент с обломками вмещающих пород. В интрузивных породах и роговиках обычно наблюдается один крупный шов с кварцевой жилой и несколькими параллельными кварцевыми прожилками, а также мелкими сопряженными трещинами. В местах пережимов рудных тел часто наблюдается брекчирование рудонесущего кварца. Вдоль наиболее крупных жил располагаются ореолы березитизированных вмещающих пород, не превышающих по мощности 2—3 м. Такие же изменения наблюдаются на флангах рудных тел при их выклинивании.

Из рудных минералов в кварцевых жилах наибольшим распространением пользуются пирит и арсенопирит, часто встречаются блеклые руды, антимонит, сфалерит, галенит, буланжерит.

Осадочные породы Центрального участка по литологическому составу подобны породам Западного участка, но здесь в разрезе преобладают аргиллиты и алевролиты, объединенные в группу сланцев. Песчаники находятся в подчиненном количестве и образуют слои мощностью не более 0,2—0,3 м. Простирание слоистости северо-восточное, падение изменчивое — на северо-запад и юго-

восток под углами $75-90^\circ$, что обусловлено сложной деформированностью осадочных пород. Широко распространены изоклинальные складки, опрокинутые к северо-западу или к юго-востоку. Интрузивные образования представлены породами более кислого состава, залегающими в виде нескольких небольших штокообразных тел гранит-порфиров с линзовидным поперечным сечением. Дак здесь значительно больше, чем на западном участке и представлены они гранит-порфирами, альбитофирами и аплитами.

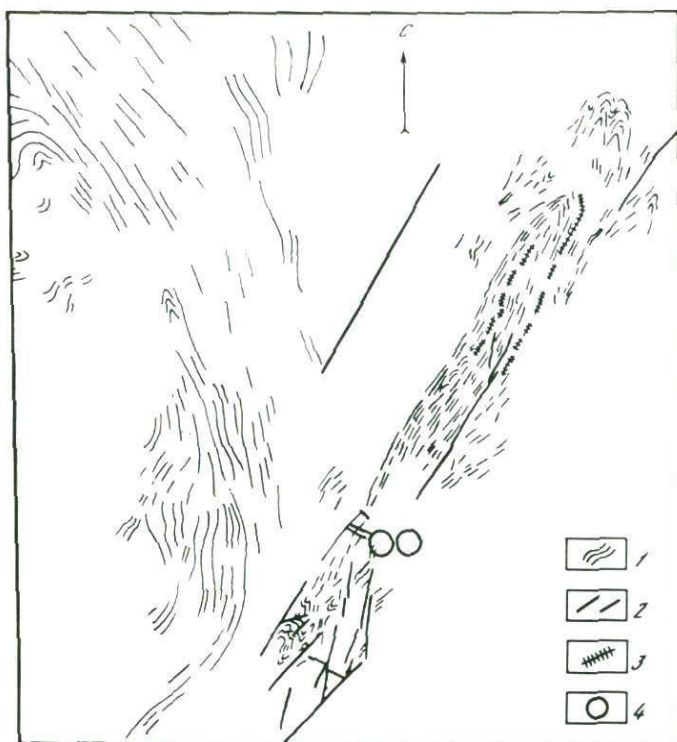
Наиболее крупные разрывные нарушения Центрального участка — Диагональные разломы. Как правило, они безрудные, круто падают на юго-восток при северо-восточном простираии. Представлены зонами расланцевания, смятия и дробления мощностью до 2—3 м. В местах пережимов видны только тектонические швы с глиной трения и милонитом мощностью в 5—10 см.

Кварцевые жилы на Центральном участке выполняют разрывные нарушения различного направления. Жилы весьма разнообразны по внутреннему строению: есть плитообразные тела, гнезда, линзы, ветвящиеся жилы и прожилки. Обычно жилы не выдержаны по простираию и падению. Рудные тела сложены преимущественно плотным белым кварцем. В местах пересечения разнонаправленных нарушений наблюдаются брекчированные кварц и вмещающие породы, цементированные глиной трения. Дробленый кварц отмечается и на флангах жил в области их выклинивания. По минерализации рудные тела Центрального участка отличаются от Западного более широким распространением галенита, сфалерита, антимонита, шеелита. Встречаются прожилки кварца, несущие молибденовую минерализацию.

Складчатое строение вмещающей толщи. Элементы складчатого строения слоистой толщи района хорошо прослеживаются по аэрофотоснимкам. Линейный характер складчатости подчеркивается гребневидными выходами крутопадающих слоев песчаников, а также более сочной травяной растительностью, развивающейся по прослоям сланцев. На схеме дешифрирования хорошо видна разная степень деформированности разновозрастных толщ (фиг. 1). Вулканогенно-осадочные породы Селетинского прогиба, вмещающие рудное поле, собраны в крупные складки северо-восточного простираия с размахом крыльев до 2 км и крутым падением слоистости ($70-80^\circ$). Эти крупные структуры, как правило, осложнены S- и Г-образными изгибами пластов по простираию и складками более высоких порядков [5]. Породы силура, девона и карбона, слагающие Тамсорскую мульду, деформированы менее интенсивно и образуют брахискладчатые структуры с пологими падениями крыльев.

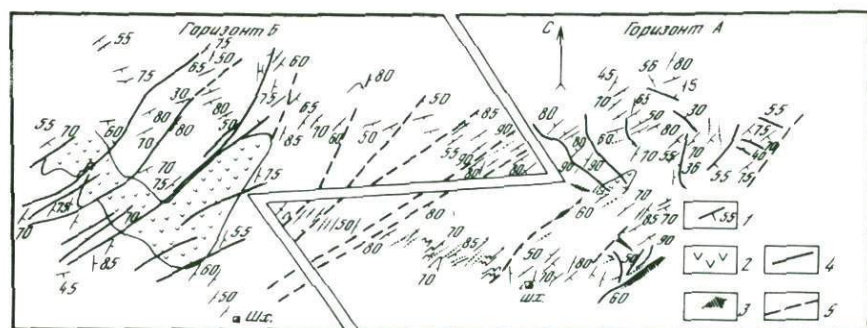
Залегание осадочных пород в пределах месторождения рассматривается как синклинальное с осью складки, вытянутой в северо-восточном направлении. На разных крыльях этой складки, по данным ряда авторов, расположены упомянутые выше участки месторождения [14, 12].

При проведении структурно-геологической документации в подземных горных выработках синклинальное залегание пород в пределах



Фиг. 1. Схема дешифрирования мелкомасштабных аэрофотоснимков

1 — слоистость; 2 — разрывные нарушения; 3 — дайки; 4 — рудные участки: Западный, Центральный



Фиг. 2. Структурная схема план-горизонта месторождения Бестюбе

1 — слоистость с элементами залегания; 2 — интрузивные тела; 3 — дайки; 4 — кварцевые рудные жилы; 5 — тектонические нарушения

А — средний горизонт Центрального участка; Б — нижний горизонт Западного участка

месторождения не подтвердилось (фиг. 2). На Западном участке отмечается моноклинальное залегание пород с падением к юго-востоку. Такая же ориентировка слоистости установлена в кварцшлагах, соединяющих Западный и Центральный участки. В этих разработках наблюдаются многочисленные мелкие складки, развитые наиболее интенсивно вблизи тектонических нарушений. На Центральном рудном участке сланцевая толща имеет более сложное строение. Здесь широко проявлено расщепление, фиксируются локальные складки различных размеров с крутыми крыльями и субвертикальными осевыми плоскостями северо-восточного простирания. Эти складки наиболее отчетливо видны в местах развития прослоев песчаников. На интервалах преимущественного распространения сланцев часто наблюдаются субвертикальные средние тонкие тектонические швы, к которым под разными углами причленяются слои осадочных пород.

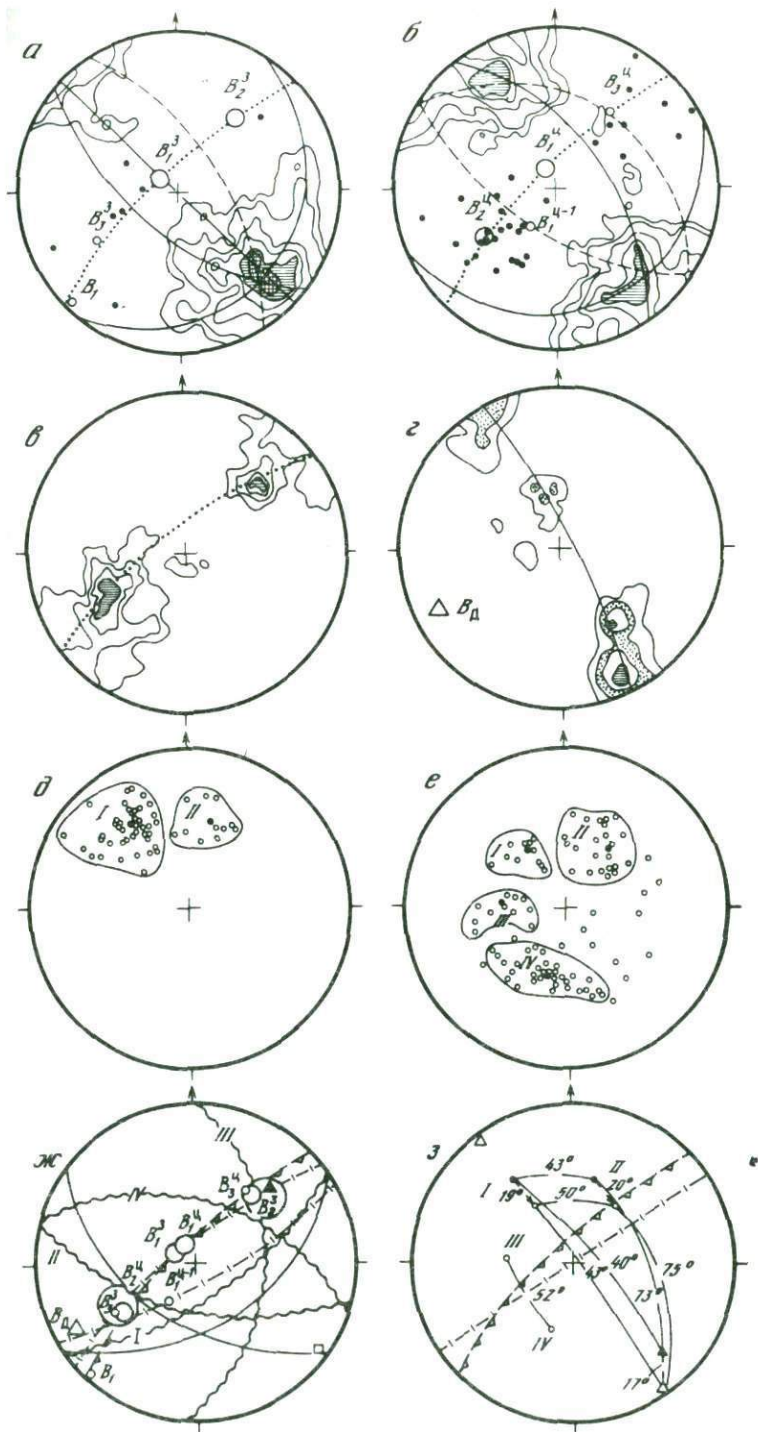
Статистическая обработка массовых замеров ориентировки слоистости на стереографической проекции (сетка Вульфа, верхняя полусфера) позволила определить особенности деформации вмещающих пород в пределах Западного и Центрального участков. Основы использованного метода геометрического анализа изложены в работе Е. П. Малиновского и В. Ф. Чернышева [8].

Условия залегания осадочных пород на Западном участке отражены на стереографической диаграмме (фиг. 3, а). Отчетливо видно моноклинальное залегание пород, характеризующееся одним максимумом с простиранием 45° и падением на юго-восток под углом 75° . По максимуму ориентировки слоистости устанавливаются две главные плоскости симметрии, нормали к которым соответствуют осям складчатости B_2^3 и B_1^3 , и две второстепенные плоскости с осями B_1 и B_3 . Главные плоскости симметрии выявляются по наиболее плотным частям максимума, второстепенные — в основном по изоляциям малых плотностей.

На Центральном участке выделяются два плотных максимума,

Фиг. 3. Стереографические диаграммы ориентировки структурных элементов

а, б — ориентировка слоистости: а — Западный участок, 233 замера, $1 < 2 < 4 < 6 < 8 < 10\%$, б — Центральный участок, 123 замера, $1 < 2 < 4 < 6 < 8\%$. Сплошные линии — главные плоскости симметрии; штриховые линии — второстепенные плоскости симметрии; большие кружки с индексами — оси В главной складчатости; малые кружки с индексами — оси В второстепенной складчатости; залитые кружки — шарниры складок и флексуобразных перегибов слоев; а — сводная диаграмма ориентировки шарниров складок в пределах месторождения, 86 замеров, $2 < 4 < 6 < 8\%$; з — сводная диаграмма ориентировки даек по месторождению, 51 замер, $2 < 6 < 10 < 14\%$; д, е — ориентировка кварцевых рудных жил: д — Западный участок, е — Центральный участок; залитый кружок — среднее положение выделенной системы; ж — сводная диаграмма ориентировки основных структурных элементов по месторождению; дуги большого круга, обозначенные римскими цифрами — усредненная ориентировка систем рудных жил (сплошная линия — Западный участок, волнистая линия — Центральный участок); штрихпунктир — слоистость Центрального участка; прерывистая линия с зубцами — слоистость Западного участка; большие кружки — центры максимумов ориентировки шарниров складок; средние и малые кружки с индексами — оси В главной и второстепенной складчатости; треугольник с индексом — ось симметрии элементов залегания даек; треугольник с залитым центром — ось тектонических напряжений σ_3 , построенная по сопряженным системам сколовых нарушений на Западном участке; квадратик — ось максимального сжатия σ_3 регионального поля палеонапряжений; з — угловые соотношения рудо-вмещающих разрывов и слоистости; кружки с римскими цифрами — среднее положение выделенных систем жил; (не залитые — Центральный участок, залитые — Западный участок); залитый треугольник и прерывистая линия с зубцами — средняя ориентировка слоистости Западного участка; треугольник и штрихпунктирная линия — среднее положение слоистости Центрального участка; сплошные линии с цифрами — величина двугранного угла между структурными элементами



отвечающие залеганию пород на крыльях изоклинальных складок разного порядка с ориентировкой слоев 50/ЮВ—75 и 60/СЗ—75 (фиг. 3,б). По форме максимумов высокой плотности выделяются две главные плоскости симметрии, характеризующие оси складчатости B_1^u и B_2^u . Две второстепенные плоскости с осями деформации B_1^{u-1} и B_3^u определяются изолиниями малых плотностей.

Деформационная ось B_1 полого погружается в северо-восточном направлении, что согласуется с ориентировкой крупных линейных складок, осложняющих северо-западный борт Селетинского прогиба. Оси складчатости B_1^u Западного участка и B_1^u Центрального участка характеризуют поперечную деформацию осадочной толщи, под действием которой формировались S- и Г-образные изгибы слоистости по простиранию, характерные для всего района. Ось B_1^{u-1} , вероятно, отвечает подвороту юго-восточных крыльев складок Центрального участка под действием той же поперечной деформации.

Наряду с деформациями регионального характера, характеризуемыми осями B_1 продольной и B_1^u , B_1^u поперечной складчатости, на Западном и Центральном участках имели место локальные деформации, определившие складчатые сооружения в пределах отдельных блоков. Оси B_2^u и B_2^u , характеризующие внутриблоковую локальную складчатость пород Западного и Центрального участков, в масштабе месторождения могут рассматриваться как оси B складчатости первого порядка. На Западном участке ось главной складчатости B_2^u склоняется к юго-западу (аз. 40°) под углом 30°. На Центральном участке ось главной деформации B_2^u склоняется к северо-востоку (аз. 58°) под углом 35°.

Появление осей второстепенной деформации B_3^u и B_3^u , совпадающих по ориентировке с соответствующей осью B главной складчатости соседнего участка, обусловлено, по-видимому, взаимным деформационным влиянием соседних блоков друг на друга (см. фиг. 3,а,б). Они характеризуют наложенную складчатость, которая играла ведущую роль в процессе образования рудовмещающих разрывов.

Достоверность реконструированных осей B главной складчатости на участках Западный и Центральный подтверждается совпадением ориентировки этих осей с ориентировкой шарниров складок и флексуорообразных перегибов слоев, измеренных в горных выработках месторождения (фиг. 3,в). Для Западного участка отмечается сходное положение оси B_2^u и оси тектонических напряжений σ_2 , выявленной по сопряженным системам трещин скалывания по методике М.В. Гзовского [4]. В случае одноэтапности развития складчатых и разрывных деформаций ориентировка σ_2 отвечает положению оси B складчатости.

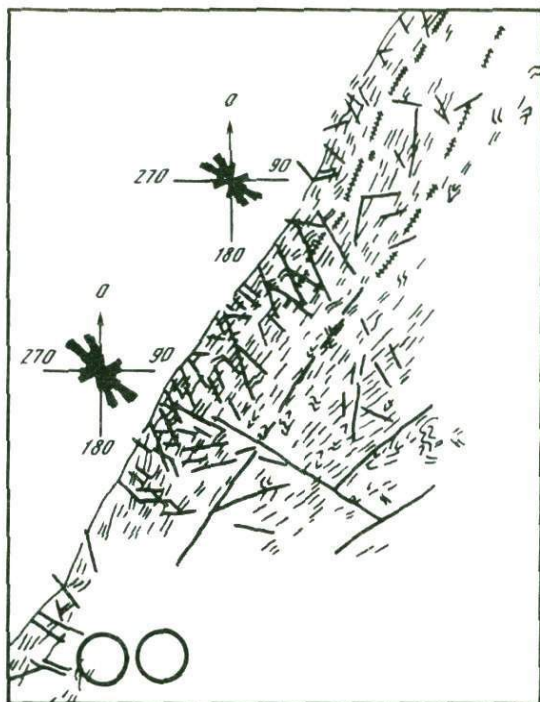
Анализ ориентировки слоистости на рудных участках и реконструкция положения осей B складчатости указывает на сложную многоэтапную деформацию вулканогенно-осадочных пород, вмещающих месторождение.

Разрывные структуры. Наиболее крупные разрывные нарушения в пределах района вытянуты в северо-восточном направлении, параллельно складчатым структурам Селетинского прогиба. Они являются разломами глубокого заложения и трассируются поясами дайковых

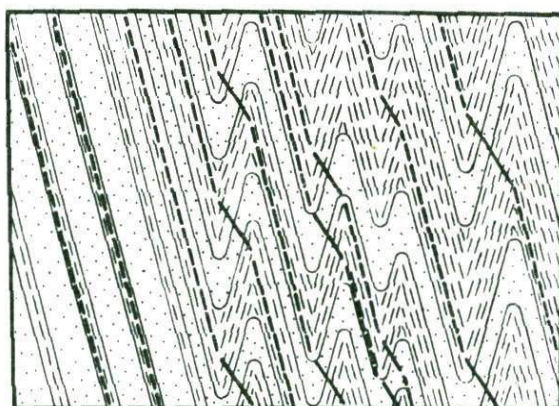
и интрузивных тел. По некоторым из них установлены взбросовые перемещения с амплитудой до 1,5 км [1,2]. Широко развиты нарушения более высоких порядков, которые четко прослеживаются на аэрофотоснимках по фототону травяной растительности. Преобладающее направление трещинных структур отражено на схеме дешифрирования в виде роздиаграмм, построенных для участков территории с различным простираем осадочных пород (фиг. 4). Выделяются четыре системы разрывов: северо-западные — поперечные по отношению к складчатым структурам, север-северо-западные и субширотные — диагональные, субмеридиональные и продольные нарушения, которые часто не отличимы от слоистости, так как образуют линеаменты того же направления. Весьма характерно сохранение выделенных систем разрывов при переходе к более локальным складчатым формам. Массовые замеры в горных выработках показали наличие в породах разного литологического состава трещин, одинаково ориентированных по отношению к слоистости. Как в песчаниках, так и в сланцах развита трещиноватость, субогласная со слоистостью, — продольная, субширотная с падением к северу и югу — диагональная, северо-западная — поперечная. Закономерная ориентировка разрывных нарушений относительно складчатости позволяет предположить наличие генетической связи между пластическими и хрупкими деформациями в пределах как всего района, так и месторождения.

Кварцевые рудные жилы локализованы в разломах различного направления. На Западном участке известны две системы жил, выполняющих сколовые нарушения: I — северо-восточного простираем (55°) с падением к северо-западу под углом 65°; II — субширотного простираем (295°) с падением к северо-востоку под углом 58° (фиг. 3,д). Элементы залегания здесь и далее осреднены по максимумам нормалей к плоскостям структурных элементов на стереографических диаграммах.

На Центральном участке рудные тела выполняют более сложно построенные разрывные нарушения. А.П. Смолин отмечал, что скопление жил в совокупности напоминает птичье гнездо в виде конуса [12]. Г.Б. Левиным (1978 г.) установлены три направления рудных жил: северо-восточное (65°), широтное и северо-западное (310°), которые обуславливают подковообразную форму контура рудного участка, открытого к северо-западу. При нанесении на стереографическую диаграмму нормалей к плоскостям жил было выявлено их кольцевое расположение с некоторым разряжением в юго-восточном квадранте (фиг. 3,е). Обработка результатов построений в виде изолиний плотностей позволила выделить четыре основных поля полюсов, отвечающих четырем системам жил: I — северо-восточного простираем (57°) с падением к северо-западу 46°; II — северо-западного простираем (305°) с падением к северо-востоку 48°; III — меридиональная (5°) с падением к западу 46°; IV — субширотная (295°) с падением к югу 46°. I и II системы жил по ориентировке близко совпадают с жилами Западного участка, III и IV системы характерны только для Центрального участка.



