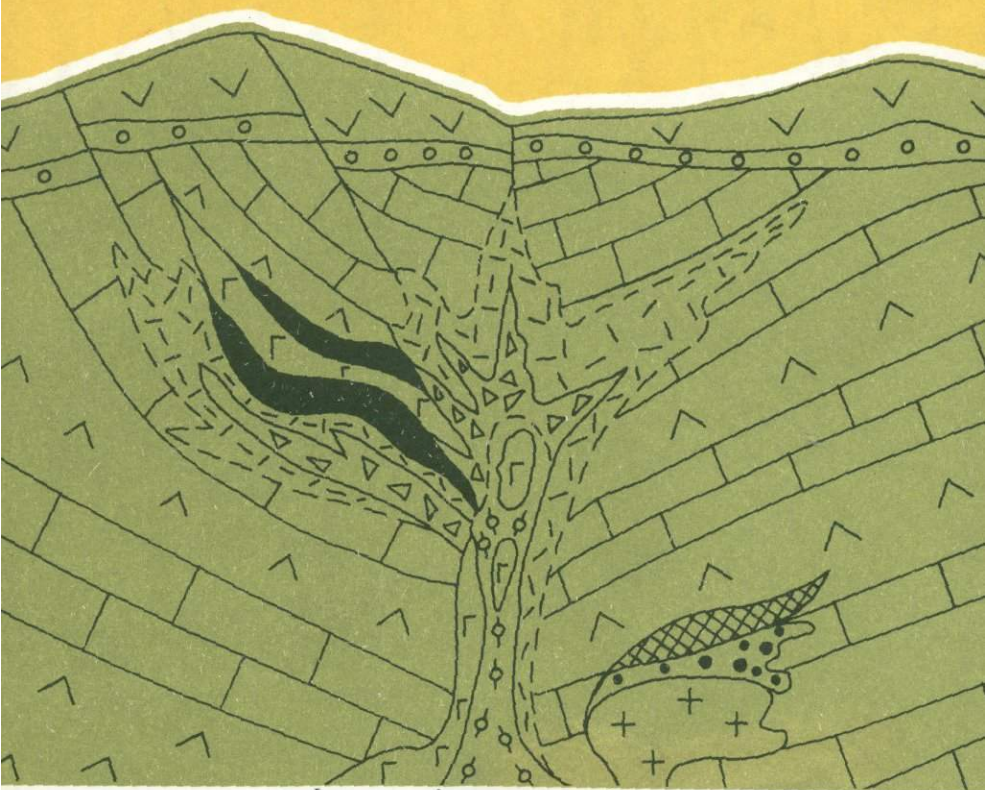


Д. И. ЦАРЕВ А. П. ФИРСОВ

ПРОБЛЕМА ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



• НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

БУРЯТСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Д. И. ЦАРЕВ А. П. ФИРСОВ

ПРОБЛЕМА ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

на примере Забайкалья

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук

Ф. И. ВОЛЬФСОН



МОСКВА

"НАУКА"

1988



1464

Проблема формирования колчеданных месторождений: (на примере Забайкалья) / Д.И. Царев, А.П. Фирсов. — М.: Наука, 1988. — 144 с. — ISBN 5-02-002624-7.

Обосновывается гидротермально-метасоматический генезис Озерного колчеданно-полиметаллического и других колчеданных месторождений Озернинского рудного узла, рядом исследователей ранее относимых к гидротермально-осадочным. Вскрываются причины разногласий в трактовке генезиса колчеданных месторождений, главной из которых является конвергенция генетических признаков. Разработаны критерии определения возрастных взаимоотношений сопряженных даек и оруденения. Доказывается, что рассматриваемое колчеданно-полиметаллическое оруденение Озернинского рудного узла сформировалось в период мезозойской тектономагматической активизации. Намечены поисковые критерии.

Табл. 22, Ил. 43. Библиогр.: 113 назв.

Рецензенты:

А.А. Гармаш, П.Ю. Ходанович

Научное издание

ЦАРЕВ Дмитрий Иванович, ФИРСОВ Андрей Петрович

ПРОБЛЕМА ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

(на примере Забайкалья)

Утверждено к печати Геологическим институтом Бурятского научного центра СО АН СССР

Редактор Т.Б. Гришина. Художник В.В. Овчинников

Художественный редактор В.В. Алексеев. Технический редактор А.Л. Шелудченко

Корректор З.А. Алексеева

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 37041

Подписано к печати 01.12.87. Т-18658. Формат 60 X 90 1/16. Бумага офсетная № 1

Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная. Усл.печ.л. 9,0 + 0,5 вкл.

Усл.кр.-отт. 9,8. Уч.-изд.л. 11,3. Тираж 650 экз. Тип. зак. 2191

Цена 2р. 30к.

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

1904020000-451

Ц ————— 197-88-1

042 (02) -88

© Издательство "Наука", 1988

ISBN 5-02-002624-7

ПРЕДИСЛОВИЕ

Выяснение условий формирования колчеданных месторождений — одна из наиболее дискуссионных проблем в современной науке о рудных месторождениях, ее решение будет иметь большое экономическое значение в развитии горнорудной промышленности страны. Об этом в свое время писал один из крупнейших исследователей колчеданных месторождений Урала академик А.Н. Заварицкий.

Пирит — основной по объему минерал рудных тел этих месторождений — отличается от других рудных минералов повышенной способностью наследовать при метасоматозе структурно-текстурные элементы замещаемых тел: слоев осадочных горных пород, различного рода брекчий, зон расщепления и т.д. При фильтрации растворов через поры горной породы пирит весьма часто образует тонкие перемежающиеся слойки, обладающие текстурой, сходной с текстурой тонкослоистых осадочных пород. Ритмичность, возникающая при метасоматических процессах, часто оказывается градационной, еще более роднящей ее по морфологии с ритмичной слоистостью осадочных пород. В связи с этим многие медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения, сформировавшиеся при широком участии метасоматических процессов, рядом исследователей относятся к вулканогенно-осадочным образованиям, возникшим на дне водных бассейнов при гидротермальных процессах, связанных с подводным вулканизмом. Выявление сульфидных месторождений на дне океанов позволило ряду геологов прийти к заключению о широком распространении промышленных осадочных колчеданных месторождений на Кавказе, Урале, Рудном Алтае, в Забайкалье, Прибайкалье и в других районах как Советского Союза, так и за рубежом. Чтобы отнести месторождение к гидротермально-осадочному типу, некоторым исследователям порою бывает достаточно того, чтобы рудные тела были согласными с напластованием вмещающих пород. В том случае, если на месторождении, помимо согласных, имеются еще и секущие рудные тела, его обычно считают или полигенным, или регенерированным. Если месторождение или группа однотипных месторождений и рудных тел залегает в различных по возрасту толщах пород и, к тому же, некоторые рудные тела содержат в кровле "гальки" колчеданной руды, многие исследователи обычно относят эти месторождения к полихронным и подчеркивают, что формирование их сопровождалось одновременным размывом.

Неоднозначно решается вопрос о взаимоотношении интрузивных тел, особенно даек, с оруденением. Кажущееся пересечение часто принимается за истинное, а сульфидные обломковидные метасоматиты в интрузив-

ных телах — за ксенолиты руды. Другими словами, морфологические признаки еще часто являются основополагающими в интерпретации генезиса оруденения, а широко проявленная конвергенция процесса рудоотложения [90] далеко не всегда учитывается.

Предлагаемая работа посвящена критическому рассмотрению вопросов формирования колчеданных месторождений и анализу обоснованности фактическим материалом сложившихся у ряда исследователей представлений о генезисе таких месторождений. Объектом исследований служил Озернинский рудный узел в Забайкалье, в пределах которого находятся Озерное колчеданно-полиметаллическое и ряд более мелких колчеданно-полиметаллических, железорудных и других месторождений, о генезисе которых у разных исследователей сложились различные представления.

Некоторые геологи, в частности, рассматривают упомянутые месторождения в качестве типичного гидротермально-осадочного рудного объекта. К выводу о гидротермально-осадочном генезисе Озерного месторождения пришли: В.С. Кормилицын [50], В.В. Демидов [24, 25], В.В. Варламов [14], Р.С. Тарасова и др. [75], Э.Г. Дистанов и К.Р. Ковалев [28, 29], И.Л. Васильев [15] и некоторые другие.

Представления о гидротермально-метасоматическом происхождении рассматриваемого месторождения придерживаются Ф.И. Вольфсон [4, 18], А.А. Малаев, Л.П. Хрянина, Е.П. Миронов, И.В. Крейтер [56, 51, 62], В.В. Андреев [2], Д.И. Царев [89–97], А.П. Фирсов [97, 85], Г.А. Теофилактос [77] и др.

Учитывая сложившуюся противоречивость представлений об условиях образования Озерного и других месторождений рудного узла, авторы проводили свои исследования на основе геологического картирования в масштабе 1:25 000 и составления геологических разрезов в масштабе 1:5000 с выявлением закономерностей размещения различного оруденения в Озернинском рудном узле, а также проводили детальное картирование самого Озерного месторождения и много внимания уделили подземной документации горных выработок. Также много внимания уделено выяснению временных и генетических взаимоотношений интрузивных пород и оруденения, возрастному взаимоотношению рудных тел с вмещающими породами и околорудными метасоматитами. Были также выполнены термобарометрические исследования рудообразующих минералов. В результате проведенной работы представилось возможным уточнить некоторые поисковые критерии и появилось научное обоснование прогноза оруденения в данном регионе и в районах со сходным геологическим строением.

Авторы считают необходимым высказать благодарность своим помощникам в работе М.Ш. Бардиной, Н.М. Барышниковой и В.И. Актанову и весьма признательны за труд и ценные советы профессору Ф.И. Вольфсону.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОЗЕРНИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Озернинский рудный узел расположен в зоне верхнепалеозойско-мезозойской активизации земной коры Западного Забайкалья, сложенной нижнепалеозойскими вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами так называемой олдындинской свиты ($E_1 ol_1$, Беличенко, 1969), и верхнепалеозойско-мезозойскими вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами, называемыми здесь цаганхунтейской свитой [8] или нерасчлененными отложениями PZ_3-MZ_1 (рис. 1–3).

Верхнепалеозойско-мезозойские горные породы обрамляют с северо-северо-востока отложения олдындинской свиты и местами в небольших грабенах сохранились и среди них. С юго-запада, юга и юго-востока породы олдындинской свиты ограничены прорывающими их гранитоидами, диоритами и габброидами атарханского ($\nu\delta PZ, at$), витимканского (γPZ_{1v}) и верхнепалеозойского ($\gamma\xi PZ_3$) комплексов. Сохранившийся от эрозии останец нижнепалеозойской кровли интрузивных пород площадью в 300 км^2 инъецирован массой мелких гипабиссальных, субвулканических и дайковых магматических тел различного возраста и состава, разбит сеть разрывных нарушений на блоки.

В целом Озернинский рудный узел представляет собой фрагмент нижнепалеозойского фундамента зоны верхнепалеозойско-мезозойской активизации, обнажившийся из-под чехла вулканогенных образований верхнего палеозоя—мезозоя в горсте северо-восточного простирания. Этот фрагмент фундамента в связи с активизацией интенсивно метасоматически изменен с образованием многочисленных участков свинцово-цинкового, железного, медно-баритового, золотого, апатитового и другого оруденения.

СТРАТИГРАФИЯ

Нижнепалеозойские отложения

Нижнепалеозойские отложения в рудном узле представлены вулканогенными (андезито-базальтовые, андезитовые, андезито-дацитовые порфиры и дацитовые порфиры), вулканогенно-осадочными (туффиты) и осадочными (известняки) породами, объединенными в олдындинскую свиту нижнего кембрия ($E_1 ol$) на основании биостратиграфического анализа, проведенного С.П. Коровиным, М.М. Язмиром и Б.А. Далматовым в 1948–1963 гг. [15].

Работы биостратиграфического напряжения М.М. Язмира, Э.П. Перино-

вой и И.Л. Васильева [15, 100, 101] показали широкое развитие палеонтологически охарактеризованных осадков Озернинского рудного узла. Нижнекембрийские окаменелости были найдены на участках Звездном, Октябрьском, Назаровском, Турхуле, Перевальном, Таежном, Солнечном, Ульзутуе, Восточном, Озерном и т.д. Собранные окаменелости позволили выделить аналоги двух комплексов органических остатков — нижне- и верхнеульзутуйского. Аналоги нижнеульзутуйского комплекса встречены на Октябрьском, Звездном, Восточном и Назаровском участках. Окаменелости, близкие к верхнеульзутуйскому комплексу, обнаружены на участках Озерный и Октябрьский.

Л.Л. Зоричевой, Э.Н. Зеленым, А.А. Постниковым и др. на основании находок окаменелостей, относимых Корде условно к кембро-ордовикскому времени, на юго-восточном фланге рудного узла выделяется еще сурхэбгинская свита верхнего кембрия — ордовика. Тем не менее мы не поддерживаем такое возрастное расчленение в связи с тем, что оно, на наш взгляд, противоречит структурно-фациальным, петрографическим и палеонтологическим данным, полученным геологами, составлявшими геологические карты, и нами. По нашим данным, горные породы Назаровского и Юбилейного участков, считающихся упоминаемыми исследователями как сурхэбгинская свита (E_3-O), не срезаются ульзутуйским разломом, переходят через него и продолжают на северо-восток через участки Ульзутуй-2 и Ульзутуй-1, где в известняках содержится обильная фауна археоциат. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы с обеих сторон руч. Ульзутуй (туфы андезитовых порфиритов и туффиты) имеют идентичные состав, текстуры, структуры и элементы залегания. Аналогичная им толща пород прослеживается на Озерном месторождении и в западной части рудного узла. На основании геологического картирования пло-



Р и с. 1. Геологическая карта фрагмента Удино-Витимского горста по П.Ч. Шобогорову

1—4 — стратифицированные отложения: 1 — озерные, 2 — алевролитно-песчаниковые, 3 — конгломераты, 4 — эффузивы и туфы кислого и субщелочного состава; 6—10 — интрузивные образования (гранитоиды): 6 — профировидные, 7 — мелкозернистые, 8 — гнейсовидные, 9 — сиениты, 10 — габбро, диориты; 11—15 — границы разновозрастных образований: 11 — тектонические, 12 — эруптивные и согласные стратиграфические, 13 — несогласные стратиграфические, 14 — находки ископаемой фауны и флоры, 15 — контуры Озернинского узла

Стратиграфические подразделения: K_2mh — мохейская свита (валунники, галечники, пески), K_1zz — зазинская свита (песчаники, алевролиты, сланцы, известняки), K_1en — эндондинская свита (конгломераты, песчаники, алевролиты), K_1hs — хысехинская свита (трахибазальты, их туфы, туффиты, конгломераты, гравелиты, песчаники), $J_{2-3}ud$ — удинская свита (липариты, трахилипариты, их туфы, перлиты, трахиты), PZ_3-MZ_1 — нерасчлененные отложения (трахибазальты, ортофиры, фельзиты, трахитовые порфиты, туфоконгломераты), E_3-Ois — иташинская свита (пестроцветные конгломераты, гравелиты, алевролиты, глинистые сланцы, известняки), $E_{1-2}him$ — химгильдинская свита (аркозовые и кварцевые песчаники, гравелиты, алевролиты, песчаники, конгломераты, прослои известняков туфов), $E_{1-2}ol$ — ольдинская свита (туфы и лавы андезитовых, известняки), PR_1tl — талинская свита (биотитовые, роговообманковые, гранатовые кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, прослои известняков и кварцитов)

Интрузивные комплексы: $\xi\pi T-Jk$ — куналейский; γP_2s — соготинский вулканоплутонический, $\gamma_3 PZ_3b$ — бичурский, 3-я фаза, $\gamma \xi PZ_3$ — бичурский, 2-я фаза, $\gamma_2 PZ_3b$ — бичурский, 2-я фаза, $\gamma_2 PZ_1v$ — витимканский, 2-я фаза, $\gamma_1 PZ_1v$ — витимканский, 1-я фаза, $v\delta PZ_1at$ — атарханский, $\gamma_1 PR_3b$ — баргузинский, 1-я фаза

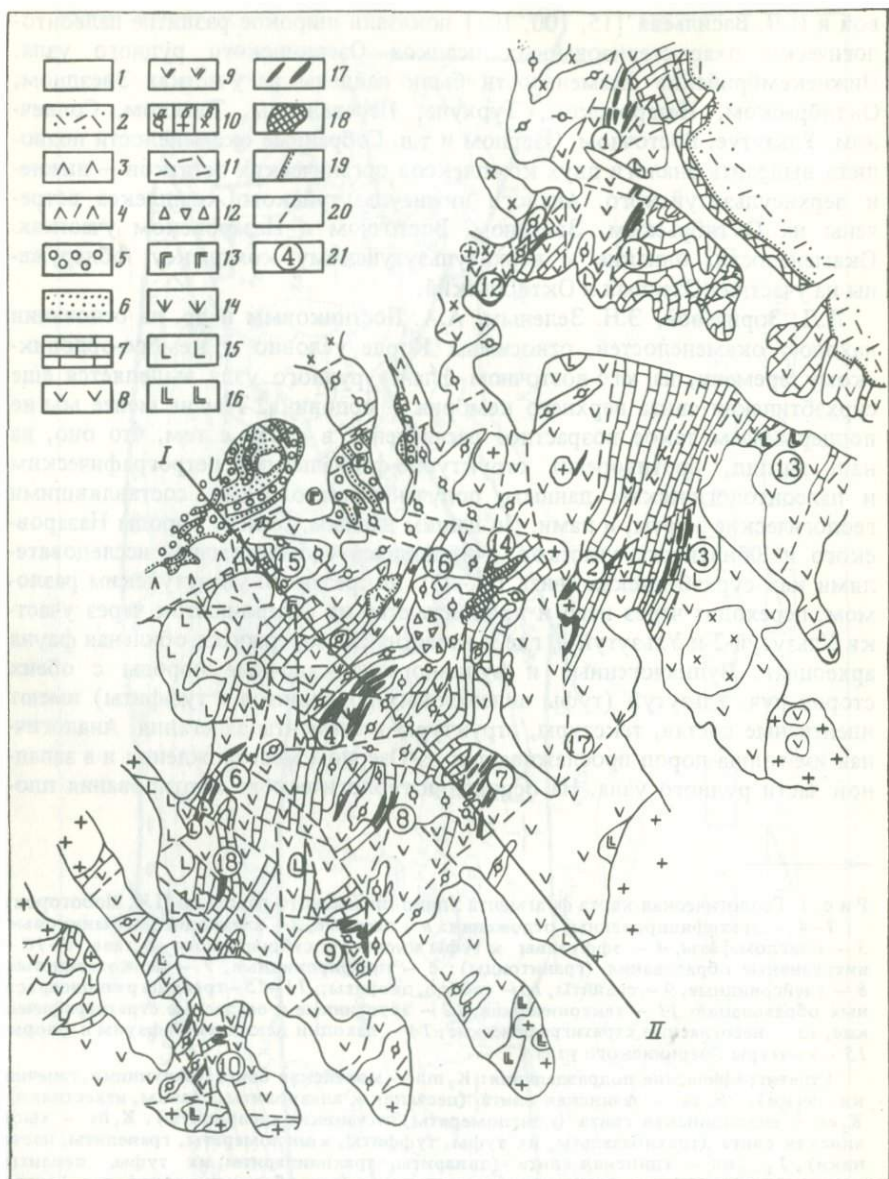


Рис. 2. Геологическая карта Озернинского рудного узла; составили Д.И. Царев, А.П. Фирсов с использованием материалов М.А. Нефедьева, Л.Л. Зоричевой, Г.И. Дорошкевич, Р.С. Тарасовой, А.С. Мартоса, В.А. Варламова, А.Н. Донца, Т.Т. Кузнецовой и др.