Фиг. 4. Схема дешифрирования части территории, приведенной на фиг. 1, по крупномасштабным аэрофотоснимкам
Условные обозначения те же, что на фиг. 1



Фиг. 5. Схема строения блока пород вмещающих месторождение и развитие послонных срывов
Точки — слои песчаников; тонкий пунктир — сланцы; толстый пунктир и толстая сплошная линия — послонные срывы

По нарушениям I системы установлены взбросовые перемещения со сдвиговой составляющей с амплитудой 5—20 м [2, 14], по разрывам других систем отмечены однотипные подвижки, но данных по амплитудам перемещений нет.

К наиболее крупным разрывным нарушениям месторождения относятся разломы I системы Западного участка и серия Диагональных на Центральном участке. К этому же порядку относятся и широко развитые послонные срывы. Исходя из представлений о синклинальном строении блока пород, вмещающих месторождение, разломы Диагональные представляют собой сколовые нарушения, подобные нарушениям I системы Западного участка. Находясь в разных крыльях складки, эти разломы являются продольными и расходятся в виде веера от ядра синклинали со встречным падением к слоистости. На Западном участке эти нарушения выдержаны в пространстве и, как правило, вмещают рудные тела. На Центральном участке Диагональные разломы обычно безрудны, прослеживаются на разных горизонтах, но часто не увязываются ни в плане, ни в разрезе. Придерживаясь взглядов о моноклинальном строении слоистой толщи месторождения, разломы Диагональные следует отнести к системе послонных срывов, широко развитых в рудном поле. Необходимо подчеркнуть тот факт, что послонные срывы на месторождении безрудны. Разломы Диагональные также не несут оруденения, а вмещают рудные тела лишь в местах пересечения с разрывами рудных систем.

Моноклинально залегающая толща в пределах Центрального участка осложнена многочисленными локальными складками. Разломы Диагональные, как правило, хорошо проявлены в тех местах, где слоистость имеет встречное к ним падение. Там, где их элементы залегания близки или совпадают, эти разрывы быстро затухают, переходя в зоны послонного расланцевания. Этим и объясняется трудность увязки их на разных горизонтах и столь непостоянная и изменчивая форма кварцевых жил, выполняющих другие системы разрывов.

На фиг. 5 схематично представлено строение осадочной толщи месторождения и развитие послонных срывов. На Западном участке (левая часть фиг. 5) относительно простое строение вмещающих пород предопределило выдержанность послонных нарушений и соответственно разломов других систем. На Центральном участке (правая часть фиг. 5) в зависимости от угловых соотношений слоистости и разрывных нарушений изменяются морфология последних и их строение. Происходит как бы преломление разрыва при переходе из компетентного пласта в пластичный, и наоборот. Первый трещина пересекает по наикратчайшему пути, т.е. субнормально к контактам, во втором, где имеется возможность проскальзывания и пластической деформации, разрывы реализуются по слоистости. В данном случае роль слоев разной компетентности с условным контактом вдоль осевой плоскости по отношению к возникающей трещине выполняют разные крылья складок. В силу вышеуказанных причин разломы Диагональные, являющиеся послонными срывами,

то явно выражены, то маскируются расщеплением осадочных пород. Смена мощных нарушений на тонкие тектонические швы как по падению, так и по простиранию характерна для всего рудного поля и обусловлена влиянием складчатого строения толщи. Как пример, можно привести одну из жил I системы Западного участка, которая на одном из глубоких горизонтов быстро затухает и выклинивается по простиранию на северо-восточном фланге при выходе в крыло локальной складки с ориентировкой слоистости, близкой к ориентировке плоскости разлома.

Формирование разрывных нарушений месторождения происходило при ведущей роли регионального сжатия в северо-западном — юго-восточном направлении, о чем свидетельствуют результаты реконструкции частных осей палеонапряжений по ориентировке борозд скольжения в плоскости разрывов различного порядка. Ось максимального сжатия σ_3 , по данным статистической обработки замеров штрихов скольжения, была ориентирована субгоризонтально на северо-запад. Этот вывод согласуется с фактическими данными по ориентировке складчатых структур района и месторождения и подтверждает представления А.П. Смолина [12] и других авторов о тектонических условиях формирования структуры месторождения.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Физико-механические свойства вулканогенно-осадочных пород оказывали влияние на особенности деформации рудовмещающей толщи и соответственно на степень развития и ориентировку разрывных нарушений, генетически связанных со складчатостью, на морфологию рудных тел и закономерности их размещения.

Основой для систематического отбора образцов служили погоризонтные планы масштаба 1:2000. Образцы горных пород отбирались из горных выработок, пересекающих на различных горизонтах интрузивные массивы и проходящих вкrest простирания туфогенно-осадочных пород. Часть каменного материала была отобрана в кваршлагах, соединяющих Западный и Центральный участки месторождения, а также из некоторых опорных скважин. Интервал отбора, составляющий в среднем 50 м, уменьшался до 2—5 м вблизи контактов пород, тектонических нарушений, зон дробления и ореолов гидротермального изменения.

Лабораторным испытаниям предшествовало макро- и микроскопическое изучение всех отобранных образцов. Туфогенно-осадочные породы были подразделены по структурному признаку на три группы: среднезернистые песчаники (преобладающий размер зерен $d \geq 0,25$ мм), мелкозернистые песчаники ($0,1 \text{ мм} < d < 0,25 \text{ мм}$) и группа сланцев, включающая аргиллиты и алевролиты ($d \leq 0,1 \text{ мм}$). При исследовании интрузивных пород не было обнаружено статистически значимых различий физико-механических свойств, связанных с петрографическими особенностями этих пород, поэтому все они рассматривались как единая группа под общим названием "диориты". В пределах каждой группы были выделены две подгруппы: в одну из них были объединены слабо измененные породы с неболь-

шим количеством вторичных минералов, характерных для зон регионального метаморфизма; во вторую — породы, сильно измененные гидротермальными процессами, связанными с рудообразованием: серицитизацией, локальной альбитизацией, хлоритизацией, эпидотизацией, а также более поздними окварцеванием и карбонатизацией. Отдельную группу составляли роговики, отобранные на контактах интрузивных массивов с туфогенно-осадочной толщей.

В комплексе петрофизических исследований были включены испытания упругих свойств горных пород (модуля Юнга, коэффициента Пуассона), прочностных свойств (предела прочности на сжатие), эффективной пористости, а также измерения скоростей распространения продольных волн при высоких давлениях. Упругие свойства пород исследовались при помощи импульсной ультразвуковой аппаратуры. Значения упругих параметров определялись расчетным путем на основании измерения скоростей продольных и поперечных волн. Предел прочности пород на сжатие рассчитывался как отношение разрушающей нагрузки к начальной площади сечения образца. Поскольку значение этого параметра является функцией времени, скорость деформации для всех испытываемых образцов поддерживалась постоянной ($2 \cdot 10^{-2} \text{ с}^{-1}$). Для лучшей сопоставимости результатов испытания упругих и прочностных свойств производились на одних и тех же образцах. Значения эффективной пористости определялись методом гидростатического взвешивания на аналитических весах. Измерения проницаемости производились на единичных образцах горных пород, типичных для данного месторождения. Коэффициент проницаемости определялся по расходу газа, профильтровавшегося через поперечное сечение образца при известных граничных давлениях. Петрофизические испытания производились по стандартным методикам, подробно описанным в работе [3].

Статистическая обработка результатов определений осуществлялась на ЭВМ МИР-2. Программа предусматривала исследование характера распределения петрофизических параметров в пределах выделенных групп пород, вычисление основных статистик (средних, дисперсии, асимметрии, эксцесса), а также сравнение методами дисперсионного анализа петрофизических параметров пород, относящихся к различным выборкам.

Лабораторными исследованиями было установлено, что вмещающие породы месторождения представляют собой плотные малопористые изотропные минеральные агрегаты с высокими значениями упругих и прочностных параметров (см. таблицу). Указанные свойства вмещающих пород обусловлены их минеральным составом и структурно-текстурными особенностями. Интрузивные породы, состоящие в основном из плагиоклаза, обладают характерными для данного минерала высокими значениями модуля Юнга и предела прочности на сжатие. Плагиоклаз является также основным минералом туфогенно-осадочных пород, где он встречается в виде микролитов в обломках эффузивов. Большая плотность и малая пористость исследованных пород являются следствием полнокристаллического мас-

сивного строения интрузивных пород или плотной упаковки обломочного материала в туфогенно-осадочных породах.

В качестве показателя анизотропии упругости использовалось отношение скоростей продольных волн, измеренных в трех взаимно перпендикулярных направлениях. Значения этого показателя не превышали 1,05, т.е. исследованные породы можно считать практически изотропными.

Дисперсионным анализом была установлена близость слабо измененных вмещающих пород месторождения по упругим и прочностным параметрам. Это дает основание считать, что литологически гетерогенная толща, вмещающая малые интрузии и дайковые тела, в деформационном отношении представляет собой в настоящее время однородную изотропную среду. Поскольку для Западного участка месторождения имеют моноклинальное залегание с падением на юго-восток, на северо-западном фланге месторождения горными выработками вскрываются породы, залегающие в подошве вмещающей толщи. Если не учитывать возможности фациальных изменений, можно распространить вывод о упруго-прочностной однородности пород на глубокие горизонты месторождения, недоступные для непосредственных наблюдений. Полученные результаты подтверждают справедливость представлений В.М. Крейтера о изотропности вмещающей толщи, вызванной внедрением интрузий и уплотнением вмещающих пород на дорудном этапе тектонического развития месторождения.

Лабораторными исследованиями была выявлена зависимость физико-механических параметров горных пород от характера их вторичного изменения. Продукты контактово-термального метаморфизма (роговики) не отличаются от слабо измененных пород по значениям пористости и упругим параметрам, но имеют более высокую прочность и хрупкость. Этим обстоятельством, вероятно, объясняется выклинивание субширотных трещин на их выходе из интрузивного массива и роговиков в менее компетентные породы. Околожильное гидротермальное изменение пород значительно снижает их упруго-прочностные свойства и несколько увеличивает пористость (см. табл. 1). Процесс околожильных изменений предшествовал образованию продуктивной жильной минерализации; гидротермальные изменения, непосредственно связанные с формированием рудной жилы, имели меньшее значение. Таким образом, физико-механические свойства вмещающих пород претерпели существенные изменения еще на ранней непродуктивной стадии гидротермального процесса.

Проницаемость неизмененных пород месторождения характеризуется величинами порядка 10^{-5} мд, их пористость не превышает 0,76%. Полученные результаты дают основание считать, что фильтрационные и коллекторские свойства вмещающих пород определялись не их первоначальной пористостью, а микротрещиноватостью, развитой в зонах крупных разрывных нарушений. Низкая пористость вмещающих пород ограничивала область миграции гидротерм рудоподводящими разрывными нарушениями и узким ореолом трещиноватых пород, измененных на ранней стадии гидротермального

**Петрофизические свойства основных вмещающих пород
месторождения Бестюбе**

Порода	Характер изменения	Эффективная пористость $m, \%$			Модуль Юнга $E \cdot 10^{-5},$ $\text{кГ} \cdot \text{см}^{-2}$		
		1	2	3	1	2	3
Диориты	I	30	0,05–0,59	0,29	30	7,91–9,39	8,50
"	II	56	0,25–1,71	0,69	56	5,21–8,26	7,16
Сланцы	I	25	0,09–0,48	0,28	25	7,72–8,87	8,27
"	II	54	0,09–1,86	0,70	54	5,52–8,12	7,27
Песчаники мелко-зернистые	I	14	0,10–0,54	0,36	14	7,79–8,98	8,31
То же	II	13	0,37–1,10	0,66	13	5,96–7,93	7,31
Песчаники средне-зернистые	I	35	0,09–0,76	0,39	35	7,51–9,20	8,32
То же	II	20	0,24–1,52	0,66	20	6,91–8,56	7,52
Роговики	III	21	0,06–0,50	0,19	21	7,83–8,93	8,34

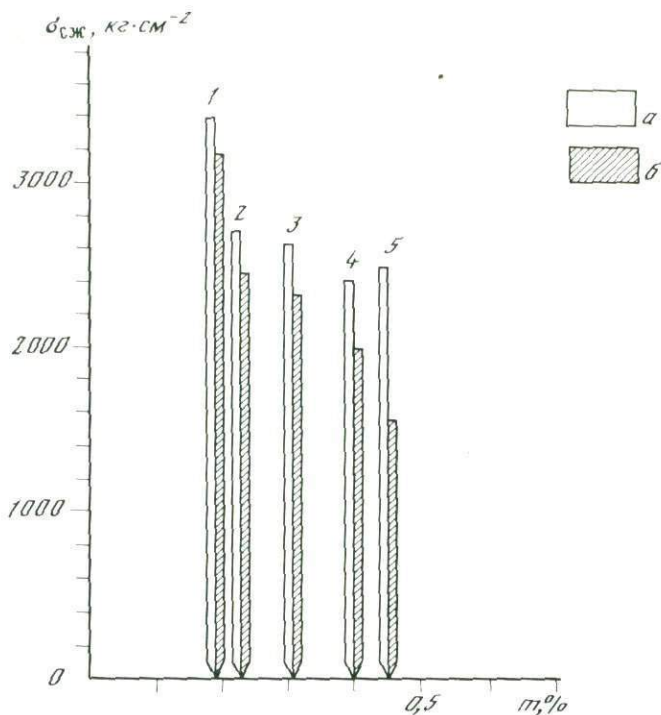
Порода	Характер изменения	Коэффициент Пуассона ν			Предел прочности на сжатие $\sigma_{сж}, \text{кГ} \cdot \text{см}^{-2}$		
		1	2	3	1	2	3
Диориты	I	29	0,22–0,27	0,25	20	1490–3730	2530
"	II	56	0,07–0,28	0,20	18	1280–2890	1960
Сланцы	I	25	0,19–0,29	0,24	21	1440–3510	2350
"	II	54	0,16–0,29	0,23	28	1110–2980	1620
Песчаники мелко-зернистые	I	14	0,18–0,28	0,24	11	2130–3170	2760
То же	II	13	0,20–0,32	0,25	8	1650–2810	1980
Песчаники средне-зернистые	I	35	0,21–0,28	0,24	16	1320–3640	2770
То же	II	20	0,16–0,28	0,23	8	1280–2340	1790
Роговики	III	21	0,21–0,27	0,25	17	2050–4400	3030

Примечание. I – региональное зеленокаменное, II – околожильное гидротермальное, III – контактово-термальное изменение. 1 – число испытанных образцов; 2 – интервал значений; 3 – среднее.

этапа. Проницаемость жильного кварца значительно выше проницаемости измененных вмещающих пород и на 3–4 порядка больше проницаемости пород неизмененных.

Таким образом, жильный характер оруденения является следствием низких фильтрационных свойств вмещающих пород, а ориентировка и морфология рудных жил определяется деформационной однородностью вмещающей толщи и зависит от степени однородности внешнего поля напряжений.

Лабораторные испытания показали, что предел прочности у гидротермально-измененных пород значительно ниже, чем у пород практически не измененных. Кроме того, значения этого параметра



Фиг. 6. Прочность на сжатие сухих (а) и водонасыщенных (б) пород месторождения Бестюбе

1 — сланец; 2 — диорит; 3 — песчаник среднезернистый; 4, 5 — песчаники мелкозернистые

резко уменьшаются при водонасыщении, причем в тем большей степени, чем больше пористость породы (фиг. 6.). Это позволяет предполагать, что зоны разломов являлись наиболее ослабленными участками геологического разреза, что способствовало их подновлению на разных этапах тектонической активизации и использованию их растворами различных стадий минерализации.

Поскольку структура месторождения формировалась на глубине до 6—7 км [10,13], возникает необходимость учета влияния все-стороннего давления на физико-механические параметры горных пород. Эксперименты при высоких давлениях производились на установке УВД-20. Давление в камере создавалось сжатием силиконового или трансформаторного масла. В ходе эксперимента измерялись скорости продольных волн V_p , функционально связанные с модулем Юнга E , коэффициентов Пуассона ν и плотностью ρ и отражающие поэтому суммарное изменение указанных параметров, вызванное увеличением гидростатического давления.

Результаты экспериментов при высоком давлении свидетельствуют о монотонном возрастании скоростей упругих волн с глубиной до 10 км ($p=2,6$ кбар) и тенденции к сближению их величин для различных пород. Наибольшие приращения упругих параметров

наблюдаются у менее упругих пород. Вероятно, в указанном интервале давлений приращение упругих свойств происходило в результате уменьшения объема порового пространства. При этом увеличивались силы взаимодействия между отдельными зернами и упругие параметры пород приближались к значениям упругих констант образующих их минералов. Таким образом, экспериментальные данные позволяют предположить, что степень деформационной однородности толщи сохраняется или даже увеличивается с глубиной.

СООТНОШЕНИЕ СКЛАДЧАТЫХ И РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

Современные теории прочности, наиболее соответствующие экспериментальным данным по деформации горных пород, связывают возникновение разрывных нарушений с достижением дифференциальным напряжением ($\sigma_1 - \sigma_3$) некоторого критического значения, называемого пределом прочности. Увеличение всестороннего давления повышает прочность пород; возрастание температуры, порового давления и уменьшение скорости деформации приводят к снижению пределов упругости, текучести и прочности. Суммарное влияние высоких давлений, температур и времени деформирования на прочность пород чрезвычайно сложно, однако дифференциальные напряжения ($\sigma_1 - \sigma_3$) остаются основным фактором, обуславливающим образование разрывных нарушений. Разрывные нарушения зарождаются в зонах концентрации дифференциальных напряжений, направление возможных трещин отрыва совпадает с траекториями напряжений σ_3 , ориентировка потенциальных сколов близка к направлению траекторий максимальных касательных напряжений и зависит от угла внутреннего трения φ , присущего данной породе. Сколовые нарушения образуют две системы параллельных плоскостей, расположенных под углами $\alpha = \pm(45^\circ + \varphi/2)$ к направлению сжатия, причем линия пересечения этих плоскостей совпадает с осью промежуточного главного напряжения σ_2 , отвечающей при сопряженности складчатых и разрывных деформаций направлению оси *B* складчатости.

Указанными особенностями поля напряжений хорошо объясняются линейный характер складчатости при воздействии северо-западного стресса, выдержанность основных сколовых нарушений по падению и простиранию, а также субпараллельная ориентировка осей складок, образующих в плане прямой угол с направлением максимального сжатия σ_3 . Однако однородная модель не объясняет различный характер деформации пород Западного и Центрального участков. Остается предположить, что на первых этапах формирования структуры месторождения горные породы Центрального участка характеризовались большей пластичностью, чем вулканогенно-осадочные породы Западного участка, содержащие меньшее количество глинистых минералов. В результате процессов складкообразования и внедрения интрузий происходило уплотнение и упрочнение вмещающих пород, что привело к сближению их упругопрочностных свойств и постепенной замене складчатых деформаций разрывными.

На основании выявленной закономерности ориентировки разрывных структур различного порядка относительно слоистости представляется вероятной тесная связь их со складчатыми деформациями вмещающей толщи. При этом определенную роль играет фактор масштабности рассматриваемых структур относительно блока вмещающих пород. Если в складчатых структурах регионального плана начинается трещинообразование, то в более мелких блоках под действием локальных напряжений еще могут происходить пластические деформации. Возникающие от одних причин складчатые и разрывные нарушения теоретически должны характеризоваться общностью главных осей деформации. Плоскости сопряженных со складчатостью разрывов на стереографических диаграммах должны проходить через ось B складчатости. Нормаль к поясу полюсов трещин также должна совпадать с осью B деформации. Линия пересечения двух направлений сопряженных разрывов тоже отвечает ориентировке оси B деформации.

Основываясь на вышеуказанных положениях, продольные разрывные структуры северо-восточного направления — послойные (разломы Диагональные) и падающие навстречу слоистости (разрывы I системы), — следует отнести к наиболее ранним нарушениям, возникшим при складкообразовании. К этому же этапу относится образование трещин, выполненных дайками. Их полюса локализованы в трех максимумах, лежащих на дуге большого круга с нормалью $B_{д.}$ полого погружающейся на северо-восток под углом около 10° (фиг. 3,з). Ось $B_{д.}$ представляющая собой среднестатическую линию пересечения всех систем даек, близка по ориентировке к оси деформации B_1 складчатых структур района (фиг. 3,ж).

Со следующим этапом развития трещинного каркаса месторождения связано образование разрывов II системы, которые сопряжены с главной складчатостью Центрального участка. Их плоскости проходят вблизи выхода оси деформации B_2^{II} . К этому же этапу можно отнести формирование разрывов III и IV систем. Их плоскости ложатся близко к оси главной складчатости B_2^I Западного участка. Связь разрывов IV системы со складчатостью B_2^I подтверждается совпадением положения оси тектонических напряжений σ_2 , построенной по замерам ориентировки штрихов скольжения в плоскости разлома.

Вызывает интерес сопряженность некоторых рудовмещающих разрывов с главной складчатостью, характерной для соседнего участка. Так, субширотные нарушения II системы Западного блока сопряжены с главной складчатой деформацией Центрального, разрывы III и IV систем, развитые исключительно в пределах Центрального блока, сопряжены с главной складчатостью Западного. Это вызвано тем, что в формировании рудовмещающих разрывов решающее значение имела наложенная локальная деформация Западного и Центрального блоков, обусловленная их взаимным влиянием. На Западном участке деформации с осью B_2^I не привели к существенному складкообразованию и появлению сопряженных разрывов. На Центральном участке в результате интенсивного складкообразования с деформационной осью B_2^I и уплотнения пород возникли условия для хрупких

деформаций, которые выразились в появлении II системы нарушений. На Западном участке эта система сопряжена с осью B_1^I второстепенной наложенной складчатой деформации, явившейся отражением главной складчатости Центрального участка. По этим же причинам, видимо, возникли III и IV системы рудовмещающих разрывов Центрального участка. Здесь наложенная деформация с осью B_3^II , явившаяся отражением главной складчатости Западного участка, из-за уже существующей интенсивной складчатости другого направления с осью B_2^II не могла привести к возникновению поперечных складок, а обусловила появление разрывных нарушений в виде пары сопряженных трещин.

Формирование рудовмещающих разрывов тесно связано с процессами складкообразования, ориентировка их в значительной степени зависит от направления слоистости пород, пересекаемых разрывным нарушением. Эта зависимость убедительно доказывается анализом угловых соотношений между слоистостью и тектоническими разрывами (фиг. 3,з). При графических построениях за направление слоистости на Центральном участке была принята осевая поверхность изоклиналиных складок, которая, в свою очередь, является средним элементом залегания толщи в данном блоке. На стереограмме, где отражено положение выделенных систем жил и слоистости, обращает на себя внимание ориентировка разломов I и II систем относительно слоистости. На Центральном участке слоистость повернута по отношению к Западному участку на угол 17° . На близкий угол развернуты и рудовмещающие нарушения I системы (19°) и II системы (20°). Сохраняются и углы между нарушениями I и II системы и слоистостью.

Нарушения I системы, связанные с деформацией регионального плана, образуют со слоистостью, а соответственно с послыонными срываами, угол 40° на Западном участке и 43° на Центральном. Для нарушений этой системы толща вмещающих пород месторождения играла роль однородной среды. В зависимости от масштабов разрыва и пересекаемой им складчатой структуры блок пород по отношению к разрыву может проявлять свойства как однородной, так и неоднородной среды. По М.В. Гзовскому, среда может рассматриваться как однородная, если наименьшая протяженность нарушения более чем в 10—100 раз превосходит наибольший линейный размер тех структурных элементов, из которых состоит данный участок [4]. Разрывные нарушения II системы возникали позже разломов I системы. Они соизмеримы с пересекаемыми складчатостями структурами. Формируясь в блоках, ограниченных нарушениями I системы, они составляли с ними угол, величина которого зависела от реологических свойств данного блока пород. На Западном участке в существенно песчанистой толще угол между нарушениями I и II системы составляет 43° ; на Центральном участке, где в разрезе преобладают сланцы, этот угол равен 50° . Сопряженные нарушения III и IV систем Центрального участка пересекаются под близким углом в 52° . Эти данные согласуются с теоретическими и модельными представлениями об углах между

сколовыми нарушениями в породах с различными петрофизическими свойствами: бóльший угол в пластичных породах и меньший — в хрупких [4, 15].

Петрофизическими исследованиями не установлено существенных отличий в физико-механических свойствах пород Западного и Центрального участков, прошедших стадию регионального метаморфизма. Но по таким косвенным данным, как литологический состав вмещающей толщи, степень ее деформированности, особенности строения разрывных нарушений, представляется вероятным, что на первых этапах формирования структуры месторождения вмещающая толща Центрального участка характеризовалась большей пластичностью, чем породы Западного участка.

Геометрический анализ закономерностей размещения различных структурных элементов рудного поля месторождения Бестюбе показал зависимость образования, строения и ориентировки рудовмещающих разрывов от особенностей складчатого строения слоистой толщи вмещающих вулканогенно-осадочных пород.

Формирование складчатости и разрывных нарушений, определяющих пути внедрения магматических расплавов и рудоносных растворов, было обусловлено локальными полями палеотектонических напряжений и деформационными свойствами вмещающих пород. Повышенные фильтрационные и коллекторские свойства пород в зонах трещиноватости и разрывных нарушений создавали наиболее благоприятные условия для миграции гидротермальных растворов, отложения из них рудных минералов и превращения разрывных нарушений в рудолокализирующие структуры.

Разрывные нарушения I системы являются наиболее крупными и выдержанными рудовмещающими структурами месторождения. Их пространственно-морфологические особенности обусловлены региональным полем напряжений и деформационной однородностью вмещающей толщи, присущей в большей степени Западному участку месторождения. При моноклиналином строении вулканогенно-осадочной толщи на значительных глубинах под Центральным участком должны залегать породы, аналогичные породам Западного участка. Если однородность вмещающей толщи сохраняется на соответствующей глубине, мы вправе предположить существование здесь рудолокализирующих разрывных нарушений, причем в первую очередь — разломов I системы, характерных для Западного участка месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдулкабирова М.А.* Глубинные разломы Северного Казахстана // Структуры рудных полей и месторождений цветных металлов Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1969. С. 105—115.
2. *Абдулкабирова М.А., Анкинович О.С., Гришин В.М.* и др. Золоторудные поля Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1971. 167 с.
3. *Беликов Б.П., Залесский Б.В., Розанов Ю.А.* и др. Методы исследования физико-механических свойств горных пород // Физико-механические свойства горных пород. М.: Наука, 1964. С. 3—56.

4. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
5. *Гришин В.М.* О характере рудоконтролирующих структур рудных полей и месторождений золота Северного Казахстана // Геология и геохимия месторождений благородных металлов Казахстана. Алма-Ата: ОНТИ КазИМС, 1969. С. 30,—32.
6. *Коптев-Дворников В.С., Емельяненко П.Ф., Назьмова Г.Н.* и др. Геолого-петрографические особенности интрузивов степнякского типа // Геология и геохимия месторождений благородных металлов Казахстана. Алма-Ата: ОНТИ КазИМС, 1969. С. 25—29.
7. *Кудайбергенова Н.К.* Дайки и золоторудные жилы в месторождениях Северного Казахстана и закономерности их размещения // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1973. N 5. С. 9—13.
8. *Малиновский Е.П., Чернышев В.Ф.* Геометрический анализ структуры рудных месторождений в дислоцированных слоистых толщах // Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1980. С. 215—229.
9. *Малечкин Н.А., Тлеубергенов К.Т.* К разведке глубоких горизонтов месторождения Бестюбе // Геология, поиски и разведка месторождений золота Казахстана. Алма-Ата: ОНТИ КазИМС, 1973. С. 158—162.
10. *Сафонов Ю.Г.* Структурные особенности золоторудных месторождений в областях с различной историей развития // Структурные условия формирования эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. С. 101—103.
11. *Синев О.А.* Месторождения золота Северо-Казахстанского рудного района // Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана. Алма-Ата: ОНТИ КазИМС, 1968. Вып. 1. С. 61—67.
12. *Смолдин А.П.* Структурная документация золоторудных месторождений. М.: Наука, 1975. С. 32—60.
13. *Шлыгин Е.Д., Абдулжабирова М.А., Гришин В.М.* О закономерностях размещения и поисковых критериях на золото в Северном Казахстане // Геология и геохимия месторождений благородных металлов Казахстана. Алма-Ата: ОНТИ КазИМС, 1969. С. 18—20.
14. *Шумихин П.И.* О роли разрывных структур в локализации золотого оруднения // Геология и геохимия месторождений благородных металлов Казахстана. Алма-Ата: ОНТИ КазИМС, 1969. С. 36—38.
15. *Яковлев Г.Ф.* Геологические структуры рудных полей и месторождений. М.: Изд-во МГУ, 1982. 270 с.

УДК 553.497 (235.214)

А.Л. Галямов, В.Ф. Чернышев

О СТРОЕНИИ РТУТНО-СУРЬМЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДЖИЖИКРУТ В ЦЕНТРАЛЬНОМ ТАДЖИКИСТАНЕ

Ртутно-сурьмяное месторождения Джижикрут было открыто в 1940 г. А.Д. Недзвецким и А.Б. Коровкиным. С тех пор на этом объекте проводились многочисленные минералого-геохимические, литологические, структурные и другие исследования, в результате которых была выявлена общая позиция месторождения, особенности разреза пород, минерального состава руд и их связь с брекчиями, широко распространенными в районе месторождения.

Месторождение расположено в центральной части Пасруд-Ягнобской подзоны, входящей в состав Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны. Участок месторождения приурочен к крупному субширотному надвику с пологим северным падением, осложненному сбросо-сдвигами и взбросами северо-западного и северо-восточного простираний.

В составе пород, вскрывающихся в районе месторождения, отмечаются карбонатные и терригенные породы. В основании разреза фиксируются метаморфические кварц-полевошпатовые зеленые сланцы, имеющие, по данным Ю.А. Ладягина, силурийский возраст. Сланцы с угловым несогласием перекрываются карбонатной толщей того же возраста. В нижней части она состоит из темно-серых доломитов, а в верхней — из светлых известняков.

На известняки непосредственно налегает пачка полосчатых известняков, переходящая выше в черные глинистые сланцы девонского возраста. В нижней части сланцевой толщи залегают глинистые сланцы, они перекрываются кремнистыми разностями, выше которых отмечаются черные тонкослоистые известняки.

На девонские породы с разрывом и угловым несогласием налегают каменноугольные терригенно-карбонатные отложения. Они представлены чередованием известняков и глинистых сланцев, вверх по разрезу известняки занимают господствующее положение. Верхняя часть разреза на месторождении представлена красноцветными образованиями юрского возраста с резким угловым несогласием, перекрывающими более древние породы.

Слоистые толщи на месторождении в целом образуют слабо наклонную моноклинал, осложненную более мелкими складками и разрывными нарушениями и имеющую общее северное падение. Толщи надвинуты по субширотной зоне на юрские образования и смяты в пологие складки. В принадвиговой части породы разбиты частыми разломами и трещинами и интенсивно брекчированы. Зона надвига представляет собой серию разрывов широтного и северо-восточного простирания и имеет ширину около 1 км. Сложные взаимоотношения нарушений обусловлены длительностью развития надвига и формированием разновозрастных разрывов, опяющих главный сместитель.

Брекчии преимущественно развиты на контакте с перекрывающими и подстилающими сланцевыми толщами. Как известно, брекчия на контакте с перекрывающими девонскими сланцами имеет региональное распространение не только в Зеравшано-Гиссарской зоне — ей придается огромное значение в локализации сурьмяного оруденения [1—3.6].

Состав брекчий сложный и отличается разнообразием. Выделяются шесть типов брекчий: доломитовая, кремнисто-карбонатная, кремнисто-сланцевая, карбонатно-сланцевая, сланцевая и известковая (Исанов и др., 1979 г.). Оруденение связано в основном с первыми двумя типами. Размеры обломков изменяются от долей миллиметра до нескольких метров. Наименьшие размеры обломков отмечаются в кремнистых разностях брекчий, а наибольшие — в карбонатно-сланцевой и известковой брекчиях.

Ртутно-сурьмяное оруденение локализовано главным образом среди брекчий доломитового и кремнисто-карбонатного состава. Рудные минералы представлены антимонитом, пиритом и киноварью, к нерудным минералам относятся кварц, доломит и кальцит. Руды сформировались, по мнению Т.И. Новиковой [4], в несколько

стадий: силикатную, силикатно-сульфидную, карбонатно-сульфидную и сульфидно-карбонатную.

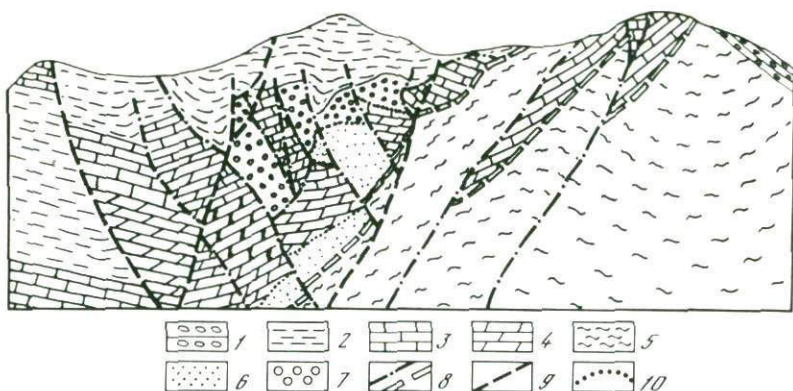
Возраст оруденения приведен в работе [5]. Возраст урановых минералов, наложенных на ртутно-сурьмяное оруденение, как и возраст киноварьсодержащих серицитов составляет около 250 млн. лет, т.е. отложения относятся к пермскому периоду. Примерно такой же возраст определен для наложенных на оруденение настурановых прожилков — 218 млн. лет.

По поводу строения месторождения существует несколько точек зрения. Первая — оруденение приурочено в широкой антиклинальной складке субширотного простирания, к ее сводовой части (В.П. Тигонов, Д.Р. Мучаидзе, Г.С. Казачкин). Ныне большинство исследователей придерживается мнения, что основной рудовмещающей структурой является широкая синклиальная складка широтного простирания. Некоторые авторы подчеркивают (А.А. Кашин), что оруденение приурочено к зоне широтного надвига. Существование нескольких взаимоисключающих представлений о строении месторождения свидетельствует о необходимости проведения на этом месторождении детальных структурных исследований. Нами в настоящей работе была поставлена цель — изучить строение зоны субширотного надвига на участке месторождения. В решении вопроса о структуре месторождения это, несомненно, представляет интерес.

Широтный надвиг является главной разрывной структурой Джижикрутского месторождения (фиг. 1). Он представлен серией взбросов широтного, запад-северо-западного и северо-восточного простираний с углами падения $20-35^\circ$, а иногда до 60° , по которым породы расколоты на тектонические пластины, смещенные друг относительно друга на различные расстояния. Ширина этих пластин изменяется в пределах 50—150 м. Широтные взбросы осложнены взбросо-сдвигами северо-восточного простирания, в результате чего зона надвига имеет "клавишную" форму. Возраст северо-восточных взбросо-сдвигов различный, что подтверждается наличием разрывов, перекрытых юрскими гравелитами, и разрывов, пересекающих эти отложения.

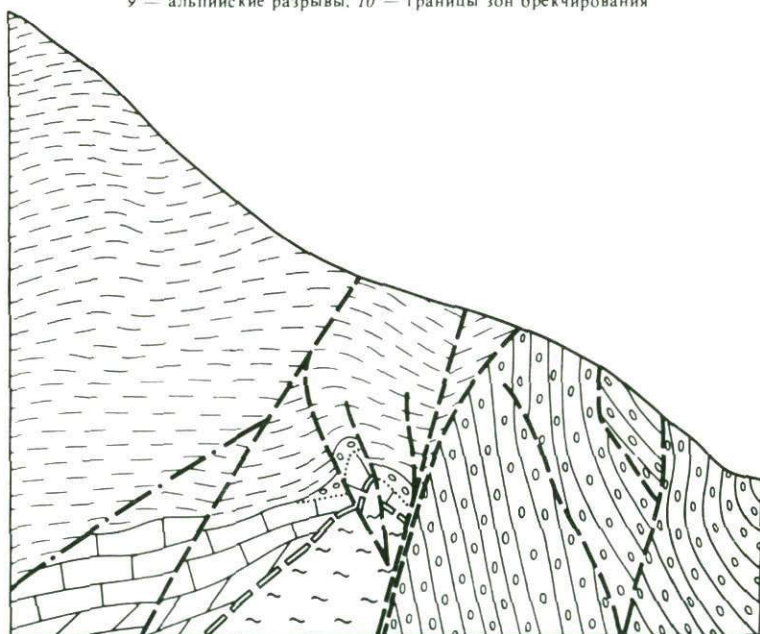
Величина амплитуды перемещения по разломам неодинакова. На южном участке Джижикрутского рудного поля расстояние смещения небольшое и составляет менее 100 м (фиг. 2). Складки волочения, фиксирующиеся в девонских черных сланцах, по морфологии относятся к взбросовым с крутыми осевыми поверхностями и пологими шарнирами северо-восточного простирания (фиг. 3,2). Лишь очень немногие складки волочения можно отнести к сбросовым.

Однако в силурийских метаморфических сланцах совершенно отчетливо выделяются складки и с пологими осевыми плоскостями (фиг. 3,3). Анализ ориентировок этих и остальных взбросовых складок показывает, что это складки одной серии, но только испытывавшие в различной мере вращение вокруг оси северо-восточного простирания. В первоначальном виде это были, вероятно, взбросовые складки с крутыми осевыми поверхностями и шарнирами северо-западного простирания. На вращение складок указывает также рас-



Фиг. 1. Геологический разрез месторождения Джижикрут (с использованием материалов Магианской ГРЭ)

1 — юрские терригенные отложения; 2 — девонская черносланцевая толща; 3 — девонские и силурийские известняки; 4 — силурийские черные доломиты; 5 — кварц-полевошпатовые сланцы метаморфического основания; 6, 7 — брекчии: 6 — окремненные, 7 — карбонатные; 8 — доальпийские разрывы, 9 — альпийские разрывы; 10 — границы зон брекчирования

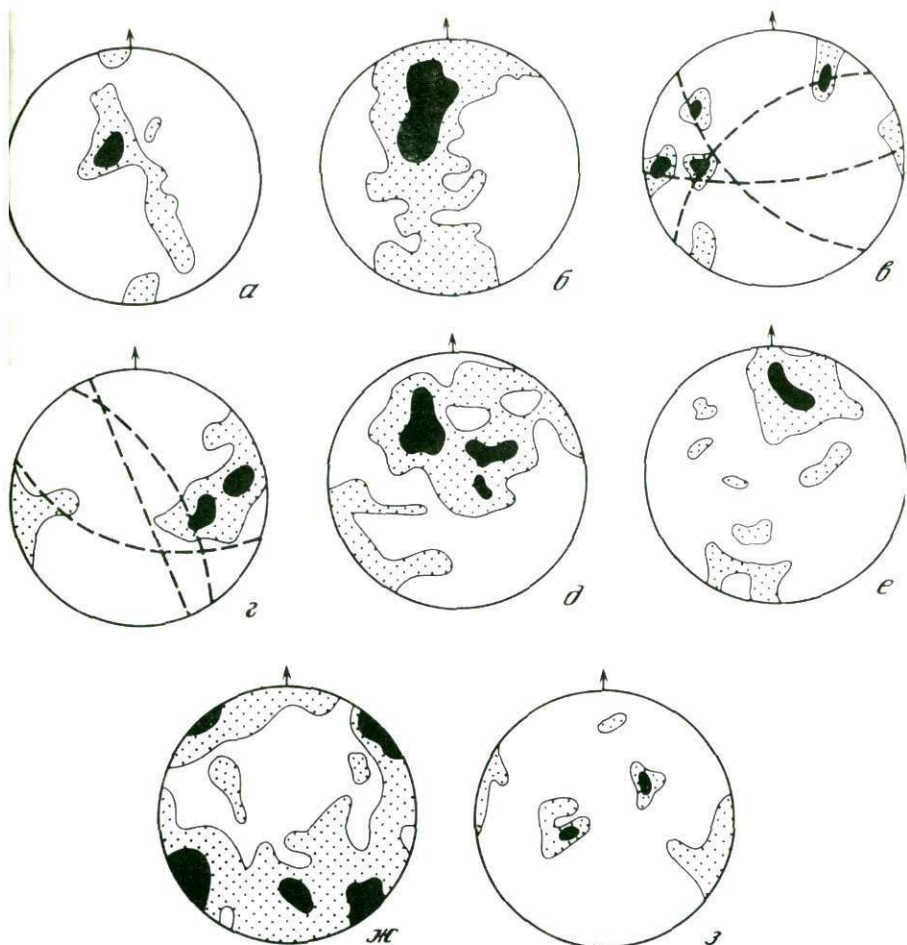


Фиг. 2. Геологический разрез южного фланга месторождения Джижикрут (с использованием материалов Магианской ГРЭ)

Условные обозначения те же, что и на фиг. 1

сеяние полюсов сланцеватости по малому кругу с осью вращения северо-восточного простираия.

В северной части надвига, непосредственно на участке месторождения, толщина тектонических пластин увеличена, а амплитуда единичных смещений достигает иногда 300 м и более, но в среднем



Фиг. 3. Ориентировки структурных элементов на месторождении Джижикрут (а, в, д, ж) и его южном фланге (б, г, е, з)

а, б — нормали к сланцеватости и слоистости в доломитах, известняках и черных сланцах; в, г — шарниры складок волочения и коробления в этих породах, плоскости разрывов и основных систем трещин показаны в виде дуг большого круга; д, е — нормали к сланцеватости метаморфических сланцев; ж, з — шарниры складок волочения в метаморфических сланцах

составляет примерно 200 м. В карбонатных породах и девонских сланцах складки волочения также имеют взбросовый характер и северо-восточные ориентировки пологих шарниров (фиг. 3, в). Силурийские сланцы, как и на южном участке рудного поля, имеют два направления шарниров — северо-западное и северо-восточное (фиг. 3, ж). При этом шарниры северо-западного направления изогнуты вокруг оси северо-восточного простирания. Указанная закономерность в различии деформированности метаморфических и неметаморфизованных сланцев проявляется и на других участках и свидетельствует о различии деформации в додевонский и последевонский периоды времени.