1–9 – стратифицированные породы: 1 – четвертичные отложения; верхний палеозой – мезозой: 2 – ортофиры и их туфы, 3 – трахиандезиты, 4 – туфы смешанного состава, 5 – конгломераты базальные с галькой интрузивных пород, 6 – аркозовые и сероцветные песчаники; нижний кембрий, олдындинская свита: 7 – известняки органогенные и хемогенные с прослоями туфов и туффитов, 8 – туфы, туффиты и лавы андезитовых, андезито-базальтовых и, редко, базальтовых порфиров с про-

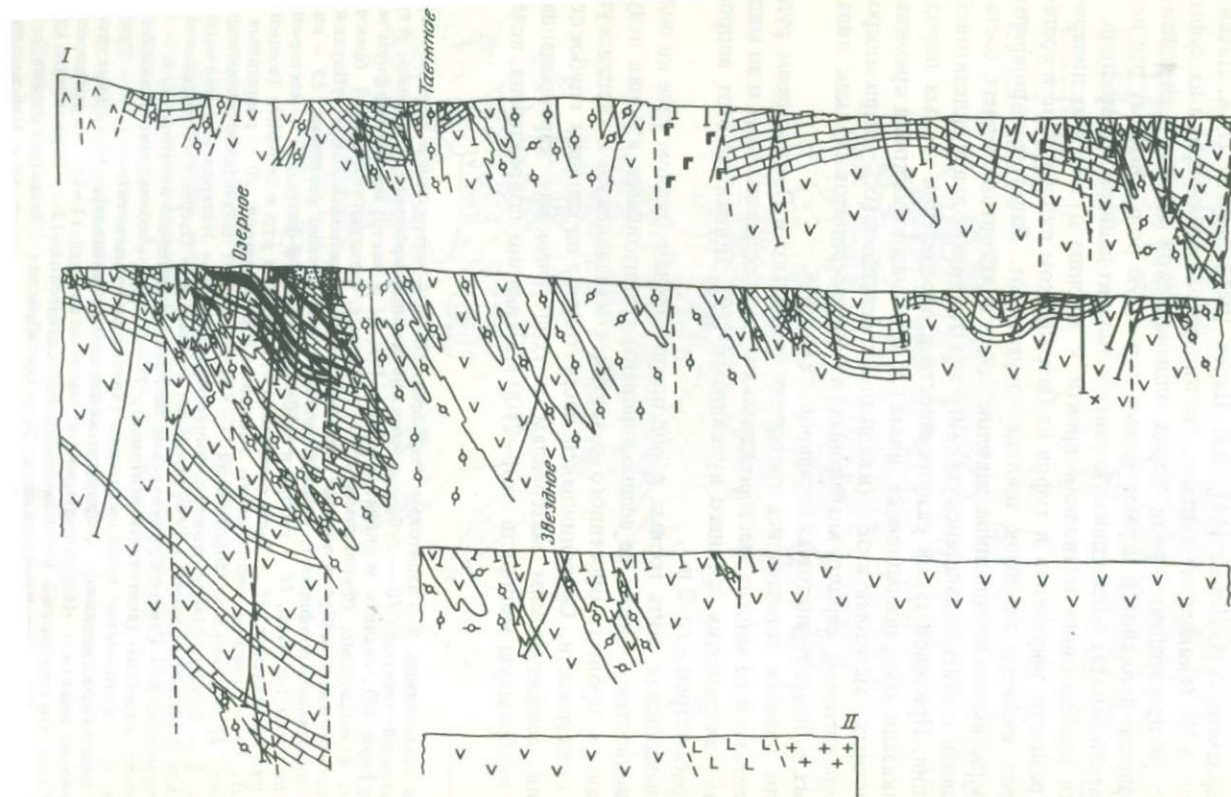
щадя рудного узла имеются основания для вывода, что рудовмещающая толща и олдындинская свита разновозрастны. Однако в составе олдындинской свиты ранее всеми исследователями выделялись липаритовые порфиры и их туфы. Одни из них отводят липаритовым порфирам более скромное, чем андезитовые порфириты и их туфы, место и олдындинскую свиту относят к андезито-дацитово-формации (В.Т. Беличенко [8], В.А. Варламов, А.И. Донец [14], Д.И. Царев [94]), другие (Б.А. Литвиновский, А.Н. Занвилевич) считают, что липаритовые порфиры и их туфы широко распространены среди пород олдындинской свиты, а андезитовые разности вулканитов играют весьма скромную роль, поэтому эти исследователи относят олдындинскую свиту к липарит-дацитовой формации.

Наши исследования позволили прийти к мнению о том, что липаритовые разности эффузивов и туфов на Озернинском рудном узле в составе пород нижнего палеозоя вообще отсутствуют. Дацитовые порфиры и их туфы имеют подчиненное значение среди вулканитов среднего состава. В связи с этим олдындинскую свиту мы относим к дацит-андезитовой формации. Причиной такой разноречивости в определении горных пород, как показали наши исследования, является ошибочная трактовка кремнево-щелочных метасоматитов (кварц-альбит-серицитовых, кварц-микроклин-серицитовых, серицит-альбитовых и кварц-серицитовых) как липаритовых и липарит-дацитовых порфиров и их туфов.

Такие ошибки совершались геологами не только в Озернинском рудном узле, но и на многих месторождениях полезных ископаемых и во многих районах развития древнего вулканизма [19]. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен в гл. 2 и 3.

Олдындинская свита горных пород представлена в рудном узле не полной мощностью — низы ее ассимилированы гранитоидами, а верхи денудированы в процессе орогенного развития в каледонскую и герцинскую фазы складчатости. Сохранившаяся часть толщи, по данным глубокого бурения, геофизическим материалам и геологическому картированию, имеет наибольшую мощность 2500—2700 м. Нами она подразделена, вслед

слоями известняков, 9 — дацитовые порфиры; 10—20 — интрузивные породы: верхний палеозой-мезозой: 10 — субвулканические флюидопорфиры (а), граниты и гранит-порфиры (б), сиениты и сиенит-порфиры (в), 11 — экстрезивные порфиры массивные, флюидальные, сферидные, 12 — жерловые (предположительно) брекчии, 13 — субщелочные габбро-долериты; средний-верхний палеозой: 14 — субвулканические диабазовые порфириты; нижний палеозой, атарханский комплекс: 15 — кварцевые диориты 2-й фазы, 16 — габбро и габбро-диориты 1-й фазы, 17 — месторождения и рудопроявления, 18 — зоны окисления сульфидных руд и сидерита (железные шляпы), 19 — границы несогласного залегания горных пород, 20 — разрывные нарушения; 21 — номера месторождений: 1 — Ульзутуйское-1 колчеданно-полиметаллическое, 2 — Солонго-Магнетитовое цинково-железное, 3 — Назаровское колчеданно-цинковое с магнетитовыми и гематитовыми телами, 4 — Озерное колчеданно-полиметаллическое, 5 — Северо-Гурвунурское железное (апатит-магнетитовое), 6 — Гурвунурское железное (апатит-магнетитовое), 7 — Звездное колчеданно-полиметаллическое, 8 — Аришинское медно-железное (халькопирит-магнетитовое), 9 — Гундуйское медно-барит-железное (барит-халькопирит-магнетитовое), 10 — Турхульское медно-барит-железное (барит-халькопирит-магнетитовое); 11—18 — рудопроявления: 11 — Ульзутуйское-2 колчеданно-полиметаллическое, 12 — Горхонское магнетитовое, 13 — Юбилейное магнетитовое, 14 — Октябрьское ("железная шляпа"), 15 — Таежное ("железная шляпа"), 16 — Васильевское колчеданное, 17 — Майское магнетитовое, 18 — Солнечное полиметаллическое; I—II — разрез



Р и с. 3. Разрез (см. рис. 2) Озеринского рудного узла через Озерное месторождение; составили Д.И. Царев, А.П. Фирсов

Усл. обозначения те же, что и на рис. 2

Таблица 1
Структурно-минералогическая характеристика эффузивных пород
олдындинской свиты

Порода	Структура	Порфи- ровые выде- ления	Основная масса	Вторичные минералы		Аксессуар- ные мине- ралы
				по порфи- ровым вкраплен- никам	по основ- ной массе	
Андезито- базальто- вые, анде- зитовые и андезито- дацитовые порфириты	Порфи- ровая, сери- ально-пор- фировая	Плагиноклаз (андезин- олигоклаз), пироксен (авгит)	Гиалопили- товая, пи- лотаксито- вая	Соссорит, альбит, <i>КПШ</i> , маг- нетит, хло- рит, каль- цит, сери- цит	Хлорит, альбит, карбонат, эпидот, се- рицит, пре- нит, магне- тит, пирит	Сфен, апа- тит, магне- тит
Дациты	То же	Плагиноклаз (олигоклаз)	Пилотакси- товая, мик- ролитовая, фельзито- вая	Альбит, <i>КПШ</i> , сери- цит, хло- рит, кварц	Хлорит, альбит, карбонат, серицит, эпидот, магнетит, пирит	Апатит, магнетит

за Р.С. Тарасовой и др. [75], на две подсвиты: нижнюю — существенно вулканогенную и верхнюю — существенно осадочную.

Нижняя подсвита ($\text{Є}_1\text{ol}_1$) представлена андезитовыми порфиритами и их туфами, дацитовыми порфиритами и их туфами, туффитами на терригенном и карбонатном цементе и прослоями известняков. Наблюдаемая мощность ее в юго-восточном крыле составляет около 2500 м. Основной объем подсвиты слагают туфы андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов. Дацитовые порфиры и их туфы имеют подчиненное значение и располагаются в основном в верхах этой подсвиты. Туффиты и прослои известняков лежат в верхах толщи и являются переходным звеном от нижней подсвиты к верхней. В составе дацитовых порфиров встречен поток игнимбритов тоже дацитового состава. Среди известняков имеются углистые, глинистые и переходные к туффитам разности.

Андезито-базальтовые, андезитовые и андезито-дацитовые порфириты и их туфы имеют зеленокаменную фазу состояния с соответствующим набором вторичных минералов этой фазы: карбонатом, хлоритом и альбитом по плагиноклазу среднего состава. Туфы по крупности обломков представлены от агломератовых (редко) и псефитовых до псаммитовых и алевроитовых разностей. Петрографический состав и данные химического анализа этих пород помещены в табл. 1 и 2. Туфы дацитовых порфиров имеют лилово-серый и зеленовато-серый цвет, те же, что и андезитовые вулканыты, вторичные изменения. Петрохимические данные помещены в табл. 3.