Деформации при подвижках по разломам проявились в смятии сланцев и дроблении более жестких карбонатных пород. Наиболее широко брекчии развиты на контактах карбонатных слоев со сланцами и по разрывам. Изучение макроструктурных взаимоотношений между брекчиями показывает, что по последовательности образования брекчии делятся на три группы. Наиболее ранними являются брекчии с очень мелкими обломками метаморфических сланцев, известняков и доломитов и цементом, состоящим из тонких "лапчатых" выделений кремнезема. Обломки в различной степени окремнены. Эти брекчии вскрыты на контакте доломитов и метаморфических сланцев. Они слагают в доломитах большие участки и иногда развиты в них почти на всю мощность. Граница между ними и доломитами нерезкая и выражается в постепенном окремнении карбонатов. Брекчии первой группы вскрыты подземными выработками в непосредственной близости от зоны широтного надвига, но, возможно, они будут прослежены и далее на север по падению доломитов.

С этими образованиями связана наибольшая часть антимонитовых руд. Оруденение, связанное с этой разновидностью брекчии, представлено антимонитом и пиритом. Антимонит обычно заключен в окремненном цементе в виде тонких (примерно 0,1 мм в поперечнике) изометричных скоплений округлых зерен. В обломках антимонит встречается редко и рассеян в них в виде весьма тонкой вкрапленности. Пирит присутствует в цементе в форме остроугольных вкрапленников.

Во вторую группу входят брекчии карбонатных пород и подробленные ранние брекчии, залеченные жильным материалом. Границы распространения этих брекчий постепенные и выявляются по увеличению размеров обломков и появлению жил.

Зоны интенсивной брекчированности наиболее всего развиты в карбонатных породах в непосредственной близости от зоны надвига и как бы оконтуривают области развития брекчий первой группы. Снизу вверх размер обломков пород увеличивается, пространство между ними суживается и приобретает плоскостную форму, т.е. жильную морфологию. Область распространения жил на границах зон брекчирования довольно широкая и выявляется повсеместно в карбонатных породах и ранних брекчиях. Ориентировки жил резко отличаются от ориентировок сланцеватости и полосчатости. Независимо от состава жил выявляется основное северо-восточное направление, определяемое как по положению максимумов, так и по фрагментам поясового рассеяния ориентировок.

Состав жильного выполнения целиком зависит от состава обломков. Выделяются брекчии с кальцитовым, доломитовым и кварцевым цементом. Оруденение, приуроченное к этим брекчиям, представлено антимонитом и киноварью. Антимонитовые выделения здесь имеют игольчатую форму и различные размеры кристаллов. Весьма часто фиксируются радиально-лучистые агрегаты антимонитовых кристаллов. Нередко иголки этого минерала присутствуют в кристаллах доломита и кальцита в цементе брекчий, располагаясь по граням роста. Такое же положение часто имеют мелкие

кристаллы киновари; в карбонатных породах киноварь выделяется в виде прожилков и примазок.

Наиболее молодыми являются брекчии с обломками всех известных пород на месторождении. Эта разновидность брекчии наиболее распространена в широких зонах молодых разрывов, а также на границе карбонатных пород и девонских сланцев. Разрывы имеют ориентировку, сопряженную с ориентировкой складок волочения в девонских сланцах и испытавшую изменение при вращении вокруг оси *B* северо-восточного простирания (фиг. 3, а, г).

Брекчия третьего типа характеризуется рыхлым или слабо притертым цементом, состоящим из перетертых сланцев и карбонатных пород, рудных обломков, а также фрагментов жил молочно-белого кварца, часто встречающихся в девонских черных сланцах. По отношению к оруденению брекчия имеет наложенный характер. Рудная минерализация с ней не связана.

Таким образом, на примере изучения отдельных участков Джижкрутского рудного поля можно сделать следующие выводы.

1. Субширотный надвиг, к которому приурочено месторождение, имеет сложную историю развития.

2. Отмечается отчетливая разница в интенсивности деформации метаморфических сланцев основания и неметаморфизованных сланцев, залегающих выше карбонатной толщи.

3. Деформация неметаморфизованных пород связана преимущественно с развитием надвига и проявлена в образовании складок волочения в пластичных сланцах и дроблении в более жестких карбонатных породах; на ранних этапах брекчирование сопровождалось окремнением, а затем окварцеванием и карбонатизацией; поздние брекчии наложены на измененные образования.

4. Оруденение на месторождении локализовано в брекчиях во фронтальной части надвига и на контактах карбонатной толщи и терригенных отложений; основная масса антимонитовых руд пространственно связана с ранними силикатными и карбонатными брекчиями.

Основные задачи дальнейшего изучения структуры месторождения заключаются в следующем. Во-первых, изучение структурных и тектоно-физических условий образования складок и разрывов отдельно в породах метаморфического основания, карбонатной и перекрывающих толщах. Во-вторых, выявление морфологических особенностей и структурных условий формирования рудовмещающих элементов структуры месторождения путем "снятия" более поздних, в том числе и альпийских деформаций. В-третьих, изучение пространственной связи гидротермального изменения и оруденения с брекчиями различного возраста. Решение этих вопросов позволит уточнить представления о структурных закономерностях размещения оруденения и выявить аналогичные геологические ситуации в других частях Пасруд-Ягнобской структурно-формационной подзоны, а также в Шинг-Магианской подзоне, обладающей сходным геологическим строением и металлогенической специализацией.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мудрогина Н.С., Насыбуллин Н.Н. Структурно-морфологические типы месторождений Зеравшано-Гиссарского сурьмяно-ртутного пояса // Тр. ВСЕГЕИ. Н.С. 1964. Т. 103. С. 145—153.
2. Невский В.А. Тектоническая брекчия структур расслаивания сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождений Средней Азии // Докл. АН СССР. 1948. Т. XI, № 6. С. 1079—1081.
3. Невский В.А. Некоторые вопросы генезиса ртутных, сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождений Южной Ферганы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1955. № 5. С. 72—82.
4. Новикова Т.И. Минералогия и некоторые вопросы генезиса ртутно-сурьмяного месторождения Джижикрут // Тр. ИГ АН ТаджССР. 1959. № 3. С. 318—329.
5. Федорчук В.П., Костылева-Лабунцова Е.Е., Маслова И.Н. и др. К вопросу о возрасте ртутно-сурьмяного оруденения Тянь-Шаня // Закономерности размещения и вопросы прогнозирования полезных ископаемых Средней Азии. Ташкент: ФАН, 1969. С. 91—99.
6. Юсупов Х.М. О генезисе рудовмещающих брекчий Зеравшано-Гиссарского сурьмяно-ртутного пояса // Узб. геол. журн. 1976. № 4. С. 48—51.

УДК 553.411

С.С. Максимов, Ю.Г. Сафонов, Ю.И. Симонов, В.Г. Хомич

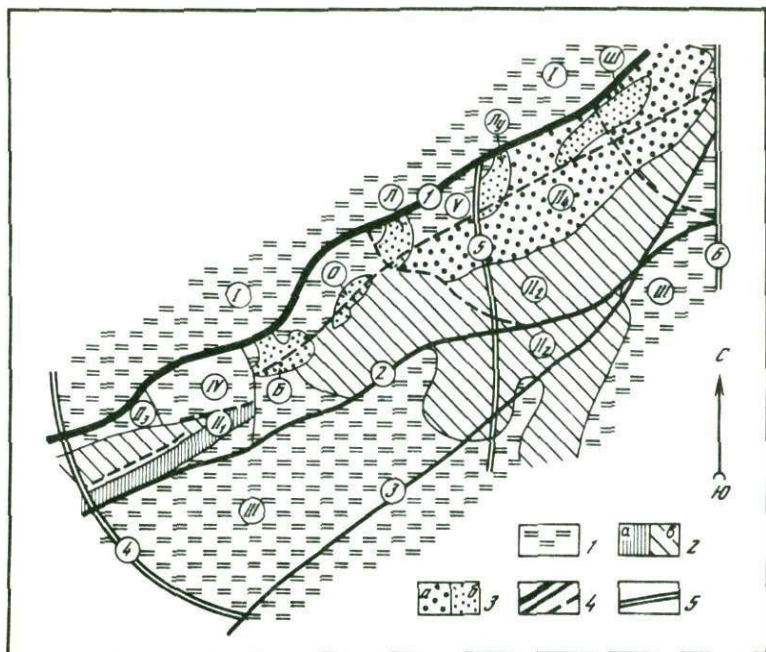
ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ БАЛЕЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Балейское золоторудное поле, приуроченное к одноименному грабену, относится к числу детально изученных. Горные выработки, густая сеть буровых скважин позволили провести тщательные исследования состава и строения рудовмещающих пород, восстановить историю их накопления и роль в локализации оруденения. Результаты исследований представляются интересными не только для более глубокого понимания структурного контроля жильного оруденения, рассматривавшегося рядом исследователей [1, 4, 10], но и для анализа истории рудоносных локальных отрицательных структурных форм, подобных Балейскому грабену.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ БАЛЕЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Балейский грабен располагается в Восточно-Забайкальской области киммерийской тектоно-магматической активизации, в пределах одной из представительных структур периода активизации — Ундино-Даинской депрессии (фиг. 1). Депрессия формировалась в верхнеюрское—нижнемеловое время на консолидированном основании, сложенном протерозойскими сланцами, каменноугольными гранитоидами, юрскими вулканитами и интрузивными породами [15, 16].

Заложение депрессии обуславливалось активизацией региональных разрывных нарушений северо-восточного простирания. Формирование в пределах депрессии локальных отрицательных структурных форм (грабенов или эрозионно-тектонических впадин) связано с развитием поперечных нарушений — линейных и дугообразных [14, 16]. В начальный период формирования (верхняя юра) грабены заполнялись



Фиг. 1. Схема тектонического строения Балейского района. Составлена М.М. Адельсоном, С.С. Максимовым, Н.В. Петровской, Ю.И. Симоновым, В.Г. Хомичем, С.В. Чегловым с использованием материалов ПГО "Читагеология", Балейской ГРЭ, ЗабНИИ, ЦНИГРИ

1 — поднятия — I — Боршевоочная зона устойчивых поднятий I порядка, IV — Дутурульское горстовое поднятие, V — Казаковский блок, III — Петровская зона устойчивых поднятий I порядка; 2 — прогибы — а — раннеюрский; III — Каракарский прогиб, б — позднеюрский — II₁ — Шадоронский прогиб, II₂ — Нижне-Удинский прогиб; 3 — позднеюрско—раннемеловые — а — впадины, депрессии; II₁ — Ундино-Даинская впадина, б — раннемеловые грабены: Б — Балейский, О — Оноховский, Л — Лесковский, Лу — Лукинский, Ш — Шивинский; 4 — разломы — 1—3 порядка: 1 — Боршевоочный, 2 — Петровский, 3 — Синдуинский; 5 — тектонические зоны: 4 — Калангуйская, 5 — Талангуйская, 6 — Куренгинская

вулканитами, отлагавшимися на значительной площади депрессии, а затем терригенными породами.

Золотоносные кварцевые жилы в Балейском рудном поле сформировались после накопления основной части комплекса терригенных пород (балейской серии или свиты), но до завершения его формирования. В породах верхней части комплекса находятся окатанные обломки золотоносного кварца балейского типа.

Жилы частично локализовались в породах основания — в гранитоидах северного борта грабена, но основная часть их размещена в осадочных породах балейской серии. Здесь известны пологопадающие жилы, сопровождающиеся прожилками (Северный участок), а также жилы и жильные зоны, наклонные и крутопадающие, пересекающие пологопадающие пласты осадочных пород. Жильная и прожилковая минерализация контролируется разрывными нарушениями, трещинами и складками, соотношения которых, как будет показано ниже, определялись особенностями развития грабена.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РУДНОГО ПОЛЯ

Относительно небольшой участок Ундинской депрессии, выделяемый как Балейское рудное поле, характеризуется высокой интенсивностью кварцевой минерализации при резко неравномерном ее распределении. В центральной части рудного поля сосредоточены кварцевые жилы, жильные зоны и штокверки, сопровождающиеся ореолами вкрапленной и прожилковой минерализации в аргиллизированных окварцованных породах. Локализация оруденения в пределах грабена и в небольших прибортовых участках его обрамления определяет главные черты геологического строения характеризуемого поля. Роль его естественных границ выполняют так называемые краевые разломы (фиг. 2): на западе — Дутурульский, на севере — Борщевочный. Восточная и южная границы менее четко выражены: за них принимаются Каменский и Юго-Восточный ограничивающий разломы. Можно полагать, что рудное поле продолжается в южном направлении вплоть до Северо-Восточного разлома.

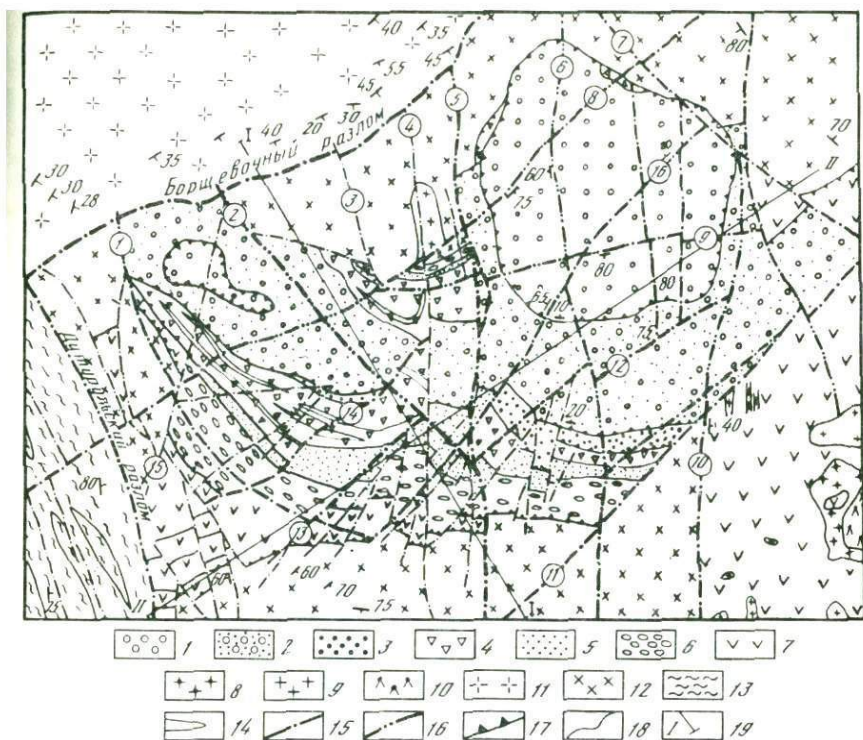
Системы продольных и поперечных разломов расчленяют рудное поле на серию тектонических блоков, среди которых выделяются три основных — Центральный, Восточный и Западный — состоящих из более мелких блоков (фиг. 3).

На вертикальных разрезах (фиг. 4) вырисовывается асимметричная форма грабен-синклинали с крутым, местами ступенчатым северным и более пологим южным бортами. Южная часть впадины вложена в верхнеюрскую депрессию, а северная располагается непосредственно на краевой части крупного массива ундинских гранитоидов. Вулканы шадоронской серии перекрывают поверхность гранитоидов лишь в западной, юго-восточной и восточной частях грабена; мощность их значительно меньше, чем в других частях Балейского района.

Главную роль в строении рудного поля играют осадочные породы верхнего структурного этажа, представленные здесь в наиболее полном разрезе.

Первая стратиграфическая схема осадочных отложений Балейского грабена принадлежит С.А. Музылеву [6], который расчленил осадки на две свиты: конгломератовую и залегающую выше песчано-сланцевую с горизонтами фангломератов. В.И. Кадров в 1954 г. выделил в разрезе толщи четыре горизонта (снизу вверх): 1) конгломераты, 2) разнотернистые песчаники и глинистые сланцы, 3) песчаники и конгломераты, 4) грубозернистые граувакки и аркозовые песчаники со слоями фангломератов. С.Г. Мирчинк [5] назвала нижние конгломераты тергенской свитой, существенно песчаниковые отложения с прослоями конгломератов — балейской свитой, выделила глыбовые брекчии и фангломераты под названием новотроицкой свиты, а вышележащие пестроцветные конгломераты — как каменскую свиту.

До того как были найдены органические остатки, возраст отложений оставался спорным, его относили то к мелу, то к юре. С.Г. Мирчинк [5], впервые обнаружившая в керне некоторых буровых скважин фауну, отнесла породы средней части разреза к апту, а базальные конгломераты по аналогии с конгломератами Ундино-Даинской впа-



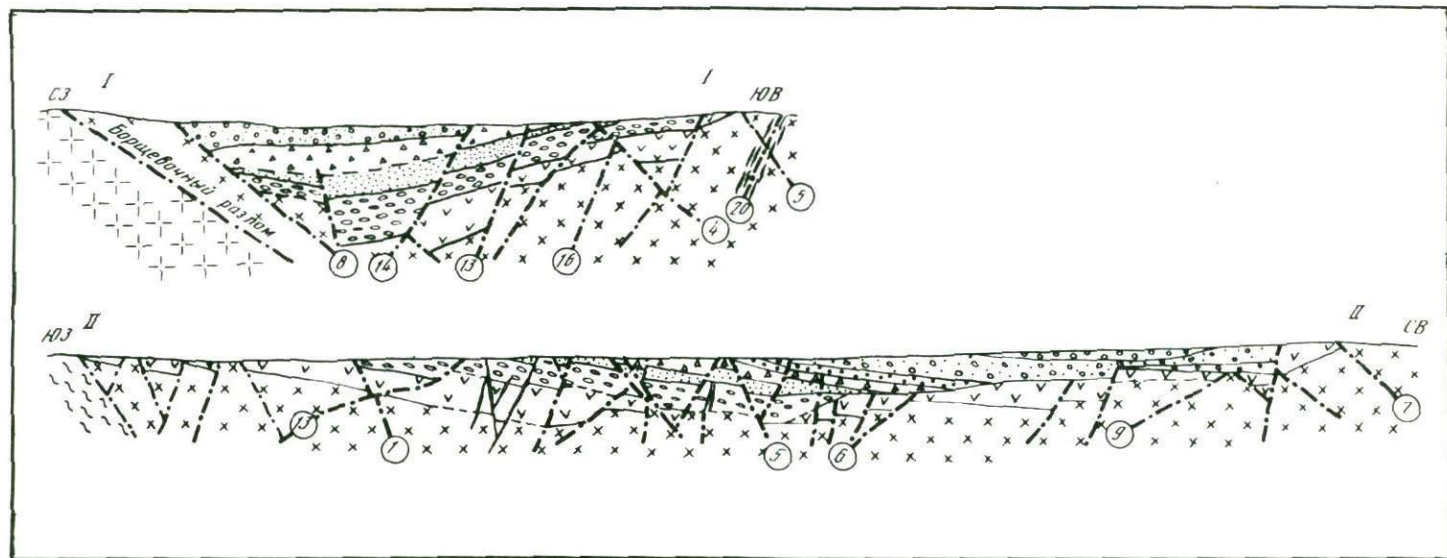
Фиг. 2. Геологоструктурная карта Бaleyского рудного поля. Составили В.Г. Хомич и С.В. Чеглоков

Верхний структурный этаж — 1—3 — нижнемеловые свиты: 1 — нижнеудиношилкинская (каменная) конгломератовая (K_{1us}); 2 — верхневогтроицкая (K_{1nt}^1) — древесняники, конгломераты, мусорные породы, брекчи, песчаники, алевролиты; 3 — нижневогтроицкая (K_{1nt}^1) — вулканомитовые конгломераты, гравелиты, песчаники; 4—6 — верхнеюрско-нижнемеловые свиты: 4 — верхнебaleyская ($J_3-k_{bl}^1$) — конгломерато-брекчи, конгломераты, песчаники, алевролиты; 5 — среднебaleyская ($J_3-k_{bl}^1$) — песчаники с прослоями конгломератов, алевролитов; 6 — нижнебaleyская ($J_3-k_{bl}^1$) — конгломераты с прослоями песчаников