Туффиты представлены различными гранулометрическими разностями — от псефитовых до пелитовых. Текстура их от грубо- до тонкослоистой. Обломки вулканогенных пород представлены андезитовыми пор-

Т а б л и ц а 2
Химический состав магматических горных пород Озернинского рудного узла

Компоненты	Эффузивные и проклатические породы ольдиндинской свиты									
	Андезитовые и андезито-базальтовые порфириты									
	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	35/0**	106-102	397-170	C-6-91	C-17-247,7	C-17 ^a -61,6	C-58-262,5	C-58-199,5	C-59-27	C-987-20
SiO ₂	55,31	48,96	50,44	55,80	55,80	57,52	54,60	55,06	54,28	54,50
TiO ₂	0,88	0,81	1,07	0,91	1,19	1,19	0,67	0,72	1,16	1,03
Al ₂ O ₃	17,02	16,48	13,46	16,54	13,80	14,25	14,23	13,36	16,03	18,62
Fe ₂ O ₃	8,40	3,16	3,06	2,25	1,16	1,69	4,05	6,32	5,88	6,27
FeO	3,14	6,24	5,42	6,13	7,84	8,37	1,93	1,59	5,34	4,49
MnO	0,09	0,19	0,72	0,23	0,14	0,12	0,20	0,43	0,12	0,12
MgO	1,20	4,85	2,86	4,80	5,72	5,34	2,32	3,44	2,70	3,67
CaO	0,43	4,81	6,13	1,81	3,91	2,26	8,90	7,70	4,87	1,26
Na ₂ O	1,22	6,41	0,86	5,75	3,15	3,15	3,33	2,60	6,57	6,00
K ₂ O	7,40	0,25	3,84	0,54	0,80	0,78	4,00	2,50	0,60	1,70
P ₂ O ₅	0,18	0,09	0,12	0,17	0,31	0,24	0,11	0,14	0,16	0,16
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	3,75	7,99	—	—	—	—	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.л.п.	4,85	7,38	11,44	4,48	5,68	4,58	5,23	5,43	2,57	2,30
Σ	100,12	99,63	99,42	99,45	99,50	99,51	99,57	99,29	100,28	100,12

Таблица 2 (продолжение)

Компоненты	Эффузивные и пирокластические породы ольдындинской свиты									
	Андезитовые и андезито-базальтовые порфиристы									
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
	С-978-И	С-63-5	П-45/1	С-6-24,8	С-1-Б	С-35-223,0	С-5-71,5	С-13-Б	С-150-34,3	С-150-56,2
SiO ₂	52,20	55,08	54,57	52,60	55,36	65,58	44,80	61,50	60,50	52,40
TiO ₂	0,90	1,34	1,08	1,30	1,27	0,76	1,80	0,76	1,30	1,12
Al ₂ O ₃	19,00	14,87	19,24	18,76	15,65	12,27	14,46	10,66	15,26	16,11
Fe ₂ O ₃	0,99	3,01	2,46	3,07	4,00	3,49	4,16	0,34	4,18	5,49
FeO	8,49	5,80	5,99	1,56	3,40	1,62	5,59	5,76	3,25	1,95
MnO	0,25	0,17	0,14	0,23	0,20	0,14	0,34	0,15	0,10	0,11
MgO	6,88	3,70	3,48	3,82	3,30	1,98	4,57	3,60	2,62	1,41
CaO	1,55	7,15	3,39	5,02	4,48	6,00	8,75	7,91	4,54	8,35
Na ₂ O	5,25	6,01	3,66	4,44	4,00	2,50	3,00	3,25	4,00	7,00
K ₂ O	1,04	0,46	1,57	3,56	2,45	2,77	1,35	1,20	2,40	0,60
P ₂ O ₅	0,12	0,22	0,12	0,20	0,29	0,29	0,68	0,10	0,30	0,27
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	3,18	—	0,09	0,06
CO ₂	—	—	—	—	—	—	6,78	—	—	—
SO ₃	—	—	0,10	0,35	1,54	—	—	0,06	0,27	0,38
П.п.п.	3,29	1,60	3,34	3,02	3,95	—	—	—	1,73	5,00
Σ	99,97	99,41	99,32	100,48	99,89	100,24	100,10	97,45	100,27	99,87

Таблица 2 (продолжение)

Компоненты	Эффузивные и пирокластические породы олдындинской свиты		Субвулканические породы							
	Андезитовые и андезитобазальтовые порфиры		Диабазовые порфиры							
	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
	C-145-115,6	C-145-124,0	ША-4	ША-6	ША-9	ША-10	ША-5	C-291-164	C-6-24	C-305-31
SiO ₂	56,26	58,98	44,80	46,70	46,80	46,30	48,30	46,52	47,64	40,22
TiO ₂	1,12	1,21	0,75	0,80	0,76	0,80	0,80	0,94	1,09	1,09
Al ₂ O ₃	15,0	13,49	14,30	16,40	16,00	15,50	15,80	15,92	15,45	16,62
Fe ₂ O ₃	4,08	3,87	2,79	4,63	3,10	3,80	3,50	2,76	3,08	1,86
FeO	1,55	5,20	6,95	5,65	7,24	4,69	6,22	6,94	6,43	7,80
MnO	0,09	0,11	1,49	0,14	0,70	0,19	0,22	0,24	0,18	0,29
MgO	3,28	4,87	8,74	7,84	7,64	7,08	7,40	8,91	7,66	10,08
CaO	7,07	6,00	7,97	10,60	10,50	13,48	10,35	9,74	10,83	9,51
Na ₂ O	4,50	2,00	1,32	2,48	2,40	2,36	2,36	3,30	3,50	1,98
K ₂ O	3,25	0,91	0,05	0,34	0,42	0,24	0,19	0,30	0,49	0,42
P ₂ O ₅	0,21	0,25	0,12	0,29	0,18	0,14	0,12	0,14	0,16	0,20
H ₂ O	0,14	0,11	1,38	0,24	0,28	0,10	4,00	0,11	—	0,08
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SO ₃	—	—	0,20	0,03	0,21	0,08	0,19	—	0,04	0,04
П.п.п.	3,45	2,94	8,46	3,74	3,94	5,68	4,06	2,99	3,55	9,89
Σ	100,00	99,94	99,32	99,88	99,72	100,44	99,51	99,73	100,10	100,08

Таблица 2 (продолжение)

Компоненты	Субвулканические породы			Дайковый комплекс					
	Диабазовые порфиры			Сиенит-порфиры и граносиенит-порфиры					
	31	32	33	34	35	36	37	38	39
	C-292-101	C-297-110	C-299-50	10/9	35-100	35-102 ^a	31-128	31-133 ^a	31-179
SiO ₂	43,78	45,94	45,96	65,22	74,50	65,92	62,60	61,34	59,66
TiO ₂	0,98	1,03	0,97	0,46	0,28	0,68	1,08	1,10	1,06
Al ₂ O ₃	15,94	15,22	15,42	13,72	12,82	11,71	15,14	15,90	14,76
Fe ₂ O ₃	5,63	4,55	4,67	0,90	0,05	0,50	2,86	1,79	0,97
FeO	6,31	6,49	7,48	5,13	1,48	3,54	2,15	2,19	5,05
MnO	0,32	0,23	0,20	0,09	0,07	0,37	0,09	0,10	0,19
MgO	6,50	9,42	7,90	1,45	0,05	0,18	1,10	1,20	1,15
CaO	10,28	10,71	9,65	2,25	0,53	1,78	2,32	3,08	2,16
Na ₂ O	3,35	3,40	3,70	3,86	4,60	0,05	3,87	4,60	4,29
K ₂ O	0,89	0,65	0,71	3,74	3,20	9,40	3,56	2,68	2,45
P ₂ O ₅	0,14	0,14	0,14	0,13	0,02	0,01	0,25	0,30	0,25
H ₂ O	0,11	—	0,05	2,10	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	0,97	1,24	3,64	2,66	3,31	6,25
SO ₃	—	—	—	0,01	—	—	—	—	—
П.п.п.	3,21	0,95	4,09	3,03	1,81	5,35	4,55	5,12	7,42
Σ	99,40	98,73	100,94	99,98	99,51	99,49	99,57	99,32	99,41

Таблица 2 (продолжение)

Компоненты	Дайковый комплекс									
	Сиенит-порфиры и граносиенит-порфиры									
	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49
	35-99 ^б	361-38 ^б	361-39 ^б	106-33 ^б	106-35	340-130 ^б	340-130,5	340-131 ^б	340-134	340-136 ^а
SiO ₂	72,26	66,00	64,32	69,00	77,46	65,30	61,96	64,84	63,52	56,38
TiO ₂	0,28	0,44	0,47	0,23	0,17	0,93	0,94	0,98	0,95	0,99
Al ₂ O ₃	13,06	14,26	14,26	14,38	10,74	14,65	14,87	14,87	14,76	15,20
Fe ₂ O ₃	0,49	0,07	0,77	0,97	0,34	0,42	0,59	0,56	0,35	0,50
FeO	1,45	1,68	1,70	1,45	1,15	2,84	4,15	2,62	2,64	4,23
MnO	0,08	0,19	0,27	0,16	0,08	0,07	0,11	0,08	0,12	0,16
MgO	0,05	0,35	0,25	0,47	0,36	0,77	1,08	0,73	0,83	0,93
CaO	0,45	0,40	0,25	0,68	0,20	1,90	2,35	3,13	4,06	4,81
Na ₂ O	1,76	0,28	0,30	3,52	4,95	4,71	4,36	4,04	4,18	5,11
K ₂ O	8,90	13,40	15,00	3,88	1,38	1,63	1,78	1,78	2,63	2,33
P ₂ O ₅	0,02	0,05	0,16	0,01	0,01	0,25	0,26	0,23	0,23	0,27
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	1,79	1,46	1,35	1,68	1,02	3,20	5,82	3,86	4,51	6,36
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	1,12	2,71	2,23	4,82	2,51	6,04	6,77	5,62	5,42	8,94
Σ	99,92	99,83	99,98	99,57	99,35	99,51	99,22	99,22	99,69	99,85

4941

Таблица 2 (продолжение)

Компоненты	Дайковый комплекс								
	Сиенит-порфиры и граносиенит-порфиры					Плагиипорфиры			
	50	51	52	53	54	55	56	57	58
	1000-195	30-445	30-450	84-10	77/0	163 ^б -761	163 ^б -778	163 ^б -846,5	31-80
SiO ₂	73,88	54,12	69,72	70,00	54,30	66,6	65,20	64,80	63,84
TiO ₂	0,16	0,52	0,21	0,46	0,99	0,98	0,98	0,57	0,98
Al ₂ O ₃	13,00	14,20	11,56	13,75	17,60	16,16	15,26	17,03	14,72
Fe ₂ O ₃	0,67	1,55	0,59	1,34	2,95	2,66	1,97	0,79	1,99
FeO	1,70	5,45	3,80	1,82	2,56	2,01	2,27	2,57	2,68
MnO	0,06	0,50	0,13	0,03	0,13	0,07	0,07	0,09	0,08
MgO	0,26	1,30	1,44	0,60	1,72	0,07	0,71	0,72	0,78
CaO	0,54	7,13	1,64	1,08	6,90	2,47	2,99	1,89	2,39
Na ₂ O	3,88	4,06	5,41	2,91	4,46	4,93	3,80	4,25	4,82
K ₂ O	4,91	1,76	0,32	5,30	1,28	4,23	3,99	4,40	3,85
P ₂ O ₅	-	0,09	0,03	0,09	0,20	0,12	0,12	0,09	0,27
H ₂ O	-	3,60	2,10	1,70	-	-	-	-	-
CO ₂	0,23	5,08	2,48	0,11	1,22	-	-	-	-
SO ₃	-	-	-	-	-	-	0,15	0,31	0,48
П.п.п.	1,08	8,64	4,54	2,20	6,28	1,79	1,79	2,25	2,70
Σ	100,09	99,26	99,39	99,58	99,37	100,59	98,70	99,76	100,57