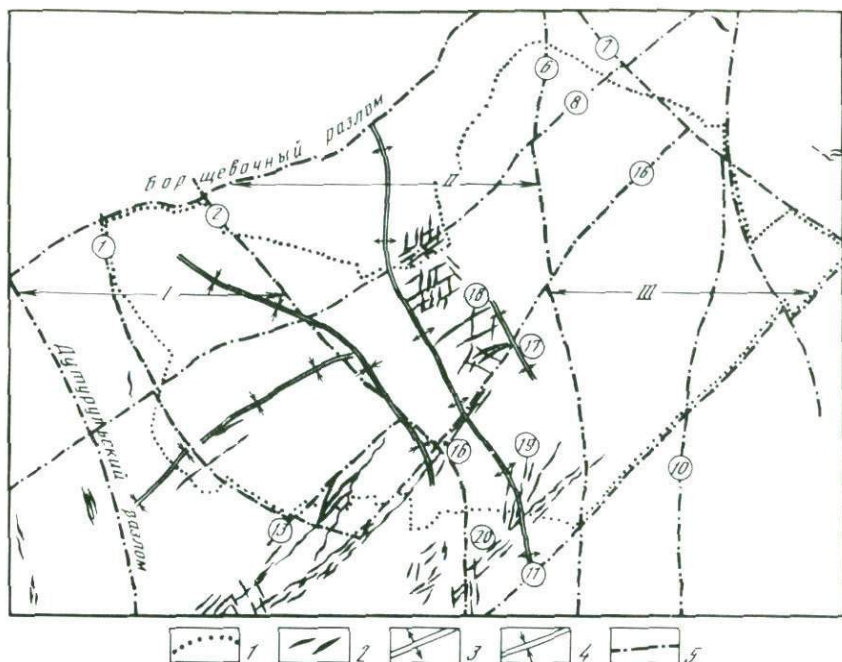
Средний структурный этаж: 7 — шадоронская серия (J_3sd) нерасчлененная — туфопесчаники, туфо-конгломераты, туффиты, туфы, туфо- и лавобрекчи среднего состава, андезитовые и андезито-базальтовые лавы; 8—10 — субвулканический комплекс: 8 — гранодиорит-порфиры ($\gamma_{\delta}J_3$); 9 — диоритовые порфиры ($\delta_{\delta}J_3$); 10 — диорит-монцитоны ($\delta_{\delta}J_3$); 11 — борщевочный комплекс ($\gamma_{\delta}J_3$) порфиридных гранитов

Нижний структурный этаж — 12 — метаморфические образования кулиндинской свиты (PR_{kl}) — нерасчлененные; 13 — удинский гранитоидный комплекс ($\gamma_{\delta}C$) — диориты, гранодиориты, граниты, лейкократовые граниты и гранит-аплиты; 14 — элементы внутренней слоистости; 15, 16 — разломы; 15 — выходящие на поверхность, 16 — перекрытые; 17 — границы структурных этажей; 18 — границы горизонтов, свит, интрузивных тел этажей и элементы залегания; 19 — линии разрезов; 1—16 — разломы: 1 — Кибиревский, 2 — Диагональный, 3 — Фабричный, 4 — Разлом 3, 5 — Разлом 5, 6 — Отмаховский, 7 — Каменский, 8 — Контактный, 9 — 11 Контактный, 10 — Аэродромный, 11 — Юго-Восточный ограничивающий; 12 — Разлом 6, 13 — Главный сброс, 14 — Средний разлом, 15 — Новотроицкий, 16 — Промежуточный

дины к готерив-баррему. Позже конгломераты были датированы С.Г. Мирчинк валанжин-барремом [8], а перекрывающие их осадки на основании определенных Г.Г. Мартинсоном гастропод *Radix undensis* Martins, *Bithynia* — готерив-барремом. По мнению палинологов, особенности спорово-пыльцевого комплекса пород средней



Фиг. 4. Геологические разрезы Бaleyского рудного поля (условные обозначения см. фиг. 2). Составил В.Г. Хомич



Фиг. 3. Системы основных тектонических блоков БалеЙского рудного поля. Составил В.Г. Хомич

1 — граница распространения осадочных пород; 2 — золоторудные жилы; 3, 4 — проекции осей складок; 3 — антиклиналей, в породах основания и бортов грабена; 4 — синклиналей, антиклиналей в осадочных породах; 5 — разломы

I—III — блоки: I — Западный, II — Центральный, III — Восточный

части разреза свойственны валанжину. В региональной схеме Ю.П. Писцова и др. [9] отложения БалеЙского грабена, кроме каменных конгломератов, отнесены к усть-карской свите верхней юры—нижнего мела, а каменные конгломераты условно параллелизованы с нижнемеловой шилкинской свитой. Исследования, проведенные В.Г. Хомичем и С.В. Чеглоковым [17], позволили обосновать более детальную схему стратиграфии пород верхнего структурного этажа, несколько отличную от предыдущих.

Породы нижнего структурного этажа. Гранитоиды ундинского комплекса, слагающие основание и борта БалеЙского грабена, представлены рядом разновидностей. В северной части характеризуемой площади преобладают биотит-роговообманковые гранодиориты, в меньшей степени распространены диориты с многочисленными ксенолитами древних сланцев и роговиков. По мере приближения к южному краю грабена они сменяются биотитовыми гранитами, местами постепенно переходящим в плагиограниты.

Распространение разновидностей гранитоидов связаны между собой переходами. Их структуры гипидиоморфнозернистые (зерна 0,5—2 мм, редко до 3 мм). Порфириовидные выделения относительно редки и обычно имеют неправильную форму, напоминающую порфиробласты.

Как показали исследования Н.Н. Горностаева [2], породы верхних и краевых частей гранитоидного массива имеют инъекционно-метасоматическую природу. Протоструктура массива определяется особенностями строения верхнепротерозойских кристаллических сланцев, представленных в районе. Реликты последних имеют вид вытянутых темных линз и полос шириной от нескольких миллиметров до десятков метров, ориентированных в одном направлении. Местами линзы и полосы настолько сближены, что породы приобретают резко выраженную полосчатую текстуру.

Обилие ксенолитов древних пород и особенности их расположения уже давно позволили заключить, что Балейский грабен расположен в верхней части Ундинского интрузива, у его кровли. Устанавливается прямая связь между основностью породы и количеством в ней ксенолитов кровли. С явлениями контаминации связаны также аномально низкие содержания кремнекислоты и высокие — глинозема во всех разновидностях гранитоидов, развитых в Балейском рудном поле. Здесь в породах калий преобладает над натрием, железа в них содержится больше, чем в других частях Ундинского интрузива.

Породы нижнего структурного этажа в той или иной мере изменены последующими процессами. Гранитоиды под вулканогенными отложениями верхней юры трещиноваты, несут признаки гидратации и карбонатизации, местами пропитаны гидроокислами железа. Эти данные послужили для выделения зоны относительно древней коры выветривания гранитоидов мощностью в несколько десятков метров [8]. Изучение ее затруднено тем, что продукты выветривания трудно отличимы от широко распространенных в породах фундамента грабена гидротермальных новообразований глинистых минералов. В этих породах проявлены также гидротермальные изменения более раннего, киммерийского времени.

Породы среднего структурного этажа. Вулканогенно-осадочные породы среднего этажа распространены преимущественно на западном и восточном флангах рудного поля. Мощность их в отдельных участках выше 500 м. В центральной части грабена, где поверхность кристаллического основания приподнята, отмечаются лишь незначительные остатки эродированной вулканогенной толщи. В составе толщи участвуют лавы, лавобрекчии и лавоконгломераты, разнообразие пирокласты, от глыбовых туфобрекчий до тонкозернистых туфов, а также нормально-осадочные породы: конгломераты, песчаники и алевриты.

Среди вулканитов наиболее распространены андезиты и их производные; значительно реже встречаются породы дацитового ряда. В единичных случаях отмечены липариты порфировой структуры.

Андезитовые лавобрекчии и лавоконгломераты распространены довольно широко, располагаясь, как правило, в основании вулканогенно-осадочной толщи. Лавобрекчии — пятнистоокрашенные породы, хлоритизированные и пронизанные многочисленными прожилками халцедона, кварца, кальцита с минералами, выполненными кварцево-кальцитовым и кварцево-кальцито-хлоритовым агрегатом. Среди кластического материала, составляющего 20—60% объема этих пород, преобладают мелкие (0,15—2,0 мм) обломки кварца и полевых шпатов,

чешуйки измененного биотита и более крупные, до нескольких дециметров, обломки гранитоидов, андезитов, кварц-турмалиновых пород. Основной массой в лавобрекчиях служит слабо раскристаллизованное стекло с вкрапленниками плагиоклаза, роговой обманки, авгита, биотита; развиты новообразования хлорита.

Андезитовые лавобрекчии по сравнению с андезитовыми порфиритами богаче кремнеземом (до 61% против 55% в слабо измененных андезитовых порфиритах) и беднее окислами железа (не более 6%) и щелочно-земельными элементами.

Туфобрекчии залегают выше андезитовых и дацитовых порфиритов. Для них характерна окраска в серый цвет с зеленоватыми и фиолетовыми оттенками. Среди кластического материала наблюдаются остроугольные обломки (5—15 см) подстилающих андезитов, порфиритов, гранитоидов, а также зерна плагиоклаза, чешуйки гидратированных слюд (главным образом биотита), хлорита. Основная масса — тонкозернистый кристаллокластический туф с обломками перечисленных выше минералов. В отдельных участках туфобрекчий отмечены миндалины, розетки, выполненные халцедоновидным и более крупнозернистым кварцем.

Туфы и туфопесчаники слагают верхние части юрской вулканогенно-осадочной толщи. Это серые тонкозернистые, обычно тонкослоистые породы. Отмечаются переслаивание и постепенные переходы между разновидностями туфов. Отчетливо выделяется только один литокристаллический тип. Признаком этого типа является наличие в обломочном материале обломков кристаллов полевых шпатов (10%), кварца (50%), но и стекла, а также материала основной массы андезитовых порфиритов (до 30%). По размеру обломков туфы могут быть отнесены к псаммитовым и алевритовым. Цемент густоклейкий, типа соприкосновения. В состав его входят кальцит, гидрослюды, туфовый материал, обломки стекла. Количество цемента составляет до 20% объема всей породы. Туфы и туфопесчаники в разной степени окварцованы, карбонатизированы и аргиллизированы.

На вулканогенно-осадочных породах шадоронской серии под перекрывающими их отложениями верхнего этажа развита кора выветривания. Профиль ее в различных блоках меняется незначительно при глубине выветривания в несколько десятков метров.

В разрезе верхнеюрских вулканогенно-осадочных пород в Балейском грабене выделяются четыре горизонта (снизу вверх): базальный, нижний, средний и верхний. Базальный горизонт представлен продуктами предверхнеюрского выветривания ундинских гранитоидов, вещество которых сцементировано туфовым и отчасти лавовым материалом. Эти породы распознаются в местах, где в их составе преобладает глыбовый и валунно-галечный гранитоидный материал, там, где в захороненной коре выветривания господствуют дресвянистые и глинистые отложения, горизонт выражен нечетко. В отдельных участках грабена базальные отложения отсутствуют.

Нижний горизонт сложен преимущественно лавобрекчиями и туфолавобрекчиями; в меньшей степени развиты туфобрекчии, включающие окатанные обломки ундинских гранитоидов. В среднем горизонте

преобладают лавы различного состава и лавобрекчии с линзами лаво-конгломератов. Наблюдаются чередование этих пород и их фациальные взаимопереходы. Верхний горизонт образуют в основном пирокластические и осадочно-пирокластические породы — псаммитовые и псефитопсаммитовые и ляпиллевы литокристаллические туфы андезитового ряда, а также грубообломочные туфобрекчии и туфоконгломераты. Крупные обломки представлены преимущественно эффузивами; обломки гранитоидов очень редки. Наряду с отмеченными породами в состав верхнего горизонта входят туфопесчаники, нормальные полимиктовые песчаники и алевролиты.

Сравнение разрезов вулканогенно-осадочных образований в разных участках грабена показало, что нижний горизонт распространен почти повсеместно, средний — развит главным образом в западной части грабена, но также и на восточной его окраине, а верхний — распространен в западной части рудного поля. Относительно небольшая мощность этих отложений по сравнению с таковыми других участков Ундинской депрессии может быть объяснена приуроченностью грабена к месту замыкания позднеюрского Шадоронского прогиба. Контуры развития вулканогенного покрова выходили за пределы современной впадины и прослеживались в западном, восточном и южном направлениях.

Породы верхнего структурного этажа. Выполняющие Бале́йский грабен толщи, относимые к образованиям верхнего структурного этажа, представляют собой чередующиеся пачки слоев нормальных осадочных пород с резко изменчивым гранулометрическим составом — от тонкозернистых песчаников до грубообломочных брекчий и конгломератов. Эта изменчивость проявляется как в разрезе толщ, так и по их простирацию. Характерны сочетания тонкослойчатых осадков и горизонтов массивных пород, отражающие специфические условия седиментации в Бале́йском грабене.

Рассматриваемые отложения расчленены на бале́йскую, новотроицкую и ундиношилкинскую серии. Авторы в предлагаемой статье сохранили подразделение пород, применявшееся до 1974 г., более удобное для анализа истории формирования Бале́йского грабена.

Бале́йская серия представлена в рудном поле породами всех трех свит — нижнебале́йской, среднебале́йской и верхнебале́йской. Все три свиты слагают значительные части Центрального и Западного блоков Бале́йского грабена; площадь распространения верхнебале́йской свиты наибольшая и охватывает часть Восточного блока.

Граница между нижнебале́йской и среднебале́йской свитами обычно отчетливая. Только в участке максимально погруженного Западного блока грабена и вблизи выклинивания свит на востоке рудного поля прослежена своего рода "переходная" пачка чередующихся слоев конгломератов и песчаников.

У кровли отложений бале́йской серии замечены признаки коры выветривания в виде неравномерного площадного ожелезнения и осветления пород. В Восточном блоке она примыкает к коре выветривания на гранитоидах и верхнеюрских вулканитах, также ожелезненных и осветленных.

а. Нижнебалейская свита (тергенская, по С.Г. Мирчинк), как упоминалось выше, имеет существенно конгломератовый состав. Конгломераты (зеленовато-серые, вишнево-бурые, нередко пестроцветные) слагают крупные линзы, разделенные прослоями песчаников, гравелитов и мусорных пород. Характерны разные размеры галек и присутствие крупных валунов. Окатанность их преимущественно средняя, но встречаются хорошо окатанные и угловатые обломки. Заполнитель — песчаный полимиктовый. В галечном материале представлены породы ближайшего обрамления Ундино-Даинской депрессии, а также принесенные издалека гранитоиды, андезиты, диоритовые порфириды, гранит-порфиры, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты, песчаники, алевриты, кварц, кварц-турмалиновая порода. Количество обломков андезитов возрастает в южной части грабена. Сортированность обломочного материала средняя. Песчаники и гравелиты обычно массивные, реже с косой, линзовидной и косоволнистой слоистостью. В мусорных породах, также массивных, иногда отмечаются линзовидная слоистость и текстуры взмучивания.

Песчано-алевритовые отложения состоят из зерен плагиоклаза, ортоклаза, микроклина, кварца, биотита, обломков андезитов, фельзитов; цемент преимущественно конформный (зерна минералов и обломки пород тесно соприкасаются, частью "вдавливаясь" друг в друга). В межзерновых промежутках наблюдаются гидрослюда, хлорит, кварц. Содержание кварца составляет от 20 до 40%. Палеогеографический коэффициент, характеризующий отношение в тяжелой фракции устойчивых к выветриванию минералов к неустойчивым [12], имеет максимальные значения на уровне средней части разреза свиты. В цементе конгломератов встречаются частицы самородного золота. Аутигенные минералы представлены карбонатами, гидроокислами железа, кварцем, гидрослюдами. В верхах свиты полевые шпаты наиболее изменены.

В некоторых частях разреза наблюдаются признаки ритмичного чередования слоев, причем ритмы наблюдаются по четко выраженной повторяемости конгломератовых слоев, перекрывающихся гравийно-галечно-песчаными и алевритовыми слоями. Встречаются линзы переслаивающихся мелкозернистых и среднезернистых песчаников с тонкой горизонтальной слоистостью.

б. Среднебалейская свита сложена песчаниками, гравелитами, алеврититами, конгломератами; в низах ее прослеживаются маломощный прослой пепловых туфов кислого состава и горизонт конгломератобрекчий.

Песчаники — довольно плотные породы, имеющие светлые — кремовые и серые — цвета; строение этих пород довольно разнообразно. Среди них выделяются: 1) крупнозернистые, галечные и гравийные, с горизонтальной и косой слоистостью, 2) средне-крупнозернистые, массивные, с неправильными или линзовидными обособлениями алевритового материала; 3) средне-мелкозернистые, с нарушенной или "спутанной" слоистостью, подчеркнутой скоплениями обугленных растительных остатков или алевритового материала; 4) среднезернистые, массивные или с косой, косоволнистой и штриховатой слоистостью, вырисовывающейся благодаря налетам углистой пыли;

5) мелкозернистые, хорошо отсортированные, обладающие штриховатой, линзовидной и косоволнистой слоистой слоистостью, с обугленными органическими остатками; 6) мелкозернистые, хорошо отсортированные, горизонтально слоистые; 7) мелкозернистые, плохо отсортированные, массивные.

Алевролиты обычно имеют серую, темно-серую и светло-серую окраску, массивное или горизонтально слоистое сложение. Гравелиты, как правило, слабо отсортированы, пестроцветные, имеют серую и зеленовато-серую окраску; гальки и дресва расположены в них беспорядочно. Конгломераты — средне-мелкогалечные, имеют серую, желто-серую или зеленовато-серую окраску. Окатанность галек умеренная и слабая. Состав окатышей, в отличие от конгломератов нижнебалейской свиты, более однороден при резком преобладании гранитоидов; встречаются гальки андезитов и кварц-турмалиновых пород. Заполнитель в конгломератах базальный или поровый; им служит гравийный неравномернозернистый песчаник.

Песчано-алевритовые отложения представлены аркозами и кварцево-полевошпатовыми аркозо-граувакками. Основными терригенными компонентами являются пелитизированные плагиоклазы (андезин, олигоклаз, альбит), микроклин, ортоклаз, кварц, обломки средних и кислых эффузивов, частично гидратированный биотит, редко мусковит. Эпизодически встречаются обломки кварцитов, кварцево-серицитовых сланцев, кварц-турмалиновой породы, глинистых сланцев. Цемент пород конформный, участками поровый, представлен агрегатами светлой или бурой (железистой) гидрослюд, бурым пелитоморфным материалом, окислами железа, местами каолинитом, хлоритом, кварцем, карбонатами. Содержание кварца в песчано-алевритовой фракции составляет от 10 до 40%; количество карбонатов несколько большее, чем в отложениях нижнебалейской свиты, гидроокислов железа немного.

Гравийные и галечные песчаники ритмично чередуются с тонкими прослоями мелкозернистых песчаников или алевролитов (с нечеткой волнистой слоистой слоистостью), либо с мощными слоями мелкозернистых хорошо отсортированных песчаников с косоволнистой и штриховатой слоистой слоистостью и массивных алевролитов.

В Центральном блоке грабена в свите преобладают песчаники, которые к северу сменяются конгломератами. В Западном блоке среди песчаных отложений присутствуют наиболее мощные линзы алевролитов и мелкозернистых песчаников.

в. Верхнебалейская свита представлена протяженными и выдержанными по мощности горизонтами (с ровной кровлей и подошвой) конгломератобрекчий, разделенными линзовидными слоями песчаников, гравелитов, конгломератов и алевролитов. В нижней части разреза встречен прослой псефитовых туфов среднего состава. В верхах разреза залегает горизонт темных алевролитов и аргиллитов массивного и слоистого сложения. Слоистость в них тонкая (правильная или неправильная), горизонтальная, косоволнистая и волнистая (рябь мелководья). В этих породах содержатся многочисленные остатки пресноводных моллюсков, остракод и филлопод.

Обломки в конгломерато-брекчиях угловатые и полуокатанные самых разных размеров — от пылеватых частиц до глыб 1,5—2 м в поперечнике. Состав их однообразный — гранитоидный; наряду со свежими присутствует масса обломков выветрелых, а в цементе соседствуют белая глина и зерна почти неизменных полевых шпатов. Заполнитель песчано-глинистый, с дресвой, базального типа, часто представляет собой мусорную породу с текстурами взмучивания. Конгломерато-брекчии имеют светло-серую, зелено-серую, реже вишнево-бурую окраску. Последняя характерна для кровли самого верхнего горизонта, который прилегает в Восточном блоке к коре выветривания на гранитоидах и вулканитах.

По структурно-текстурным признакам, составу обломочных компонентов и постседиментационным преобразованиям породы сходны с породами среднебалейской свиты. Аналогична по характеру и ритмичность переслаивания пород: слои галечных песчаников, гравелитов или конгломератов сменяются мелкозернистыми песчаниками и алевролитами; горизонты конгломерато-брекчий занимают среднее положение.

Новотроицкая серия в пределах грабена залегает на ожелезненной коре выветривания пород балейской серии, перемытое вещество которых окрашивает базальные слои отложений в бурые цвета.

Нижненовотроицкая свита развита только в юго-восточной части Балейского грабена, где она представлена довольно мощной толщей вулканомиктовых конгломератов. К северу эта толща постепенно выклинивается и замещается маломощной пачкой среднезернистых мелкозернистых песчаников.

Конгломераты мелко- и среднегалечные, с преобладанием галек средних и основных эффузивов, которые имеют более темную окраску, чем гальки вулканитов в нижнебалейских конгломератах; встречаются гальки гранитоидов, диоритов, кварцитов и кварц-турмалиновой породы. Окатанность галек умеренная и слабая. Заполнитель песчаный (до 40—50% породы), состоит из зерен полевых шпатов, кварца и обломков андезитов. Цемент поровый, соприкосновения; поры выполнены гидрослюдой, каолинитом и карбонатом.