Таблица 2 (продолжение)

Компоненты	Дайковый комплекс									
	Трахидолериты									
	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68
	340-39	340-40 ^а	31-168,5	31-170 ^а	340-36 ^б	55-111	55-115	55-118	55-119	55-125
SiO ₂	48,92	45,62	47,08	44,68	45,96	49,70	48,08	46,26	46,54	48,24
TiO ₂	2,15	2,21	2,04	2,08	2,07	1,88	1,89	1,80	1,90	1,84
Al ₂ O ₃	14,87	15,39	15,39	15,73	14,65	15,88	15,82	14,82	14,32	15,04
Fe ₂ O ₃	4,59	5,04	1,33	0,86	4,93	4,68	4,80	3,49	1,46	3,76
FeO	5,36	5,67	7,32	9,02	6,05	5,24	5,62	6,54	8,47	6,40
MnO	0,16	0,19	0,18	0,24	0,24	0,23	0,15	0,21	0,22	0,21
MgO	3,30	3,42	2,82	2,72	3,95	2,65	3,58	3,34	3,12	2,98
CaO	5,94	6,21	5,94	4,68	6,30	7,13	6,43	7,02	5,35	7,40
Na ₂ O	3,52	3,32	3,24	3,02	3,59	3,62	3,66	3,32	3,59	4,39
K ₂ O	3,00	3,16	2,93	2,85	2,68	2,38	2,43	2,78	2,95	2,03
P ₂ O ₅	0,46	0,45	0,46	0,48	0,45	0,54	0,50	0,44	0,42	0,46
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	3,64	4,29	7,45	8,43	4,84	2,77	3,25	6,14	7,12	3,31
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	6,85	8,77	10,55	12,20	8,30	5,48	6,60	0,37	10,89	6,54
Σ	99,12	99,45	99,28	99,56	99,17	99,41	99,56	99,39	99,25	99,29

Таблица 2 (окончание)

Компоненты	Дайковый комплекс								
	Трахидолериты								
	69	70	71	72	73	74	75	76	77
	55-126	55-127	55-128	55-129	262-137	262-139 ^a	315/0	316/0	361-39 ^a
SiO ₂	39,08	43,84	40,28	44,54	42,28	40,32	45,14	44,48	42,66
TiO ₂	1,69	1,89	2,06	1,95	1,93	1,79	1,98	2,12	1,86
Al ₂ O ₃	12,56	15,06	15,06	13,46	15,22	15,33	14,81	16,10	14,25
Fe ₂ O ₃	0,80	2,26	0,03	0,02	3,02	0,71	1,40	6,53	1,45
FeO	8,80	7,47	9,96	10,76	6,87	9,88	8,04	5,46	12,23
MnO	0,22	0,21	0,23	0,16	0,19	0,27	0,25	0,25	0,70
MgO	2,89	3,22	3,43	2,47	3,98	4,55	2,33	6,06	2,00
CaO	6,73	8,01	6,50	5,73	9,73	8,48	5,57	7,28	3,01
Na ₂ O	4,22	4,56	3,76	3,04	3,12	3,34	3,88	3,50	2,76
K ₂ O	2,93	3,04	2,25	2,00	0,95	0,79	3,36	0,70	4,54
P ₂ O ₅	0,41	0,46	0,45	0,42	0,57	0,58	1,87	0,66	0,43
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	6,70	7,12	10,06	8,86	8,21	9,70	7,48	1,60	8,76
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	19,36	9,77	15,11	14,60	11,55	13,41	11,58	6,34	13,18
Σ	99,69	99,69	99,12	99,22	99,38	99,37	100,21	99,45	99,07

*Порядковый номер анализа.

**Номер проб.

В табл. 2 и 3 анализы 1-3, 23-77 — данные авторов; 4-6 — по В.А. Бречалову (1979); 7-8 — по Л.Л. Зоричевой (1984); 9 — по Г.Г. Русину (1969); 10-13 — по Б.А. Литвиновскому (1985); 14-16, 18 — по Цыденовой (1969); 17 — по Лисицыну (1970); 19-22 — по Б.К. Виноградову (1973).

Таблица 3. Числовые характеристики изверженных пород

Параметр	Андезитовые и андезито-базальтовые порфиры										
	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	85/0**	106-102	397-170	C-6-91	C-17-247,7	C-17 ^a -61,6	C-58-262,5	C-58-199,5	C-59-27	C-987-20	C-978-11
<i>a</i>	13,6	15,5	8,5	13,4	8,5	8,1	13,7	9,9	15,5	15,4	12,4
<i>c</i>	0,6	4,1	6,1	2,2	5	2,7	3,1	4,5	3,1	1,5	1,8
<i>b</i>	21	20,3	18	20,4	19,6	23,7	17,9	19,1	17,8	21,5	28,1
<i>s</i>	64,8	60,1	67,4	64	66,9	65,5	65,3	66,5	63,6	61,6	57,7
<i>f'</i>	50	46	54	39	45	40	31	40	70	44	31
<i>m'</i>	10	43	31	40	51	37	23	32	18	28	40
<i>c'</i>	—	11	14	—	—	—	46	28	12	—	—
<i>n</i>	19	97	26	96	85	85	56	61	95	84	88
<i>a'</i>	40	—	—	21	4	23	—	—	—	28	29
γ^{***}	0,59	0,66	0,41	0,6	0,44	0,43	0,69	0,53	0,71	0,63	0,51

Параметр	Андезитовые и андезито-базальтовые порфиры		Диабазовые порфиры								
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
	C-63-5	П-45/1	ША-4	ША-6	ША-9	ША-10	ША-5	C-281-164	C-6-24	C-305-31	C-292-101
<i>a</i>	13,8	10,6	3,3	6,2	6,2	5,8	5,7	7,8	8,5	5,5	9,3
<i>c</i>	3	4,8	9	8,4	8,1	5,1	1,1	7,1	6,3	9,7	6,8
<i>b</i>	20,1	21,2	29,9	29	29,1	33,1	34,8	29,9	29,3	32,7	29,9
<i>s</i>	63,1	64	57,8	56,4	56,6	56,0	58,4	55,2	55,9	52,1	54
<i>f'</i>	41	38	39	34	37	25	28	31	31	32	39
<i>m'</i>	31	28	55	48	47	38	38	52	45	58	39
<i>c'</i>	28	—	6	18	16	37	35	17	24	10	22
<i>n</i>	97	78	95	93	91	95	95	95	92	89	84
<i>a'</i>	—	33	—	—	—	—	—	—	—	—	—
γ^{***}	0,7	0,4	0,16	0,27	0,27	0,27	0,26	0,36	0,4	0,22	0,41

Таблица 3 (продолжение)

Параметр	Диабазовые порфириты		Сиенит-порфиры и граносиенит-порфиры								
	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
	C-297-110	C-299-50	10/9	35-100	35-102 ^a	31-128	31-133 ^a	31-179 ^a	35-99 ^б	361-38 ^б	361-39 ^б
<i>a</i>	8,3	9,3	13,9	14,2	14,4	14,3	14,9	12,8	16,5	19,6	19,8
<i>c</i>	6	5,7	2,3	0,7	1	2,9	3,9	2,6	0,5	1,1	2,8
<i>b</i>	33	31,2	8,7	2,8	6	7,7	6,2	9,3	2	2	1,3
<i>s</i>	52,7	53,8	75,1	82,3	78,6	75,1	75	75,3	81	77,3	76,1
<i>f'</i>	31	37	66	57	73	62	64	62	87	46	<i>n'</i> = 42
<i>m'</i>	48	44	28	5	6	25	35	20	6	29	32
<i>c'</i>	21	19	6	—	21	—	1	—	—	25	26
<i>n</i>	89	90	62	69	1	62	72	73	24	3	14
<i>a'</i>	—	—	—	38	—	13	—	17	13	—	—
γ^{***}	0,41	0,45	0,75	0,86	0,88	0,68	0,66	0,65	0,92	1,06	1,17

Параметр	Сиенит-порфиры и граносиенит-порфиры										
	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44
	106-33 ^б	106-35	340-130 ^б	340-130,5	340-131 ^б	340-134	340-136 ^a	1000-195	30-445	30-450	84-10
<i>a</i>	13,2	12,6	13	12,9	12,3	13,7	15,8	15,2	12,6	12,3	14,1
<i>c</i>	0,9	0,3	2,4	3	4	3,5	3,2	0,7	4,2	1,6	1,4
<i>b</i>	7,5	2,6	7,4	8,9	5,3	6,3	9,9	2,8	14,4	7	4,2
<i>s</i>	78,4	84,5	77,2	75,2	78,4	76,5	71,1	81,3	68,8	79,1	80,3
<i>f'</i>	32	53	49	54	62	50	50	77	46	60	66
<i>m'</i>	10	23	17	22	24	25	17	14	17	35	24
<i>c'</i>	—	—	—	—	—	25	33	—	37	5	—
<i>n</i>	58	85	82	79	77	71	78	55	79	97	47
<i>a'</i>	58	25	34	24	14	—	—	9	—	—	10
γ^{***}	0,68	0,42	0,64	0,61	0,59	0,66	0,71	0,91	0,60	0,79	0,82

Т а б л и ц а 3 (продолжение)

Параметр	Сиенит-порфиры и граносиенит-порфиры	Плагипорфиры					Трахидолериты					
	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	
	77/0	163 ^б -761	163 ^б -778	163 ^б -846,5	31-80	340-39	340-40 ^а	31-168,5	31-170 ^а	340-36 ^б	55-111	
<i>a</i>	12,8	15,9	14,4	15,8	16,3	13,2	13,4	13,1	12,7	13	12,3	
<i>c</i>	6,6	3	3,3	2,3	1,9	4,4	4,9	5,4	6,7	4,4	5,5	
<i>b</i>	11,8	4,4	5,7	7	6,8	19,7	21,2	18,1	18,7	22,6	18,8	
<i>s</i>	68,8	76,7	76,6	74,9	75	62,7	60,5	63,4	61,9	60	63,4	
<i>f'</i>	48	98	70	47	64	51	53	53	61	49	53	
<i>m'</i>	27	2	21	18	19	31	30	30	29	33	26	
<i>c'</i>	25	—	9	—	17	18	17	17	—	18	21	
<i>n</i>	84	61	59	59	66	64	61	63	61	66	70	
<i>a'</i>	—	—	—	35	—	—	—	—	10	—	—	
γ^{***}	0,49	0,72	0,70	0,69	0,81	0,60	0,58	0,55	0,51	0,60	0,53	

Параметр	Трахидолериты										
	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66
	55-115	55-118	55-119	55-125	55-126	55-127	55-128	55-129	262-137	262-139 ^а	315/0
<i>a</i>	12,7	12,5	14,2	13,5	16,5	15,7	13,9	12,2	9,6	10,2	15,5
<i>c</i>	5,3	4,8	3,9	4,2	2,1	3,3	5,2	4,6	7	7,1	3,7
<i>b</i>	20,3	21,4	18,7	21,3	25,2	23,8	23,2	21,2	25,5	26,4	19,3
<i>s</i>	61,7	61,3	63,2	61	56,2	57,2	57,7	62	57,7	56,3	61,5
<i>f'</i>	51	49	59	48	45	43	51	59	43	46	55
<i>m'</i>	33	29	22	25	24	25	30	23	31	34	24
<i>c'</i>	16	22	19	26	31	32	19	17	27	20	21
<i>n</i>	69	64	65	77	69	70	72	72	81	86	63
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
γ^{***}	0,54	0,56	0,64	0,62	0,8	0,7	0,57	0,57	0,41	0,42	0,67

Таблица 3 (окончание)

Параметр	Трахидолериты		Андезитовые и андезито-базальтовые порфириты								
	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77
	316/0	361-39 ^a	C-6-24,8	C-1-Б	C-35-223,0	C-5-71,5	C-13-Б	C-150-34,3	C-150-56,2	C-145-115,6	C-145-124,0
<i>a</i>	9,4	15,2	16	13	9,5	9,6	8,8	12,4	16,9	14,8	5,9
<i>c</i>	7,2	3,8	5	4,5	3,5	6,2	2,7	4,1	2,8	2,8	6,3
<i>b</i>	25,9	20,8	13	14,3	11,9	25	18,6	12,7	17,2	16,8	18,1
<i>s</i>	57,5	60,2	66	68,2	75,1	59,2	69,9	70,8	63,1	65,6	69,7
<i>f'</i>	47	77	36	50	39	42	31	53	40	31	47
<i>m'</i>	43	19	54	41	29	35	32	35	15	34	47
<i>c'</i>	10	3	10	9	32	23	37	11	45	35	6
<i>n</i>	89	48	65	71	57	77	80	72	95	68	76
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
γ^{***}	0,4	0,67	0,60	0,59	0,58	0,44	0,62	0,60	0,75	0,73	0,32

*Порядковый номер анализа.

**Номер проб.

***Щелочной модуль по И.В. Лучицкому.

фиритами, реже дацитовыми порфирами, а цементом служит алевритовый, пелитовый и хемогенный карбонатный материал иногда с примесью углистого вещества.

Верхняя подсвита (C-OI_2) сложена в основном известняками и туф-фиритами, содержащими слои туфов андезитовых порфиритов и дацитовых порфиров. Среди известняков имеются кластические разности разрушенных рифовых построек с фауной археоциат и ископаемых водорослей и хемогенные иногда с примесью углистого и глинистого вещества. Хемогенные известняки серые, но вторичными процессами они во многих местах отбелены, доломитизированы, анкеритизированы и сидеритизированы.

Туффиты такие же, как и в нижней подсвите, но известковистые разности здесь преобладают.

Мощность подсвиты ориентировочно оценивается в 2000 м.

Верхняя, существенно туффит-известняковая подсвита заключает в себе основную массу руды, в том числе Озерного месторождения.

Преобладание пирокластических фаций вулканических пород над эффузивными, широкое развитие вулканогенно-осадочных отложений, псаммито-алевритовой структуры — все это свидетельствует об удаленности нижнекембрийских вулканических центров от территории Озернинского рудного узла.

Характер вулканизма олдындинского времени, судя по петрохимическим показателям (см. табл. 3), можно считать островодужным.

Верхнепалеозойско-мезозойские отложения

Верхнепалеозойско-мезозойские отложения с отложениями олдындинской свиты контактируют по разрывным нарушениям и располагаются в опущенных блоках пород. Ранее их картировали как отложения цаганхунтейской свиты ($\text{T-J}_1\text{ch}$). Нами они расчленены на нижнюю, условно отнесенную к верхнему палеозою (PZ_3), и верхнюю толщ ($\text{PZ}_3\text{—MZ}$).

Верхнепалеозойская толща в рудном узле представлена трахиандезитовыми порфиритами и ортофирами.

Верхнепалеозойско-мезозойская толща ($\text{PZ}_3\text{—MZ}$) на изученной территории сложена базальными конгломератами с разнообразной галькой: пород олдындинской свиты, в том числе многих метасоматитов, сиенитов, сиенит-порфиров, граносиенитов, гранит-порфиров, кварцевых сиенитов, лейкократовых гранитов, одно- и двухполевошпатовых, трахиандезитовых порфиритов, кварцевых жил, ортофигов. Не встречены гальки диоритов, флюидопорфиров и даек долеритов.

Конгломераты переслаиваются с аркозовыми и сероцветными полевошпатовыми песчаниками и прорываются дайками плагиопорфиров и мелкими штоками габбро-долеритов.

ТЕКТНИКА

Озернинский рудный узел находится в пределах Курбино-Витимского внутригеосинклинального поднятия Саяно-Байкальской горной области. Рудоносный горст, зажатый региональными разломами в завершающий период активизации, граничит с северо-запада с Зазинской впадиной, вы-

полненной меловыми терригенными осадками, с юго-востока Еравнинской впадиной, сложенной юрскими и меловыми отложениями. Горст разбит серией разрывных нарушений на блоки различного размера и с различной амплитудой поднятия и опускания. В наиболее поднятых блоках обнажаются габбро и диориты атарханского комплекса (PZ_1) и гранитоиды верхнего палеозоя. На северных флангах сохранились от эрозии породы верхнепалеозойской и верхнепалеозойско-мезозойской толщ (см. рис. 1, 2).

Олдындинская свита собрана в умеренные по крутизне складки северо-восточного простирания и тоже нарушена разрывами северо-восточного, субмеридионального, северо-западного и субширотного направлений. Наиболее значительные по амплитуде перемещения дизъюнктивы северо-восточного простирания параллельны разрывным нарушениям генерального направления. Среди них выделяется Турхул-Гундуй-Назаровский разлом, по которому нижняя существенно вулканогенная подсвита олдындинской свиты ($\epsilon_1 - o_1$) поднята ориентировочно на высоту около 1500 м (см. рис. 2, 3).

В целом олдындинская свита в Озернинском рудном узле образует синклиналь, осложненную складками более высоких порядков.

В отдельных опущенных блоках сохранилась верхняя подсвита, представленная существенно карбонатными породами. Обычно это фрагменты синклинальных складок высоких порядков (см. рис. 3).

Наиболее опущенными блоками являются Озерный, Солонго-Назаровский, Ульзутуй-2-Карьерный. Скв. 32 глубиной 1600 м, пробуренная на Озерном месторождении, не вышла из пород верхней подсвиты ($\epsilon_1 o_2$), собранной здесь в пологую синклинальную складку с углами падения крыльев 20–40°. Ось этой складки со смещением в горизонтальном и вертикальном направлениях разломами различных ориентировок прослеживается на северо-восток — через Октябрьское рудопроявление и на юго-запад — через Солнечное месторождение.

Из срединных блоков наиболее поднятым является блок горы Длинной (западный фланг месторождения Солонго-Магнетитовое), продолжающийся на север в левый борт руч. Ульзутуй. Здесь с юга на север прослеживается цепь выходов гранитоидных тел.

Породы верхнепалеозойско-мезозойской толщи тоже разбиты на блоки дизъюнктивными нарушениями с различной амплитудой поднятия и опускания. Пликативные дислокации в них проявлены слабее, чем в олдындинской свите. Максимальные углы падения крыльев складок достигают 40°.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ ТОЛЩИ

Существует несколько схем интрузивного магматизма, предлагаемых для Озернинского рудного узла, опубликованных в различное время Р.С. Тарасовой и др. [75], В.А. Варламовым, Б.А. Литвиновским и А.Н. Занвилевич. Мы заимствовали данные этих авторов и внесли некоторые коррективы, согласно полученным новым фактам. В нашей интерпретации схема интрузивного магматизма выглядит следующим образом (табл. 4).

Таблица 4

Схема интрузивного магматизма Озернинского рудного узла

Комплексы	Возраст	Породы
Атарханский	PZ ₁	<i>Первая фаза.</i> Габбро пироксен-биотит-рого-вообманковые <i>Вторая фаза.</i> Кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты
Субвулканический	PZ ₂ – PZ ₃	Диабазовые порфиры
Дайковый	PZ ₂₋₃ ?	Андезитовые порфиры
Экструзивный	PZ ₃ ?	Кварцевые порфиры расслоенные, флюидално-сфероидные
Граносиенит-лейко-гранитовый	PZ ₃ ?	<i>Первая фаза.</i> Кварцевые сиениты биотит-рого-вообманковые <i>Вторая фаза.</i> Лейкократовые среднезернистые и порфиroidные граниты, гранит-порфиры
Дайковый	PZ ₃ – MZ	Кварцевые сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры
Флюидопорфировый субвулканический	PZ ₃ – MZ	Квари-плагиоклазовые риолито-дацитовые порфиры
Габбро-долеритовый	PZ ₃ – MZ	Трахидолериты (дайки), субщелочные габбро-долериты
Дайковый	MZ	Плагипорфиры, сиенит-порфиры

Горные породы олдындинской свиты претерпели региональный зеленосланцевый метаморфизм, который выразился в появлении вторичных минералов (хлорита, карбоната, альбита, серицита) в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах.

В стадию тектоно-магматической активизации в верхнем палеозое – мезозое горные породы претерпели блоковую тектонику, локальный катаклиз и расщепление, сопровождавшиеся внедрением и излиянием магмы, эксплозивным вулканизмом и широким развитием гидротермально-метасоматических процессов, преобразовавших вещественный состав, структуры и текстуры горных пород.

В периоды активизации произошло поднятие в верхние участки земной коры и излияние на поверхность основных магм и формирование вторичных очагов кислых магм. Вторичные очаги кислых магм дали массу интрузивных тел гипабиссальной и субвулканической фаций, служивших затем источниками тепла и проводниками трансмагматических растворов. Сопровождающий магматизм гидротермальный процесс произвел перераспределение вещества интрузивных образований и вмещающих их горных пород. Кремниевое-щелочному метасоматизму подверглись в большей степени породы фундамента олдындинской свиты, особенно вулканогенные и вулканогенно-осадочные. В них широко проявились процессы кислотного выщелачивания с выносом оснований и отложением их в известняках и известковистых туффитах, что породило сидеритовые и магнетит-гематитовые залежи, вкрапленные и массивные серные колчеданы, скарны и т.п. На месте выщелоченных пород среднего состава соформировались кремниевое-щелочные метасоматиты, похожие на кислые

эффузивные и пирокластические образования по минеральным ассоциациям, структурам и текстурам, но с неуравновешенным вещественным составом и метасоматическими парагенезисами минералов. По нашим данным, такие кремниво-щелочные метасоматиты постоянно принимаются за кислые дифференциаты основных магм и уводят генетические обоснования оруденения в сторону от действительности.