Свита расчленяется на две пачки: нижнюю — вишнево-бурых и верхнюю — зеленовато-серых конгломератов. На границе пачек фиксируются многочисленные следы размывов. Для нижней пачки характерны так называемые прямые ритмы в виде постепенной смены конгломератов вверх по разрезу галечными, средне-мелкозернистыми песчаниками и мусорными породами. Ритмичность верхней пачки обратная, т.е. смена пород происходит в обратной последовательности.

Верхненовотроицкая свита развита в Восточном блоке грабена, где ее отложения залегают непосредственно на поверхности гранитоидного фундамента и на верхнеюрских вулканитах; в Западном и Центральном блоках свита тяготеет к северным окраинам впадины. Глубина залегания подошвы свиты и на востоке, и на западе примерно одинакова; в центральной части она уменьшается примерно в три раза. Среди пород свиты отмечаются мусорные породы, дресвяники.

конгломерато-брекчий, глыбовые брекчий, конгломераты, песчаники и алевролиты. Эти породы имеют преимущественно серую, бурую, вишнево-бурую или светло-серую окраску. Состав обломков гранитоидный.

Отложения свиты наименее отсортированные в разрезе мезозоя. Особенно выделяются в этом отношении мусорные породы, в которых соотношение псаммитовой, алевроитовой, пелитовой фракций и дресвы сильно изменяется. Перечисленные фракции либо распределены беспорядочно, либо в виде линзовидных обособлений, с нечеткими, расщепляющимися контурами. Дресвяные песчаники отличаются от мусорных пород малой долей глинисто-алевритовой фракции. Текстура их массивная или слойчатая, иногда нарушенная, со следами взмучивания осадка. Дресвяники обычно массивные, сложены гранитоидной дресвой.

Среди отложений свиты преобладают аркозы. В отличие от пород балейской серии, цемент в них поровый или базальный и только в редких случаях конформный. Широко распространены бурый и светло-бурый пелитоморфный цемент с каолинитом и гидрослюдой. Гидроокислы железа образуют пленки на зернах минералов, на обломках пород, выполняют поры в породах. Глинистая составляющая отложений существенно монтмориллонитовая; присутствуют также гидрослюды, иногда каолинит. Карбонатность осадков заметно увеличивается вверх по разрезу. В них обычны лепешкообразные конкреции сидерита. Реже встречаются конкреции мельниковит-пирита; размеры их от 0,5 до 3 см по наибольшему поперечнику.

Свита имеет ритмичное строение; низы ритмов сложены мусорными породами, а верхи представляют собой сложное чередование дресвяных песчаников, дресвяников, конгломерато-брекчий; в средних частях пачек встречаются алевролиты, хорошо отсортированные среднезернистые песчаники с штриховатой и косоволнистой слойчатостью, белые глинистые породы. Отмечаются многочисленные поверхности размывов.

Осадки характеризуются фациальной изменчивостью. К северному борту Балейского грабена они грубеют, возрастает роль конгломерато-брекчий и брекчий, тонкозернистые породы постепенно исчезают. В северо-западной краевой части грабена наблюдаются глыбовые брекчий; глыбы гранитоидов до нескольких метров в поперечнике образуют нагромождения, приуроченные к пересечению Борщевочного и Дутурульского разломов. Среди них заключена мощная линза черных алевролитов с остатками пресноводных остракод. Глыбовые брекчий имеются и в северной части Восточного блока, где они тяготеют к Каменскому разлому.

Ундиношилкинская серия в Балейском грабене представлена одной свитой — нижеундиношилкинской (каменской, по С.Г. Мирчинк). Породы свиты отмечаются преимущественно на северо-восточной окраине грабена и в небольшом поле — в северной части Западного блока, где перекрывают осадки верхненовотроицкой свиты. Преобладают средне- и крупногалечные конгломераты; меньше развиты валунные и мелкогалечные отложения, мелкообломочные брекчий,

дресвяники, гравелиты, мелко-, средне- и крупнозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, песчано-глинистые и углистые образования. Для пород характерна пестроцветная окраска — фиолетовая, буровато-красная и белесая. Гальки и валуны умеренно окатанные; среди них преобладают гранитоиды, нередко (25—30%) окварцованные. Часто встречаются гальки кварца (10-15%). Изредка встречаются окатыши диоритовых порфиритов, кварц-турмалиновой породы, грейзенизированных гранитов и мраморизованных известняков. Заполнитель конгломератов составляет от 30 до 80% объема породы. Обычно он песчано-глинисто-дресвяный, глинисто-песчаный, слабо сцементированный, до рыхлого. На северо-восточной окраине грабена встречаются конгломераты с гальками преимущественно окварцованных пород и кварца, с обилием в заполнителе каолинита, прослоями голубовато-серой и белесой хорошо отсортированной глины мощностью 0,3—0,5 м. Псаммито-алевритовая фракция отложений состоит в основном из плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, биотита; из аксессуаров — циркон, апатит, рутил, гранат, турмалин, магнетит, монацит; отмечаются зерна пирита, галенита, киновари, молибденита, самородного золота.

Палеогеографический коэффициент колеблется от 2,0 до 4,4; в конгломератах с каолином он достигает 10. Глинистые минералы представлены каолинитом, гидробиотитом, иллитом, вермикулитом, монтмориллонитом. Аутигенные минералы — пирит, кальцит, сидерит, окислы и гидроокислы железа, малахит, азурит, хлорит, лейкоксен.

Ритмичность определяется сменой конгломератов песчаниками или алевролитами. Мощности грубообломочных слоев превышают мощности мелкообломочных. К северо-западному борту грабена ритмичность постепенно затухивается по мере общего поглубения осадков. В этом же направлении уменьшается окатанность обломков.

На породах нижеундиношилкинской свиты развита кора выветривания мощностью в среднем 55—60 м. Воздействие агентов выветривания привело к увеличению пористости, рыхлости и деструкции заполнителя и окатышей, реликты которых легко рассыпаются при одном прикосновении. По наблюдениям Р.М. Файзуллина, в приповерхностной части коры выветривания выделяется зона дезинтеграции, гидратации, гидролиза и окисления минералов с локальными скоплениями гидроокислов железа. С глубиной постепенно возрастает количество новообразований сидерита, пирита, кальцита. На глубине 50—60 м развита зона цементации.

Кроме описанных пород, в строении верхнего этажа участвуют своеобразные тела брекчий, секущие многие осадочные толщи. Особенности строения позволяют предполагать связь брекчий с тектоническими деформациями. Следует лишь отметить, что одной из причин развития брекчий, возможно, являлись газовые взрывы.

Сравнительная характеристика отложений и формации коры выветривания. Анализ гранулометрического состава, окатанности обломочного материала, условий залегания разных толщ, заполняющих Балейский грабен, показывает, что здесь развиты отложения различных генетических типов. Есть основания считать, что конгломераты явля-

лись аллювием горных рек, сопровождаемым осадками русел потоков с меньшей энергией (гравелиты, галечные и гравийные песчаники), вплоть до осадков небольших заводей (песчаники). Мелкозернистые песчаники и алевролиты представляют собой осадки пойм и мелководных озер; горизонты конгломерато-брекчий — пролювий, образованный потоками с селевым или полуселевым режимом; плохосортированные породы — делювий, а глыбовые отложения — осадки осыпей и обвалов.

Общей особенностью строения осадочных толщ, выполняющих грабен, является ритмичность; исключения составляют лишь прибрежные фации пород. Ритмы большей части отложений балейской серии прямые: снизу вверх уменьшается величина обломков. Для верхнебалейской свиты характерно сложное переслаивание пород с размещением горизонтов крупнообломочных пород в ее средней части. В низах нижненовотроицкой свиты наблюдаются прямые, а в остальной части новотроицкой серии — обратные ритмы. В верхненовотроицкой свите, как и верхнебалейской, проявляются сложные ритмы; в нижнеундиношилкинской свите они прямые.

Ритмичность намечается также в общей последовательности свит. Конгломератовая нижнебалейская, алевролитопесчаниковая среднебалейская и конгломерато-брекчиевая верхнебалейская свиты отражают крупный ритм накопления осадков. Новый такой ритм начинается вновь с отложения конгломератов, относимых к нижненовотроицкой свите, затем формировалась верхненовотроицкая свита песчано-древяных и глыбовых отложений. Отложение конгломератов нижнеундиношилкинской свиты можно считать началом третьего крупного ритма, а сами конгломераты — нижней частью ундиношилкинской осадочной серии. Верхняя часть серии в Балейском грабене отсутствует; вероятно, в это время на отложениях нижнеундиношилкинской свиты формировалась кора выветривания.

Примечательна неодинаковая фациальная изменчивость пород, соответствующих определенным элементам крупных ритмов: в пределах каждой серии снизу вверх слои становятся все более выдержанными. В то же время по мере перехода от балейской серии к ундиношилкинской фациальная изменчивость отложений возрастает.

Как видно, естественными границами осадочных серий являются формации коры выветривания; остаточные коры (элювий) и переотложенный материал коры.

Отложения балейской серии, как отмечалось выше, лежат на коре выветривания каменноугольных гранитоидов и верхнеюрских вулканитов. Для базальных горизонтов нижнебалейской свиты характерны повышенные содержания кварца и устойчивых к выветриванию аксессуариев; верхнюю часть свиты представляют высокозрелые осадки; в совокупности с неэлювием и продуктами продолжавшегося выветривания пород фундамента они образуют новую формацию коры выветривания. Ее признаками служат заметные количества каолинита в глинистой составляющей песчано-алевритовой фракции верхнебалейских отложений, замещение глинистым веществом обломков гранитоидов. Наряду с осветленными встречаются обломки почти неизмененные,

что исключает предположение о наложенности рассматриваемых преобразований.

Новотроицкая серия в верхних частях представлена высокозрелыми осадками (тонкими слоями белых глин). В низах ундиношилkinской серии также отмечаются тонкие прослои белых глин; в глинистой фракции наряду с гидрослюдой присутствуют каолинит и монтмориллонит. Завершает ундиношилkinскую серию описанная выше кора выветривания на отложениях нижеундиношилkinской свиты.

Таким образом, устанавливается существование в пределах верхнего структурного этажа нескольких кор выветривания, приуроченных к верхам каждой осадочной серии.

Примечательны закономерности распределения в породах окислов железа. В ряде участков (но не повсеместно) их количество коррелируется с содержаниями кварца. Такая корреляция проявлена только в тех случаях, когда формирование пород было связано с размывом и переотложением материала коры выветривания, содержащего существенные количества окислов железа. Нарушение корреляции могло быть следствием процессов диагенеза и эпигенеза осадков при перегруппировке вещества последних. Наиболее обогащены железом красноцветные отложения в опущенных блоках рудного поля, где, очевидно, господствовали восстановительные условия. Вероятно, под действием бескислородных вод в погруженных участках бассейна седиментации окисное железо восстанавливалось до двухвалентного и выносилось в форме $Fe(HCO_3)_2$; подобные явления описаны в литературе [7].

Заслуживают внимания особенности распределения в породах органического вещества, которое, по материалам В.А. Лариной, В.Д. Пампуры, Л.А. Кузнецовой, представлено соединениями двух типов: а) ароматического характера, обогащенными кислородом и азотсодержащими функциональными группами, среди которых присутствуют амино-, амидо- и карбоксильные группы; б) солями органических кислот, комплексными и металлоорганическими (типа порфиринов). Содержание рассеянного и растворимого в спиртобензоле органического вещества установлено во всех разновидностях пород. В неизменных породах оно колеблется от 0,1 до 3,2% (в весовых процентах в пересчете на сухое вещество) и увеличивается по мере перехода к тонкозернистым фракциям осадков.

По степени постседиментационных преобразований в разрезах Балейского грабена и Ундино-Даинской впадины могут быть выделены две зоны: нижняя с интенсивно проявившимися процессами уплотнения осадка, приведшими к широкому развитию конформных структур, и с признаками растворения и переотложения кварца, регенерации его обломочных зерен; верхняя, которая характеризуется хорошей сохранностью диагенетических структур, слабой раскристаллизацией глинистого порового цемента. Нижняя зона отвечает породам балейской серии, верхняя соответствует вышележащей толще осадков.

Интенсивный эпигенез отложений нижней зоны невозможно объяснить влиянием факторов, действующих в настоящее время. В позднем

мезозое гидростатическое давление было близко к современному, так как есть основания считать размыв в посленижнемеловой период весьма незначительным. Глубина водных бассейнов была небольшой (не более 10 м) и не могла сколько-нибудь существенно влиять на повышение давления в толще уплотняющихся осадков. Вместе с тем есть все основания предполагать, что температуры при эпигенетических преобразованиях были повышенными и их влияние на темпы развития процессов, приводящих к уплотнению пород, могли быть весьма существенными. Ранее одним из авторов высказывалось предположение о связи таких процессов с вулканической деятельностью, следами которой служат тепловые и туфовые осадки в составе балейской и новотроицкой свит [13]. По мнению Н.В. Петровской [8], участки развития малоуглубленного оруденения в большинстве случаев находились в створе длительно существовавших пульсирующих потоков глубинного тепла. Такие условия не могли не сказываться на эпигенетических преобразованиях пород.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ БАЛЕЙСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ВПАДИНЫ

История образования Балейского рудного поля большей частью является историей длительных и сложных процессов тектонического развития одноименной впадины и заполнения ее верхнеюрскими—нижнемеловыми осадками. Возникнув на определенном этапе становления более крупной мезозойской Ундинской депрессионной зоны и являясь одним из элементов строения последней, Балейская впадина проходила те же этапы геологического развития, которые характерны для рудного района в целом.

Для характеристики герцинского этапа развития территории важно подчеркнуть лишь следующие положения: 1) формирование складчатых сооружений и разрывных нарушений происходило при определяющем действии тангенциального сжатия северо-западного — юго-восточного направлений, общим для геосинклинальной зоны; 2) значительную роль играли северо-восточные и северо-западные субмеридиональные разломы глубинного заложения. В связи с последними в отдельных участках, к которым относится и Балейское рудное поле, создавались аномальные силовые поля. Разложение сил в связи с подвижками по разломам, разрядка напряжений в ослабленных зонах обуславливали проявление в пределах рудного поля осложняющей "поперечной" складчатости и мелкоблоковых перемещений. Примечательно, что эти черты рудного поля сохранились, несмотря на внедрение гранитоидов ундинского комплекса и широкую ассимиляцию протерозойских метаморфических пород. Прототектоническая трещиноватость гранитоидов унаследовала строение основных и дополнительных складок, что вместе с блоковыми перемещениями привело к неоднородному строению территории рудного поля уже в доюрское время. В его центральной части, где обнажены аликальные части интрузива, прототектоническая трещиноватость подчинена как общему северо-восточному, так и субмеридиональному направлениям складчатости. Здесь полосчатость гранитоидов унаследует пологую антиклинальную

складку субмеридионального простирания, в последующем преобразованную в локальное горстовое поднятие Центрального блока. Длительная эрозия в послекарбоновое—доюрское время привела к выравниванию рельефа в пределах рудного поля и формированию коры выветривания на гранитоидах.

В юрское время территория рудного поля, входившая в краевую часть мезозойской геосинклинальной зоны, в течение длительного периода сохранялась как область относительного поднятия. Тектонический режим в этот период в большей мере соответствовал типичному для областей тектоно-магматической активизации [19], особенно в верхнеюрское—нижнемеловое время.

Ундино-Даинская депрессия, в которой находится рудное поле, формировалась в граничной зоне крупных подвижных блоков литосферы, представленной протяженным Борщовочным разломом и подчиненными ему нарушениями. Заложение локальных впадин в пределах депрессионной зоны происходило благодаря перемещениям по субмеридиональным разломам. Балейская впадина обособилась в участке пересечения зоны Дутурульским и другими субмеридиональными разломами, участвующими в строении Балейско-Дарасунской глубинной тектонической зоны.

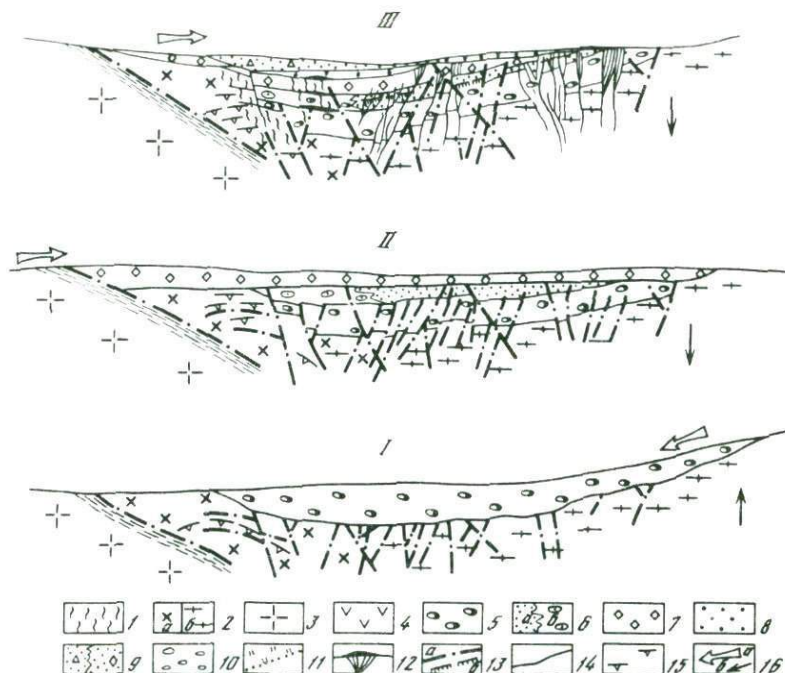
Размеры Балейской тектонической депрессии по мере ее развития изменялись. Положение палеоборотов депрессии, реконструируемое по материалам исследования мощностей и фациальных переходов пород среднего и верхнего структурных этажей, позволяет судить о тектоническом режиме в различные периоды формирования рудного поля (фиг. 5, 6).

Площади, занимаемые верхнеюрскими вулканитами, выходили за современные границы Балейского грабена, простираясь от них к западу, югу и востоку. Возникшая в период накопления вулканитов локальная впадина имела неровное дно с выступами и провалами, очевидно, в связи с уже развивавшимися в это время блоковыми перемещениями. О проявлении последних свидетельствует увеличение мощностей слоев грубообломочных пород по мере приближения к зонам разломов.

Центры вулканических извержений позднеюрского времени, вероятно, располагались за пределами Балейского грабена, к югу от него в зоне северо-восточных нарушений.

В конце характеризуемого периода начал подниматься Центральный блок, что отразилось в сокращенной мощности вулканогенных образований в его пределах. Обломки пород основания, развитых в блоке, отмечаются в верхней части разреза вулканических пород соседних блоков. Тенденция дифференциации блоков, наметившаяся во время накопления вулканитов, отчетливо проявилась после завершения излияния вулканических лав. Продолжавшееся поднятие центрального горста привело к значительной эрозии вулканогенной толщи и к расчленению вулканического покрова на разобценные фрагменты.

Перерыв между периодом вулканической деятельности и началом заполнения Балейской впадины терригенным материалом, очевидно,

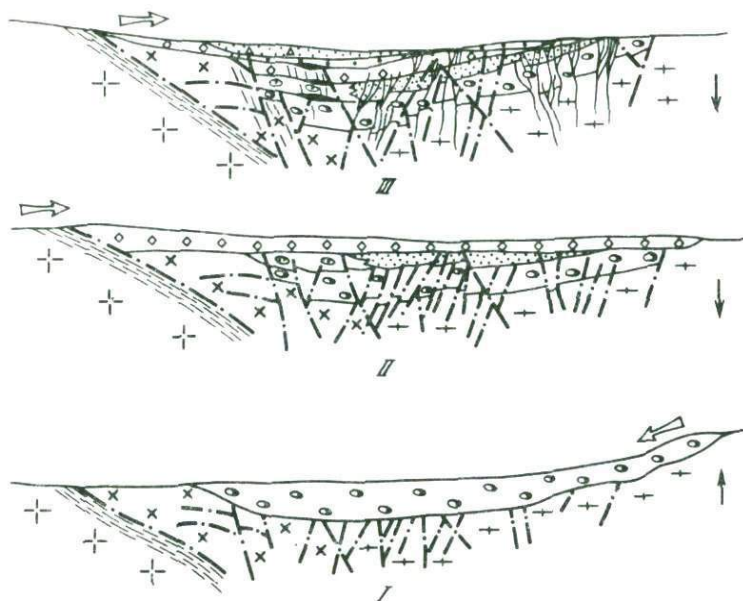


Фиг. 5. Реконструированные поперечные палеоразрезы Балейской впадины (по Ю.И. Симонову, В.Г. Хомичу) в периоды накопления отложений нижнебалейской свиты (I), верхнебалейской серии (II), верхненовотроицкой свиты (III).

1 — протерозойские метаморфические породы кулиндинской свиты; 2 — гранодиориты (а) и граниты (б) ундинского комплекса; 3 — гранитоиды борщовочного комплекса; 4 — вулканогенно-осадочные породы шадоронской серии; 5 — валунно-галечниковые отложения нижнебалейской свиты; 6 — песчаные отложения (а) и галечники (б) среднебалейской свиты; 7 — конгломераты верхнебалейской свиты; 8 — галечники нижненовотроицкой свиты; 9 — дресвяно-песчаные (а) и глыбовые (б) отложения верхненовотроицкой свиты; 10 — галечники нижеундиношилkinsкой свиты; 11 — образования коры выветривания; 12 — кварц-золоторудные тела; 13 — разрывные нарушения: а — крутопадающие, б — пологопадающие; 14 — границы пород; 15 — ориентировка полосчатости в гранитоидах; 16 — направление сноса обломочного материала (а) и движения блоков пород (б)

был незначительным, однако он соответствовал новой инверсии тектонических движений, приведшей к более четкому обособлению Балейского грабена. Балейский грабен формировался как отрицательная структура компенсационного типа на фоне активного сводового воздымания территории района [15].