Горные породы чехла — верхнего палеозоя—мезозоя — вдоль разломов претерпели довольно интенсивное изменение: расщепление, катаклаз окварцевание, хлоритизацию и серицитизацию.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Озернинский рудный узел является довольно насыщенным оруденением участком земной коры. При площади в 300 км² в нем насчитывается 25 месторождений и рудопроявлений различных элементов. Это цинк, свинец, медь, барий, железо, фосфор, молибден и др.

Свинец и цинк. Наиболее интересным из всех месторождений рудного узла является Озерное колчеданно-полиметаллическое, расположенное в его центре. В северо-восточной части узла находится колчеданно-полиметаллическое месторождение Ульзутуй-1 и рудопроявление Ульзутуй-2, в 3 км к юго-востоку от Озерного установлено колчеданно-полиметаллическое месторождение Звездное, приуроченное, так же как и Озерное, и Ульзутуй-1, к выходу субвулканического тела флюидопорфиров. В нем установлено 14 рудных тел, сложных галенит-пирит-сфалеритовым агрегатом с сопутствующим магнетитом.

В 6 км к северо-востоку от Озерного расположено Назаровское месторождение. Оно приурочено к пачке скарнированных пород и выходу интрузивного тела кварцевых диоритов. Состав руд пирит-пирротин-сфалеритовый с халькопиритом, магнетитом и галенитом. Полиметаллические руды сопровождаются линзами магнетитовых, гематитовых и кварц-гематитовых руд.

Солнечное месторождение находится в 6 км к юго-западу от Озерного месторождения. В субмеридиальной зоне дробления установлено тело сфалерит-галенитовых руд.

Приблизительно в 3 км северо-восточнее Озерного месторождения размещается Октябрьское рудопроявление, приуроченное к тому же телу флюидопорфиров в известняках, что и Озерное месторождение. Оруденение представлено прожилками и вкрапленностью пирита, сопровождающейся небольшой примесью галенита и сфалерита.

В 2 км к северу от Озерного месторождения найдены жильные пиритовые руды с незначительной вкрапленностью сфалерита. Оруденение залегает в известняках близ контакта их с субвулканическим телом флюидопорфиров. Это рудопроявление названо Таежным.

Железо. Аришинское месторождение, расположенное в 2 км южнее Озерного, приурочено к зоне Аришинского разлома и к выходу тела флюидопорфиров. Состав руд карбонатно-магнетитовый, кварц-магнетитовый с халькопиритом.

Месторождение Гурвунур расположено в 4 км к юго-западу от Озерного месторождения. Приурочено к Субино-Гурвунурскому разлому

и цепочке выходов тел кварцевых диоритов атарханского комплекса. Оруденение представлено несколькими крутопадающими линзовидными телами, залегающими в зонах дробления, развитых по туфам, известнякам и кварцевым диоритам.

Месторождение Северный Гурвунур находится в 2 км северо-западнее от Озерного месторождения. Магнетитовые тела, крутопадающие, расположены в контакте известняков с туфами андезитовых порфиритов среди массы даек сиенит-порфиров и гранит-порфиров.

Месторождение Солонго-Магнетитовое находится в 5 км северо-восточнее Озерного месторождения. Месторождение вытянуто в субмеридиальном направлении на 7 км. С востока к нему примыкает Назаровское месторождение, к северу — Ульзутуй-2. Магнетитовые и сфалеритовые рудные тела приурочиваются к линзам скарнов среди карбонатных и туфогенных пород. Месторождение локализуется около верхнепалеозойской гранитоидной интрузии.

Медное и баритовое оруденение. Месторождение Гундуй находится в 4 км южнее Озерного. Приурочено к узлу пересечения Аришинской и Северо-Восточной зон разломов среди карбонатно-пирокластической толщи пород и к контакту субвулканического тела флюидопорфиров. Установлено несколько баритовых, халькопирит-барит-магнетитовых и медноколчеданных рудных тел.

Месторождение Турхул расположено в 7 км к югу от Озерного месторождения. Находится в мощной зоне Турхул-Гундуйского разлома около выходов мелких тел флюидопорфиров. Оруденение представлено вкрапленностью барита, халькопирита и пирита в кварц-анкеритовых метасоматитах, а также телами магнетитовых руд.

Фосфор. Повышенное содержание апатитов обнаружено в гурвунурских магнетитовых рудах и в измененных диоритах. Апатитсодержащие горные породы встречаются и на Северном Гурвунуре.

Молибден. Молибденовая минерализация (молибденит) обнаружена на месторождении Солонго-Магнетитовое. Она приурочена к грейзенированным гранитам и скарнам.

Глава 2

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

МАГМАТИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ

Возрастное взаимоотношение и генетическая связь оруденения с магматизмом уже с давних пор обсуждаются в печати с целью выяснения теоретических вопросов рудообразования и для решения практических задач при проведении геологоразведочных работ. Без решения этой проблемы не могут быть осуществлены объективные прогнозы и эффективные поиски и разведка большинства рудных месторождений.

Всем известен старый геологический принцип "что чего сечет, то того моложе". Принцип этот остается верным и надежным по сей день. А вот

выяснение истинного возрастного взаимоотношения "что чем пересекается" далеко не всегда легко выявляется и при недостаточно детальных исследованиях решается неверно.

В широко известной книге Х.М. Абдулаева "Дайки и оруденение" [1] дано заключение, что возрастное взаимоотношение даек и рудных тел устанавливается по видимому пересечению. Многолетние исследования данного вопроса убедили нас в том, что видимое пересечение нередко оказывается только видимым, а не истинным.

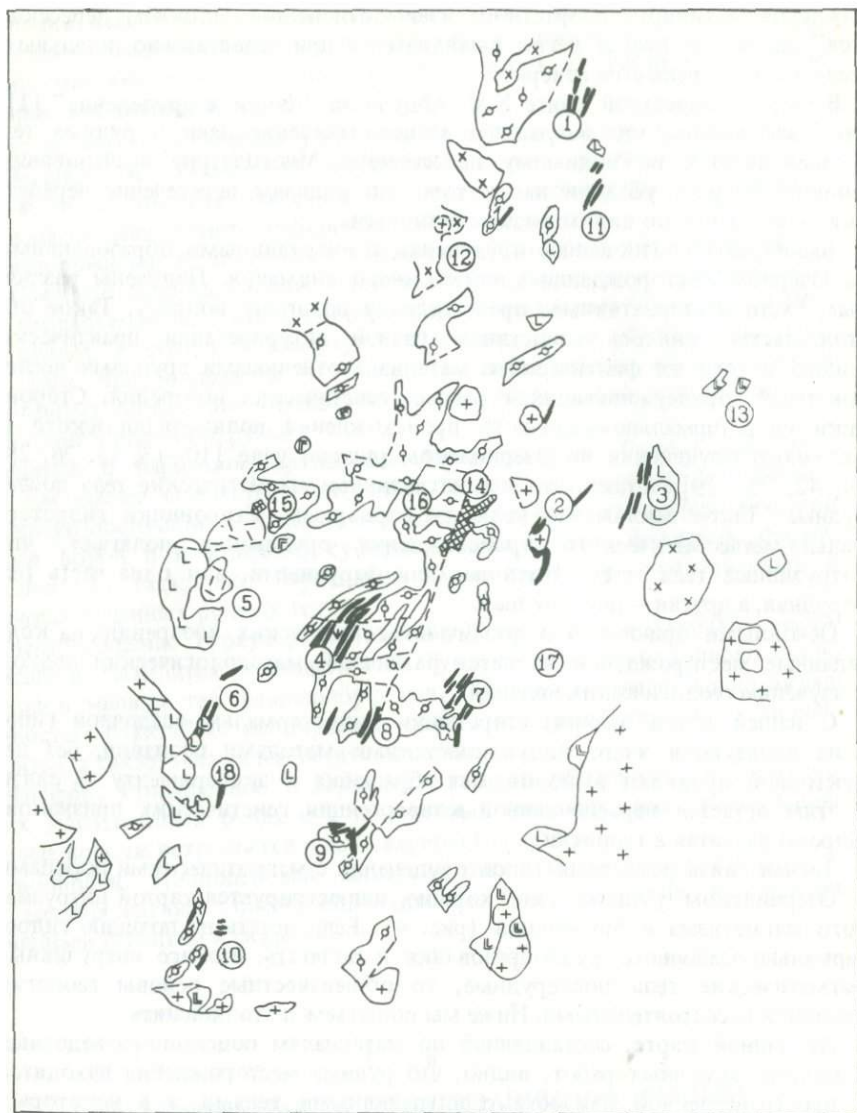
Выявлению соотношения оруденения с интрузивными образованиями на Озерном месторождении уделено много внимания. Получены различные, часто альтернативные, представления по этому вопросу. Такое обстоятельство явилось следствием разной интерпретации практически одного и того же фактического материала отдельными группами исследователей, придерживающихся разных генетических воззрений. Сторонники гидротермально-осадочного происхождения полиметаллического и железного оруденения на Озернинском рудном узле [10–13, 15, 26, 28, 29, 42, 75, 79] считают, что все интрузивные магматические тела послерудные. Такое заключение является априорным. Сторонники гидротермально-метасоматического происхождения оруденения полагают, что интрузивные тела могут быть все или дорудными, или одна часть тел дорудная, а другая — послерудная.

Основными причинами в различных генетических воззрениях на колчеданные месторождения является различный методологический подход к изучению геологических явлений.

С нашей точки зрения, сторонники гидротермально-осадочной гипотезы пользуются чисто индуктивистскими методами познания, без дедуктивной проверки выводов, без обращения к эксперименту. В связи с этим остается нераспознанной конвергенция генетических признаков, широко развитая в геологии.

Тесная связь различных типов оруденения с магматическими породами в Озернинском рудном узле хорошо иллюстрируется картой интрузивного магматизма и оруденения (рис. 4). Если встать на позицию гидротермально-осадочного рудообразования и полагать, что все интрузивные магматические тела послерудные, то общеизвестные основы геологии окажутся несостоятельными. Ниже мы попытаемся это пояснить.