Осадки балейской серии накапливались на площади Западного и Центрального блоков рудного поля. Восточный блок в этот период времени был относительно приподнят. Границы бассейна седиментации проходили вблизи Дутурульского, Контактного (а позднее Борщовочного) и Отмаховского разломов. Положение южного контура бассейна устанавливается с меньшей определенностью; возможно, что на этом участке существовал пологий эрозионный склон, что следует, в частности, из фактов прилегания развитых здесь осадков к поверхности основания грабена.



Фиг. 6. Реконструированные продольные палеоразрезы Балейской впадины
Условные обозначения те же, что и на фиг. 5

Накопление осадков балейской серии происходило в локальной депрессии в связи с деятельностью горных рек, осадкообразованием в полуозерах и заводях, а также привнесом материала в пролювиальных шлейфах.

Валунно-галечный материал, преобладающий в нижнебалейской свите, привносился в межгорную впадину главным образом с юго-юго-востока и накапливался на дне постепенно, но практически непрерывно погружавшегося широкого русла реки. Выдержанность валунно-конгломератовой толщи свидетельствует о достаточно глубокой расчлененности рельефа бортов впадины, вызванной общим воздыманием района. Сколько-нибудь значительных разрывных дислокаций дна впадины в этот период не происходило.

Во время накопления осадков среднебалейской свиты площадь седиментации оставалась примерно в тех же границах, что и при образовании отложений нижнебалейской свиты. Тем не менее терригенный материал поступал в основном с северного борта, испытывавшего относительно большее поднятие по сравнению с южным. Продолжавшееся понижение базиса эрозии привело к размыву гранитоидов, развитых в верховьях горных водотоков, за пределами площади распространения шадоронских вулканитов. В долине накапливались как русловые, так и пойменные отложения, что указывает на относительно меньшую степень расчлененности рельефа и менее значительное воздымание бортов впадины. Вместе с тем тектонический режим в среднебалейское время был весьма неустойчивым, что нашло свое отражение в фациальной изменчивости осадков как по вертикали,

так и по латерали. Погружение дна впадины происходило в целом скачкообразно и по площади неравномерно. Подновление разрывов в основании грабена привело к конседиментационным смещениям конгломератовой толщи, неравномерному осадконакоплению в пределах впадины. Общая активизация разрывных нарушений в начале периода формирования среднебалеической свиты, приведшая к смене основных областей сноса, фиксируется в значительных перемещениях по таким разломам, как Контактный, Второй Контактный, Главный сброс, Разлом жилы 28. Дифференцированное поднятие бортовых блоков вызывало в промежуточном блоке (впадине) такие напряжения, которые возникают при деформации кручения. Наиболее крупные подвижки по разломам северо-восточного и субмеридионального простирания происходили в западной части впадины; в восточной части подобные разломы были менее активными.

Отложения верхнебалеической свиты накапливались на существенно большей площади, чем отложения ниже- и среднебалеической свит (см. фиг. 6, II). Значительно изменился и характер терригенного материала, в котором в большей мере представлены отложения кратковременных мощных потоков типа селей и пролювиальные образования. Возрастание их мощностей к северу, а также гранитоидный состав глыб указывают на широкое поступление материала с Борщовочного поднятия. Селевые потоки и массы пролювиальных отложений заметно нарушали течение аллювиального и озерного осадкообразования, приводя к взмучиванию, оползанию, нарушению нормальной слоистости, перемешиванию разнородного материала и т.д.

Конседиментационные перемещения по разломам, ограничивающим грабен и расположенным в его пределах, характеризовались небольшими амплитудами. Значительная часть разломов не подновлялась вообще; подвижки продолжались в основном по разрывам пограничной зоны между Центральным и Восточным блоками. Развитие конседиментационных разрывов внутри впадины оказывало определенное влияние на ход осадкообразования. Так, в детально изученных разрезах выявились факты размещения линз песчаника над зонами выклинившихся разломов, что можно объяснить явлениями оседания, обрушения пород, в связи с чем изменялось положение русла реки. В конце периода образования верхнебалеической свиты в пределах грабена в тектонически спокойных условиях формировались довольно мощные линзы озерных алевролитов; горизонты фангломератов испытали лишь небольшие нарушения. В этот период рельеф, очевидно, был выравненным; на отложениях верхнебалеической свиты и вскрытых эрозией гранитоидах, слагавших палеоборта впадины, сформировалась кора выветривания. Развитие выветривания способствовал теплый климат, существование которого подтверждается характером споро-пылевых остатков, сохранившихся в алевролитах.

Формирование новотроицкой серии отражает новый этап тектонической активизации Балеической впадины, с которым связано проявление гидротермального рудного процесса. Возобновилось погружение дна грабена, изменилось положение области сноса материала (см. фиг. 6, III). В начале отложения осадков нижненовотроицкой свиты

речными потоками с юга привносились продукты размыва вулканических пород, отложившихся в виде конгломератов и песчаников; в меньшей мере накапливались пролювиальные и озерные отложения. Площадь бассейна седиментации по сравнению с предшествующим периодом относительно сократилась. Изменились и ее контуры: терригенный материал накапливался преимущественно в Западном и Восточном блоках; в Центральном, относительно приподнятом, мощности осадков были менее значительными, а эпизодически отлагавшиеся породы размывались. Характер осадкообразования часто менялся в связи с подновлением тектонических разрывов. Примечательно активное развитие складчатых деформаций пород, синхронных с накоплением осадков новотроицкой серии. Их механизм представляется следующим. Значительное погружение дна грабена, сопровождавшееся сбросовыми перемещениями по ограничивающим разломам, падающим к осевой части впадины, приводило к возникновению локальных сжимающих усилий и неизбежному сокращению площади, занимаемой погружающимися пластами пород. Следствием этого являлись пологое изгибание слоев, их коробление, а также уплотнение пород и проявление локальных разрывов, что компенсировало указанное сокращение площади, занятой осадочными толщами. В участке поднятого Центрального блока в этих условиях возникла антиклинальная складка, подобная складкам, образованным под действием штампа. При изгибании слоев создавались благоприятные условия для развития пологих согласных или субсогласных межформационных и внутриформационных срывов. В наибольшей степени они проявлялись в крыльях разломов, на некотором удалении от них, где более активными становились горизонтально направленные силы и сопротивление пород сдвигу было менее значительным.

Перемещение по крутопадающим разрывам и пологим нарушениям вместе с высокой пористостью создавали условия, благоприятные для циркуляции гидротермальных растворов и интенсивного минералообразования.

Время тектонического импульса, вызвавшего поступление первых порций гидротермальных растворов, определяется по признакам общего поднятия территории, новой смены области сноса (с южной на северную) и изменения режима накопления терригенного материала верхненовотроицкой свиты. Последняя формировалась в основном за счет делювиальных и коллювиальных образований, при размыве пород Борщовочного поднятия. Подчиненное значение имели отложения в мелких подпруженных озерах. Коллювий обрушения (глыбовые и дресвянистые осадки, по Е.В. Шанцеру [18]), локализовался вблизи крупных разломов — Борщовочного, Кибиревского и др. В этот период продолжалось обособление Центрального блока как относительного поднятия, разделяющего впадины восточной и западной частей рудного поля. В конце периода образования верхненовотроицкой серии отдельные его участки подвергались размыву.

Таким образом, процесс оруденения развивался в течение относительно узкого интервала времени, синхронно с отложением осадочных пород. Тектонические движения при этом продолжались, но

они выражались в малоамплитудных перемещениях слоев пород, соизмеримых с мощностями рудных жил. Своеобразие проявления тектонических деформаций рудного периода определялось малой прочностью осадочных пород, их высокой водонасыщенностью. Последнее обстоятельство способствовало повышению теплоемкости среды и активизации химических превращений при прогреве пород за счет поступления глубинного тепла. Этим обуславливались интенсивные диагенез, цементация, уплотнение осадков, проявление разрывных деформаций в рудовмещающих породах нижних горизонтов, тогда как в надрудной толще имели место явления осыпания, обрушения слабоцементированного материала.

Приоткрывание рудовмещающих разрывов осуществлялось не только вследствие малоамплитудных тектонических подвижек, но и за счет избыточного давления рудоносных флюидов, характеризующихся высокой газонасыщенностью. Определенную роль в этом процессе могли играть вадозные воды свободной циркуляции, выравнивающие упругие параметры среды при наличии открытых полостей. Напряженное состояние пород в течение периода минерализации не являлось стабильным; быстро нараставшие тектонические напряжения приводили к неоднократному возобновлению трещинообразования и подвижек по разломам, затухающим в процессе минерального заполнения разрывов. Наиболее значительные тектонические напряжения имели место в ранние стадии минералообразования, а в последующем были менее значительными.

По особенностям проявления тектонических деформаций в рудный период рудное поле было близким к современным областям с повышенной сейсмичностью.

В послерудный период осадконакопление продолжалось главным образом в пределах Восточного блока, испытывавшего значительное погружение. Центральный блок в это время служил областью размыва. В Западном блоке русловые осадки накапливались лишь на отдельном участке. С тектоническими перемещениями этого и более позднего времени связано смещение рудных тел по сравнительно крупным крутопадающим и пологим нарушениям (с амплитудой до нескольких десятков метров). Дальнейшее поднятие бортовых блоков привело к частичной эрозии северного борта Балейского грабена. Напротив, Южный рудный участок оказался захороненным под покровом четвертичных отложений; рудные тела здесь не были затронуты эрозией.

В целом характерными чертами мезозойского тектонического развития Балейской впадины являются: 1) неоднократное изменение тектонических движений вначале с общей тенденцией максимального и устойчивого погружения дна, а далее с уменьшением амплитуды опускания и одновременным возрастанием роли мелкоблоковых подвижек; 2) периодическая смена областей сноса, вызываемая неодинаковой активностью воздымания прилегающих северо-западного и юго-восточного поднятий в различные периоды развития территории; 3) интенсивная деформация пород во впадине и шарнирный характер перемещений, нередко инверсионных, по крупным разрывным

нарушениям. Рудный период по тектоническому режиму качественно не выделяется в истории развития грабена и характеризуется в целом действием активных растягивающих сил и малоамплитудными движениями по разрывным нарушениям, аналогичным проявляющимся при современных землетрясениях. В послерудный период продолжались дифференцированные блоковые перемещения, сопровождавшиеся частичным нарушением залегания рудных тел.

ОСОБЕННОСТИ СКЛАДЧАТОГО ЗАЛЕГАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

Общее залегание осадочных отложений, выполняющих грабен, с некоторой долей условности определяется как асимметричное синклинальное. Наклонное залегание осадочных пород, как и вулканитов шадоронской серии, наиболее четко устанавливается на юге и юго-западе рудного поля. Здесь нормальный контакт вулканитов с терригенными отложениями наклонен в сторону осевой линии впадины под углом $20-30^{\circ}$ С. У северного края грабена наклон контакта между осадочными породами и гранитоидами достигает $25-35^{\circ}$ С. Примечательно, что длинные оси галек базальных конгломератов субпараллельны наклонным поверхностям гранитоидного фундамента (за вычетом угла первичного наклона), что установлено непосредственными наблюдениями в горных выработках. В центральной части грабена положение рассматриваемого контакта близко к горизонтальному. Параллельно ему расположены прослои песчаников, алевролитов и ориентированы длинные оси галек конгломератов.

Толщи пород балейской серии, по многочисленным наблюдениям в горных выработках, также образуют пологие складки. У краев грабена, особенно вблизи северного борта, они наклонены в сторону центра впадины под углами $20-48^{\circ}$, а в средней части впадины эти породы залегают субгоризонтально (углы наклона не превышают $10-20^{\circ}$). Наблюдалось прислонение вышележащих отложений к базальным [1].

Положение слоев осадочных пород послужило основой представлений о Балейской депрессии как о пологой мульде. Наблюдения авторов показали, что эта форма осложнена серией локальных складок, оси которых преимущественно поперечны к осевой линии впадины (см. фиг. 3). В центральной части рудного поля выявлена пологая антиклиналь; углы падения ее западного крыла достигают $40-50^{\circ}$, восточного — $10-20^{\circ}$. В южной части грабена намечается разветвление складки: западная ветвь ее дугообразно изогнута; простирание меняется с субмеридионального на юго-западное (250°). Восточная ветвь антиклинали прослеживается на небольшом отрезке, причем ее простирание также меняется на субширотное.

Нахождение описываемой складки непосредственно над приподнятыми блоками фундамента позволяет рассматривать ее как своеобразную горст-антиклинальную форму. Признаки наследования этой формы при неотектонических движениях отражаются в современном рельефе: на ее месте долина р. Унда сужается, а борта долины приподняты. В центральной части рудного поля отсутствуют наиболее

молодые позднемезозойские отложения, широко развитые к западу и востоку от горст-антиклинали.

Пологая синклиналь, расположенная непосредственно к западу от антиклинальной складки, имеет северо-западное простирание ($310-320^\circ$); в этом же направлении погружается (под углом 15°) ее шарнир. Углы падения крыльев $25-30^\circ$, реже 40° ; на юго-востоке, где установлено центриклинальное замыкание складки, они уменьшаются до $10-15^\circ$. В восточной части грабена выявлена почти изометричная брахисинклиналь с четко выраженным западным крылом, наклоненным к востоку, и менее отчетливыми южным и северным крыльями.

Сравнительно простые складчатые формы осложнены более мелкими пологими складками; некоторые из них субмеридионального простирания с углами падения крыльев $20-35^\circ$, шириной от 250 до 600 м и высотой от 30 до 150 м закартированы в горных выработках. В обнажениях в центральной части рудного поля выявлены еще более мелкие складки шириной 0,6—1,2 м и высотой 0,3 м (угол $120-145^\circ$).

Характерна тенденция выполаживания складок вверх по разрезу. Она намечается в пределах балейской серии, а в перекрывающих ее породах проявляется еще более отчетливо (см. фиг. 4). Наклоны нижних слоев новотроицкой серии не превышают $20-30^\circ$, а верхних $5-10^\circ$. Отложения этой серии выполняют две крупные мульды, вложенные в породы балейской серии. Западная мульда расположена над пологой синклиналью в нижележащих отложениях; восточная — приурочена к погруженному блоку фундамента. Отложения ундиношильской серии также выполняют две очень пологие мульды: изометричную в восточной части впадины и несколько вытянутую в западной.

Уменьшение изогнутости слоев осадочных пород в Балейском грабене вверх по разрезу свидетельствует о том, что складчатость развивалась в нижних частях осадочной толщи в тот период, когда на верхних горизонтах осадконакопление еще продолжалось. Признаки поглубения осадков у сводов антиклиналей и утонение их на крыльях и в замковой части синклиналей, а также возрастание мощности отдельных горизонтов в "ядрах" складок указывают, что смятие слоев начиналось до завершения периода накопления осадков балейской серии под влиянием блоковых движений фундамента. Новотроицкая серия формировалась уже тогда, когда нижние части осадочного чехла постепенно сминались. Складчатость была завершена к началу отложения каменных конгломератов, залегающих горизонтально.

Механизм формирования относительно крупных пологих складок в высокопористых малопрочных породах верхнего структурного этажа до конца еще не ясен. Четкие зависимости складчатых форм от разрывных нарушений и блокового строения фундамента, а также явные признаки близости во времени процессов седиментации и складкообразования свидетельствуют о возникновении складок в связи с локальными тектоническими напряжениями, возникавшими при блоковых перемещениях фундамента.

Пологое изгибание слоев могло компенсировать сокращение размеров полей осадочных пород по латерали при погружении отдельных

клиновидных блоков, ограниченных разломами. Дифференцированные перемещения мелких блоков могли сопровождаться образованием пологих антиклинальных складок над горстами и сундучных складок в опускающихся блоках. Значительную роль при развитии складчатости, по-видимому, играли перемещения по крупным разрывным нарушениям.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

Как уже отмечалось, многочисленные разноориентированные разломы расчленяют рудное поле на блоки (см. фиг. 3), которые в свою очередь разделены разрывами на более мелкие участки. Основные блоки рудного поля развивались дифференцированно. Так, Западный блок, учитывая полную мощность отложений шадоронской и балейской серий, вероятно, испытывал устойчивое опускание. Восточный блок, судя по отсутствию в его пределах отложений балейской серии, начал опускаться только в период накопления нижненовотроицкой свиты. Специфика Центрального блока заключается в том, что в различные периоды тектонического развития рудного поля он составлял единое целое то с Восточным, то с Западным блоком или играл самостоятельную роль. Этим объясняется сложность вопроса о его границах. До отложения континентальной молассы Центральный блок был составной частью Восточного и вместе с ним испытал инверсию движения, превратившись из опускавшегося в приподнятый блок с гетерогенным основанием. Противоположное (по направлению) движение Западного блока в позднеюрское время обусловило четкость границы между ним и смежным блоком, причем эта граница проходила по Диагональному разлому. Судя по распространению отложений балейской серии, в позднеюрско—раннемеловое время Центральный блок развивался как единое целое с Западным блоком. При этом он испытал еще одну инверсию движений, когда поднятие сменилось опусканием, при котором накапливались конгломератовые, песчаниковые и фангломератовые осадки. Многократные подновления тектонических нарушений в породах основания грабена и разнонаправленные перемещения по ним способствовали интенсивному дроблению Центрального блока. Сказывалось также "пограничное" положение этого блока между западной и восточной частями палеовпадины, которые испытывали противоположные по направлению движения во все основные периоды формирования рудного поля. В начале раннемелового периода Центральный блок окончательно оформился в качестве самостоятельного горстового поднятия. Это фиксируется сокращенной мощностью отложений верхненовотроицкой свиты и отсутствием в его пределах каменных конгломератов. К этому блоку приурочена основная масса рудных жил. Здесь располагаются штокверковые руды южной части Северного участка и сближенные жильные тела Южного участка. Структура блока определяется обычным для рудного поля сочетанием крутопадающих разрывов северо-восточного и субмеридионального направлений с пологими субширотными трещинами при одновременном проявлении складчатых форм. Специфична лишь более значительная

роль трещин северо-восточных направлений, определяющих ориентировку достаточно протяженных жил.

Морфология разрывов в плане неодинакова. Наблюдаются как одиночные прямолинейные трещины (обычно безрудные), так и изгибающиеся сложно построенные зоны с многочисленными оперяющимися трещинами отрыва и скалывания. В каждой рудной зоне выявляется одна, реже две основные трещины, судя по смещению слоев — сбросовые, и серии мелких разрывов большей частью такого же простирания; падение их обычно крутое. Такие системы определяют не только положение, но и основные черты строения приуроченных к ним жильных зон. При отсутствии минерализации разрывы представлены четко выраженными тектоническими швами с глиной трения или мало-мощными зонами брекчирования. Подобный характер имеют и разрывы на продолжении выклинивающихся рудных тел.

Пологие тектонические нарушения в описываемом блоке развиты преимущественно среди отложений балеической серии. В разных участках они проявились неодинаково. К югу от разлома Контактного они следуют вдоль дугообразно изогнутых пластов пород, а южнее приобретают субширотное направление; падают они на юг под углами 10—45°. На Южном участке прослежены серии протяженных субмеридиональных и северо-западных пологих зон расланцевания и дробления пород мощностью в несколько метров. Многие из них следуют вдоль пластов мелкозернистых песчаников и алевролитов. Последние местами смяты вплоть до образования мелких складок волочения. Весьма часто встречаются отдельные пологие трещины, проходящие вдоль контактов различных пород; нередко они пересекают под острым углом слоистость, особенно в местах пологих изгибов пачек.

Положение пологих нарушений в разрезе осадочных толщ следующе. В верхней части балеической серии они более многочисленны при бóльшей мощности и максимальных амплитудах смещений. С глубиной их количество сокращается, амплитуды перемещений по ним уменьшаются.

Центральная часть рудного поля выделяется в геофизических полях пониженными значениями первичного поля силы тяжести, кажущегося удельного сопротивления и отрицательными значениями второй производной гравитационного потенциала. Можно полагать, что возникновение этой аномалии связано с разуплотнением пород, которое обусловлено процессами тектоники, выветривания, гидротермальной деятельности и повышенной обводненностью. Другие участки в рудном поле не сопоставимы с Центральным по размерам и интенсивности аномалий. Установлено, что Южный участок отличается отрицательными значениями вертикальной составляющей магнитного поля. Северный участок характеризуется относительно высокими значениями упомянутых показателей. Это объясняется широким распространением на площади последних ореолов пористых надрудных метасоматитов (типа аргиллизитов, кварцевых гидротермалитов).

Существование трех структурных этажей с близгоризонтальными или пологими границами между ними и резкие различия состава и

физико-механических свойств слагающих их пород с неизбежностью определяют изменение по вертикали характера тектонических деформаций, особенно разрывов, секущих породы всех этажей. Отчетливо намечаются тенденции сужения с глубиной зон трещиноватости и смена сложно построенных систем трещин более простыми.

Характерны веерообразное расширение крутопадающих трещинных зон и довольно резкое их затухание по восстанию у кровли верхнебалейских отложений, уменьшение с глубиной количества пологих зон.

Мощность трещинных зон по падению почти повсеместно сокращается в три—пять раз, особенно при переходе в толщу сравнительно плотных конгломератов нижнебалейской (тергенской) свиты. Главные тектонические швы имеют большое протяжение по вертикали, но, как отмечалось выше, нередко меняют углы падения, выполаживаются или становятся более крутыми. Наблюдения показывают, что такие изменения приурочены к участкам, где разрывные нарушения пересекают границы слоев пород, неоднородных по составу и физическим свойствам [10,11]. Подобные особенности свойственны всем протяженным зонам разрывов. Выполаживание их наблюдается и у дорудных пологих межслоевых срывов.

В толще вулканитов (шадоронской серии) многие крупные разрывы не прослеживаются, сменяясь сериями разобщенных, невыдержанных по простиранию, извилистых трещин. Как видно из приводимых ниже данных, оруденение здесь также прерывается.

Мало изучено поведение разломов и зон трещиноватости в породах кристаллического фундамента. Заключение о том, что крупные разрывы должны переходить в фундамент, высказывалось неоднократно [8], однако лишь в последние годы получена возможность непосредственно наблюдать такие переходы. Установлено, что характер разрывных нарушений у поверхности дна грабена существенно меняется: более крупные прослеживаются в виде систем сближенных трещин и зон дробления, мелкие исчезают, сменяясь участками общего расстрескивания пород, не всегда легко отличаются от скоплений грубообломочного дельвия ундинских гранитоидов (коры выветривания), если трещины не залечены кварцем балейского типа. Такие особенности, по-видимому, характерны для верхних частей гранитоидного фундамента и вряд ли сохраняются на более значительной глубине. Здесь, насколько можно судить по подсечениям буровыми скважинами тектонических зон, развиты более выдержанные трещины, одиночные и сближенные в пределах относительно узких зон, преимущественно крутопадающих.

Аналогичный характер, вероятно, имеют и корневые части трещинных систем, с которыми связана локализация жильного штокверка в северном прибортовом блоке грабена. С глубиной становятся все более редкими пологие зоны "смятия", причем угол их падения увеличивается, а участки их развития постепенно смещаются к югу, по направлению к центру грабена. Крутопадающие тела, господствующие на более глубоких горизонтах, несколько меняют свое направление — как в гранитоидах, так и в околотортовых участках, сложенных оса-

дочными породами. По-видимому, описанная изменчивость элементов разрывных нарушений с глубиной в какой-то мере отражает влияние горст-антиклинальных поднятий Центрального блока грабена.

Для суждений о структурной зональности на флангах рудного поля материалов недостаточно; в Восточном блоке грабена, в той его части, которая примыкает к Центральному, в породах основания прослеживаются трещинные зоны Южного участка, погружающиеся в северо-восточном направлении. Возможно, что продолжение таких зон на глубине имеет характер локальных систем сближенных разрывных нарушений.

Отмеченные проявления вертикальной структурной зональности связаны со спецификой тектонического развития грабена во времени. В породах основания грабена разрывные нарушения формировались в ранние этапы развития территории в основном в условиях тангенциального сжатия и в последующем лишь подновлялись. Развитие дизъюнктивной тектоники в молодых осадочных породах во многом не согласуется с общими представлениями о закономерностях трещинообразования в обстановке постепенно нарастающих упругих деформаций. Сложные системы трещин скалывания и отрыва, оперяющие крупные разрывы и определяющие развитие жильных штокверков, как было отмечено впервые Н.С. Бернштейном [1], весьма близки к структурам удара; аналогичные структуры развиваются и в областях современных землетрясений. Разрывные деформации в породах верхнего структурного этажа Балейского грабена проявлялись при весьма быстром, скачкообразном, нарастании напряжений в условиях, характерных для сейсмически активных областей, что подчеркивается развитием сейсмогенных фаций осадочных пород [3].

В отложениях надрудных толщ трещины не возникали; здесь разрывные деформации нижезалегающих пород вызвали разрыхление осадков и на отдельных участках их механическое перемещение (осыпание, обрушение).

Таким образом, в истории формирования Балейского рудного поля отчетливо выделяются этапы тектонического развития, характеризующиеся различной степенью погружения рудовмещающего блока в целом и его отдельных частей. Дифференцированными блоковыми перемещениями фундамента определялись фациальные изменения разновозрастных осадков и деформационные преобразования слоистых пород. Здесь развивались брахиформная складчатость, внутрiformационные разрывы — субсогласные и секущие.

Кварцеворудная минерализация локализована в одном из наиболее мобильных участков грабена, в пределах которого наиболее часто происходила инверсия тектонических движений, связанная с блоковыми перемещениями фундамента. В заключительные периоды формирования рудоносного грабена, в период рудообразования и позднее, этот участок занимал относительно приподнятое положение, что, очевидно, связано с общими геодинамическими условиями формирования этой структуры.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бернштейн П.С.* Тектоника Балейского золоторудного района в Восточном Забайкалье // Тр. ЦНИГРИ. 1959. Вып. 31. С. 3—6.
2. *Горностаев Н.Н.* Балейское золоторудное месторождение. // Золото. 1934. М. Вып. 1. С. 31—59
3. *Елешева И.В., Русина О.В.* Генезис и поисковое значение кварцаколинитовых образований верхних горизонтов Балейского месторождения // Геология руд. месторождений. 1969. Т. XI, вып. 4. С. 88—96.
4. *Лозовский В.И., Чеглоков С.В., Сидоренко А.В.* Основные черты структуры Балейского золоторудного поля // Структуры рудных полей и месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 608—621.
5. *Мирчинк С.Г.* Стратиграфия и условия накопления осадков мелового возраста в Балейской депрессии (Восточное Забайкалье) // Тр. ЦНИГРИ. 1958. Вып. 25, кн. 2. С. 3—29.
6. *Музылев С.А., Тихомиров Н.И.* Геология и тектоника Балейского месторождения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1944. N 1. С. 66—74.
7. *Перельман А.И.* Геохимия эпигенетических процессов. М.: Недра, 1968. 317 с.
8. *Петровская Н.В., Бернштейн П.С., Мирчинк С.Г., Андреева М.Г.* Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье) // Тр. ВНИГРИ. 1961. Вып. 45, ч. 1/II 224 с.
9. *Писцов Ю.П.* Стратиграфия верхнемезозойских пресноводно-континентальных отложений Восточного Забайкалья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области. М.: Недра, 1966. Вып. 2. С. 100—126.
10. *Сафонов Ю.Г.* Роль локальных структурных факторов в формировании Балейских золоторудных месторождений // Локальный прогноз оруденения. М.: Наука, 1972. С. 120—135.
11. *Сафонов Ю.Г., Максимов С.С., Хомич В.Г.* Влияние физико-механических свойств на структурную зональность Балейского золоторудного месторождения // Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1973. С. 211—222.
12. *Сигов А.П.* Историческая преемственность россыпей // Геология россыпей. М.: Наука, 1965. С. 28—34.
13. *Симонов Ю.И.* Эпигенез отложений Ундино-Даинской впадины (Восточное Забайкалье) // Литология и полезные ископаемые. 1970. N 1. С. 133—140.
14. *Симонов Ю.И., Любалин В.Д.* Некоторые особенности тектоники Балейского золотоносного района (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1979. N 1. С. 20—27.
15. *Томсон И.Н., Кочнева Н.Т.* Верхнемезозойские сводовые поднятия Восточного Забайкалья и их металлогеническое значение // Сов. геология. 1969. N 12. С. 22—36.
16. *Фогельман Н.А.* Некоторые особенности геологии и металлогении Балейско-Дарасунского золотоносного района (Восточное Забайкалье) // Тр. ЦНИГРИ. 1962. Вып. 41. С. 25—47.
17. *Хомич В.Г., Чеглоков С.В.* О верхней границе оруденения близповерхностных месторождений золота (Балейское рудное поле) // Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Чита, 1966. Вып. 2. С. 77—87.
18. *Шанцер Е.В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 240 с.
19. *Шеглов А.Д.* Металлогения областей тектоно-магматической активизации. Л.: Недра, 1968. 180 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>Ю.Г. Сафонов, А.Л. Соколов.</i> Общие закономерности проявления структурного контроля гидротермального оруденения в слоистых толщах	5
<i>А.А. Пэк, Д.Н. Топор, Е.Д. Борунова.</i> Движение гидротермальных растворов в слоистых толщах	24
<i>А.Л. Галямов.</i> Влияние складчатости на размещение свинцово-цинковых руд в карбонатных породах Юдомо-Майского поднятия (Юго-Восточная Якутия)	41
<i>А.Л. Соколов.</i> Влияние разрывных и складчатых дислокаций на размещение и внутреннее строение рудных залежей месторождения Холоднинское (Северное Прибайкалье)	51
<i>Т.Г. Кереселидзе.</i> Геологоструктурные факторы локализации колчедано-полиметаллической минерализации в Заалазанской Кахетии	87
<i>И.О. Сирбиладзе.</i> Особенности локализации колчеданно-полиметаллического оруденения в Абхазском и Свано-Рачинском рудных районах Большого Кавказа	106
<i>Р. Кабрера-Ортега, Е.П. Малиновский, Г. Панталеон, Х. Крамер.</i> Сульфидное оруденение в зоне чешуйчатых надвигов Западной Кубы	119
<i>А.Л. Соколов.</i> Геологоструктурная позиция барит-полиметаллических залежей месторождения Дальнезападный Жайрем	126
<i>А.К. Басанин, А.С. Кульнев.</i> Условия формирования рудовмещающих разрывов в складчатой структуре Бестюбинского рудного поля (Северный Казахстан)	137
<i>А.Л. Галямов, В.Ф. Чернышев.</i> О строении ртутно-сурьмяного месторождения Джижикрут в Центральном Таджикистане	157
<i>С.С. Максимов, Ю.Г. Сафонов, Ю.И. Симонов, В.Г. Хомич.</i> Этапы формирования структуры Балейского рудного поля	164

Общие закономерности проявления структурного контроля гидротермального оруденения в слоистых толщах. Сафонов Ю.Г., Соколов А.Л. — В кн.: Структурный контроль гидротермального оруденения в слоистых толщах. М.: Наука, 1987.

Развитие в слоистых толщах гидротермального оруденения определенных структурно-морфологических типов определяется соотношением тектонических и литологических факторов контроля оруденения, неодинаково проявившимися при развитии различной минерализации в зависимости от общего геологического развития рудоносных территорий.

Ил. 4. Библиогр. 17 назв.

УДК. 550.4

Движение гидротермальных растворов в слоистых толщах. Пэк А.А., Топор Д.Н., Борунова Е.Д. — В кн.: Структурный контроль гидротермального оруденения в слоистых толщах. М.: Наука, 1987.

С использованием метода электрического моделирования фильтрации проанализированы типовые схемы движения растворов в слоистых толщах. Рассмотрено влияние на гидродинамику восходящего потока разрывных и складчатых структур. Определены условия и формы проявления в слоистых толщах структурно-гидродинамического контроля оруденения.

Ил. 5. Библиогр. 15 назв.

УДК 553.44(571.56)

Влияние складчатости на размещение свинцово-цинковых руд в карбонатных породах Юдомо-Майского поднятия (Юго-Восточная Якутия). Галямов А.Л. — В кн.: Структурный контроль гидротермального оруденения в слоистых толщах. М.: Наука, 1987.

Определена последовательность наложения деформаций и связанных с ними гидротермальных тел. Выявлен однонаправленный характер наложения деформации, выраженный в развитии складчатых форм от брахиформных к линейным, в затухании деформации к концу этапа. Определена связь локализации рудных тел с палеоантиклинальными формами.

Ил. 3. Библиогр. 9 назв.

УДК 553.44

Влияние разрывных и складчатых дислокаций на размещение и внутреннее строение рудных залежей месторождения Холоднинское (Северное Прибайкалье). Соколов А.Л. — В кн.: Структурный контроль гидротермального оруденения в слоистых толщах. М.: Наука, 1987.

Проанализировано распространение и рудолокализирующая роль различно-ориентированных складок и разновозрастных разрывных нарушений в пределах Первой зоны месторождения Холоднинское. Анализ размещения массивных колчеданно-полиметаллических руд выявил их пространственную связь с древними активными разломами, а слоистых руд — с безрудными послонными нарушениями. Выявлены факторы структурного контроля мобилизованных руд.

Ил. 9. Табл. 2. Библиогр. 23 назв.

УДК 553.44

Геолого-структурные факторы локализации колчеданно-полиметаллической минерализации в Заалазанской Кахетии. Кереселидзе Т.Г. — В кн.: Структурный контроль гидротермального оруденения в слоистых толщах. М.: Наука, 1987.

Рассмотрено блоковое строение региона и дана характеристика ограничивающим разрывам и оруденению каждого блока. Выявлена ведущая рудоконтролирующая роль разрывных нарушений в пределах сланцевых толщ. На основании структурного анализа установлено положение векторов главных осей напряжений, определены системы трещин и охарактеризована связь жильных и дайковых образований с разрывами и трещиноватостью.

Ил. 7. Табл. 1. Библиогр. 12 назв.

УДК 553.44

Особенности локализации колчеданно-полиметаллического оруденения в Абхазском и Свано-Рачинском рудных районах Большого Кавказа. Сирбиладзе И.О. — В кн.: Структурный контроль гидротермального оруденения в слоистых толщах. М.: Наука, 1987.

Проанализированы складчатость, блоковое строение и рудоконтролирующие нарушения двух рудных районов Большого Кавказа. Охарактеризованы типы и морфология рудных залежей различных блоков, соотношение сингенетического и эпигенетического оруденения в их пределах. Подчеркивается рудоконтролирующая роль глубинных разломов как основных каналов, подводящих рудообразующие растворы.

Ил. 8. Библиогр. 9 назв.

УДК 553

Сульфидное оруденение в зоне чешуйчатых надвигов Западной Кубы. Карбера-Ортега Р., Малиновский Е.П., Панталеон Г., Крамер Х. — В кн.: Структурный контроль гидротермального оруденения в слоистых толщах. М.: Наука, 1987.

Зона чешуйчатых надвигов палеогенового возраста контролирует распространение сульфидных свинцово-цинковых и медных месторождений, развитых как в слоистой песчанико-сланцевой толще юры—мела, так в меловых вулканогенно-осадочных отложениях. Устанавливается различное отношение последовательно сформированной минерализации к определенным этапам региональной деформации.

Ил. 1. Библиогр. 6 назв.

УДК 553.44+553.689.2

Геологоструктурная позиция барит-полиметаллических залежей месторождения Дальнезападный Жайрем. Соколов А.Л. — В кн.: Структурный контроль гидротермального оруденения в слоистых толщах. М.: Наука, 1987.

Для рудоконтролирующих складчатых и разрывных элементов структуры месторождения Дальнезападный Жайрем установлено унаследованное развитие по древним региональным структурам. В результате подновления древних и образования новых рудоконтролирующих структур сформированы изометричные, пластовые и жильные рудные залежи в пределах единой барит-полиметаллической зоны месторождения.

Ил. 4. Библиогр. 14 назв.

УДК 553.411+553.271+552.1:553.451

Условия формирования рудовмещающих разрывов в складчатой структуре Бестюбинского рудного поля (Северный Казахстан). Басанин А.К., Кульнев А.С. — В кн.: Структурный контроль гидротермального оруденения в слоистых толщах. М.: Наука, 1987.

Выявлена зависимость образования, строения и ориентировки рудолокализирующих разрывов от особенностей складчатого строения вмещающей толщи. Установлено, что жильный характер оруденения определяется низкими фильтрационными свойствами вмещающих пород, а пространственно-морфологические особенности рудных жил обусловлены степенью деформационной однородности геологического разреза.

Ил. 6. Табл. 1. Библиогр. 15 назв.

УДК 553.497(235.214)

О строении ртутно-сурьмяного месторождения Джижикрут в Центральном Таджикистане. Галямов А.Л., Чернышев В.Ф. — В кн.: Структурный контроль гидротермального оруденения в слоистых толщах. М.: Наука, 1987.

Показана приуроченность рудовмещающих брекчий месторождения к контактам карбонатной и терригенных толщ во фронтальной части крупного рудоконтролирующего

надвига сложного строения и длительной истории развития. Выявлена связь основной массы антимонитовых руд с ранними карбонатными и силикатными брекчиями.

Ил. 3. Библиогр. 6 назв.

УДК 553.411

Этапы формирования структуры БалеЙского рудного поля. Максимов С.С., Сафонов Ю.Г., Симонов Ю.И., Хомич В.Г. — В кн.: Структурный контроль гидротермального оруденения в слоистых толщах. М.: Наука, 1987.

На основании детального изучения литостратиграфии отложений БалеЙского грабена и анализа его структуры выделены этапы заложения, становления и замыкания грабена, характеризующиеся сложной эволюцией динамических условий. В локализации оруденения важную роль играли унаследованные конседиментационные секущие разломы и внутрислоевые нарушения. Формирование рудных жил происходило в завершающий период развития грабена.

Ил. 6. Библиогр. 19 назв.

**СТРУКТУРНЫЙ
КОНТРОЛЬ
ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО
ОРУДЕНЕНИЯ
В СЛОИСТЫХ ТОЛЩАХ**

*Утверждено к печати
ордена Трудового Красного Знамени
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии*

Редактор

Т. Б. Гришина

Художник

А. А. Куценко

Художественный редактор

М. Л. Храмов

Технический редактор

Л. Н. Богданова

Корректор

Р. Г. Ухина

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ N 31266

Подписано к печати 11.11.86. Т—15178

Формат 60×90^{1/16}. Бумага офсетная N 1. Гарнитура Таймс

Печать офсетная.

Усл. печ. л. 12,5. Усл. кр.-отт. 12,8. Уч.-изд. л. 15,6

Тираж 650 экз. Тип. зак. 830

Цена 2р. 40к.

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"

готовятся к выпуску:

Гирнис А.В., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. **"Генезис коматитов и коматитовых базальтов"** — 11 л. — 1р. 70к.

В монографии на примере пород зеленокаменных поясов Восточной Карелии рассматриваются физико-химические условия выплавления первичных магм. Доказана ведущая роль кристаллизационной дифференциации при низких давлениях в процессах образования коматитовых базальтов. На основании изучения геохимии элементов-примесей показана химическая гетерогенность докембрийской мантии под Балтийским щитом.

Для геологов, петрологов и геохимиков.

Никольский Н.С. **"Флюидный режим эндогенного минералообразования"** — 18 л. — 2р. 70к.

Разработанные автором методы термодинамических расчетов позволили проанализировать изменение состояния равновесия двух-, трех- и четырех-компонентных газовых систем в зависимости от давления, температуры и летучести кислорода. Непосредственное определение параметров равновесия по составу газов позволило выяснить физико-химические условия формирования минералов. Сделан вывод о том, что наиболее глубокий флюид имеет преимущественно водородный состав, а его источником является внешнее Ядро Земли. В углеродсодержащей верхней мантии флюид существенно метановый, в земной коре изредка сероводородный.

Для геологов, минералогов, петрографов и геохимиков.

"Эндогенные источники рудного вещества" — 20 л. — 3р.

В монографии обобщены результаты многолетних исследований источников и поведения рудных элементов в процессах рудообразования. Выделены и описаны основные типы источников рудного вещества. Охарактеризованы механизмы реакций дифференциации Земли, рассмотрены закономерности накопления рудных элементов в процессе эволюции гипербазит-базитовых и гранитоид-

ных магматических систем, физико-химические условия мобилизации рудного вещества мантийными и коровыми флюидами, пути миграции рудных растворов.

Для геологов, геохимиков, минералогов и петрографов.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ "КНИГА—ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА":

Магазины "Книга—почтой":

252030 Киев, ул. Пирогова, 4
197345 Ленинград, Петрозаводская, 7
117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга—почтой":

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 ("Книга—почтой")
370005 Баку, ул. Коммунистическая, 51 ("Книга—почтой")
232600 Вильнюс, ул. Университето, 4
690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 ("Книга—почтой")
320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 ("Книга—почтой")
734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 ("Книга—почтой")
375002 Ереван, ул. Туманяна, 31
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 ("Книга—почтой")
420043 Казань, ул. Достоевского, 53 ("Книга—почтой")
252030 Киев, ул. Ленина, 42
252142 Киев, пр-т Вернадского, 79
252030 Киев, ул. Пирогова, 2
277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 ("Книга—почтой")
343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1 ("Книга—почтой")
660049 Красноярск, пр-т Мира, 84
443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 ("Книга—почтой")
191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2
196934 Ленинград, В/О, 9 линия, 16
220012 Минск, Ленинский пр-т, 72 ("Книга—почтой")
103009 Москва, ул. Горького, 19-а
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7
630076 Новосибирск, Красный пр-т, 51
630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 ("Книга—почтой")
142284 Протвино, Московской обл., ул. Победы, 8
142292 Пущино, Московской обл., МР, "В", 1
620161 Свердловск, ул. Мамина—Сибиряка, 137 ("Книга—почтой")
700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73
700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43
700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 ("Книга—почтой")
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18
634050 Томск, Академический пр-т, 5
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 ("Книга—почтой")
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49
720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 ("Книга—почтой")
310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 ("Книга—почтой")

2р. 40 к.

4693