На данной карте, составленной по материалам поисково-разведочных и геологосъемочных работ, видно, что рудные месторождения находятся в пространственной близости с интрузивными телами, а в некоторых случаях руды даже накладываются на них. Однако трудно понять, как могут более молодые, чем само оруденение, причем разновозрастные магматические тела внедряться обязательно по соседству с рудными телами. Детальные наблюдения, сопровождавшиеся тщательным картированием и скрупулезной документацией, приводят лишь к единственному заключению — все одиннадцать, выходящих на дневную поверхность, месторождений рудного узла действительно локализируются около выходов интрузивных пород, в то же время вопрос о возрастном взаимоотношении магматизма с оруденением решается однозначно: изображенные на карте интрузивные тела являются дорудными. Одна это точно установленная закономерность уже показывает всю несостоятельность гипо-



Р и с. 4. Карта интрузивного магматизма и оруденения Озернинского рудного узла
Усл. обозначения те же, что и на рис. 2

тезы доинтрузивного происхождения оруденения как Озернинского рудного узла, так и самого Озерного месторождения.

Подавляющая часть этих месторождений — Озерное, Звездное, Ульзутуй-1, Ульзутуй-2 — колчеданно-полиметаллические, Турхульское и Гундуйское — барит-халькопирит-магнетитовые, Аришинское — халькопирит-магнетитовое, Солнечное полиметаллическое рудопроявление и "железные шляпы" участков Тажный и Октябрьский пространственно тяготеют

к телам флюидопорфиров. Солонго-Магнетитовое сфалерит-магнетитовое месторождение тяготеет к выходам гранитов, а такие, как Назаровское колчеданно-цинковое и Гурвунурское апатит-магнетитовое, — к выходам кварцевых диоритов.

Какую роль в формировании оруденения играли те или иные магматические образования — вопрос весьма сложный. Значение интрузивных тел в рудообразовании нами коротко было рассмотрено в работах [93, 95]. Не останавливаясь подробно на этом вопросе, отметим только, что магматические продукты и оруденение непосредственно генетически не связаны, что давно уже доказано С.С. Смирновым, но эти образования могут оказаться дериватами одного магматического очага. В процессе рудоотложения интрузивное тело могло играть роль как проводника глубинных флюидов непосредственно или своими экзоконтактами, так и экрана, направляющего движение рудоносных растворов в зону рудоотложения.

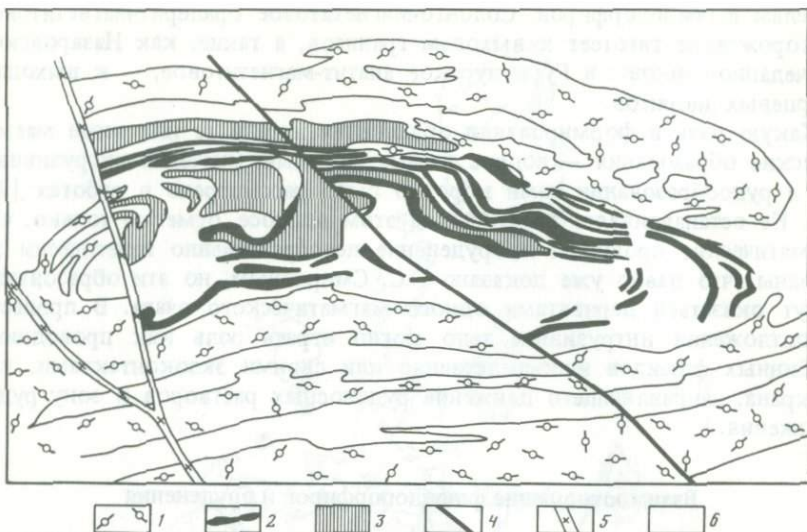
Взаимоотношение флюидопорфиров и оруденения

Пространственная связь колчеданно-полиметаллических, медноколчеданных и других рудных месторождений с порфировыми интрузиями широко распространена. Она известна на Рудном Алтае, Салаире, Урале, Кавказе и в других районах нашей страны. Выяснению сущности этой связи уделили много внимания на примере изучения месторождений Рудного Алтая П.Ф. Иванкин, Салаира — Г.Л. Поспелов и А.С. Лапухов [5, 37, 38, 52, 69], Урала — И.С. Вахрамеев [16, 17] и многие другие. Каждый исследователь изложил наблюдавшиеся им факты и приходил к тому или иному выводу о связи оруденения с флюидопорфирами. Из всех наблюдений, сделанных в этом направлении, вытекает заключение, что связь это не случайная. Сложность расшифровки этой связи состоит в том, что оруденение формировалось не только позднее кристаллизации флюидопорфиров, но и после их тектонического нарушения: катаклаза и расщепления. Нередко сами флюидопорфиры оказываются оруденелыми. Эти факты подтверждают представления Г.Л. Поспелова и А.С. Лапухова [52, 68, 69] о том, что порфировые тела являлись путями фильтрации исходящих из глубин рудоносных растворов.

Связь колчеданно-полиметаллического оруденения с порфировыми интрузиями хорошо проиллюстрирована в Атласе морфоструктур рудных полей, составленного группой сотрудников СНИИГГИМСа под редакцией П.Ф. Иванкина [5].

На Озернинском рудном узле рудные тела месторождений имеют большей частью северо-восточное простирание. Такое простирание отмечается и для большинства тел флюидопорфиров, складчатых форм и разрывных нарушений.

На Озерном колчеданно-полиметаллическом месторождении пластообразные пологопадающие рудные тела залегают среди апофиз разветвляющегося в верхней части тела флюидопорфиров, в морфологическом отношении представляющих собой как бы чашу, закупоренную интрузией диабазовых порфиритов (рис. 5). Тело флюидопорфиров мощностью около 3 км расположено в замковой части Озернинской синклинали,



Р и с. 5. Контроль Озерного месторождения интрузивными телами

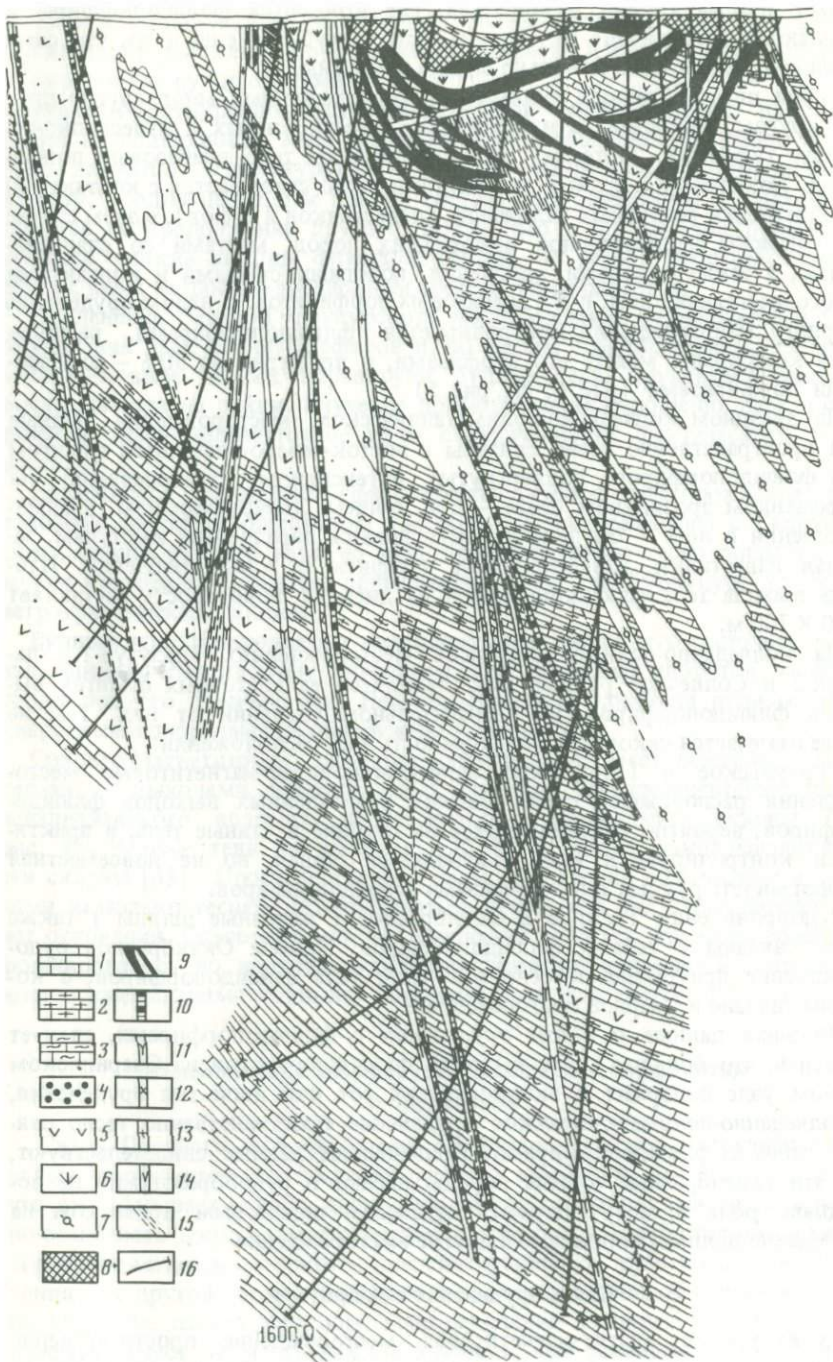
1 — флюидопорфиры; 2 — рудные тела; 3 — диабазовые порфиры; 4 — разлом; 5 — дайка сиенит-порфира; 6 — вмещающие породы (известняки, туфы, туффиты)

круто падает на юго-восток согласно преобладающему падению сместителей разрывных нарушений северо-восточного направления. Вытянуто оно также в северо-восточном направлении на расстояние около 6 км на современном эрозионном срезе, имеет сложную конфигурацию. Апофизы флюидопорфирового тела являются его короной. Сложены они большей частью переходными образованиями от кварц-серицит-полевошпатовых и кварц-серицитовых метасоматитов с хлоритом и карбонатом на периферии к магматическим флюидопорфирам и их эруптивным брекчиям. Апофизы имеют широко варьирующие мощности — от микроскопических до сотен метров — и ориентированы большей частью согласно сланцеватости горных пород, имеющей здесь преимущественное падение на юго-восток под углом $40-60^\circ$. Останцы известняков, туффитов и туфов андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов, заключенные во флюидопорфирах, интенсивно метасоматически изменены: окварцованы, серицитизированы, альбитизированы, калишпатизированы, сидеритизированы и превращены в тектоно-метасоматические брекчии. Порою



Р и с. 6. Разрез по разведочной линии 30 Озерного месторождения; составили Д.И. Царев, А.П. Фирсов

1 — известняки; 2 — известковистые туффиты; 3 — глинистые и углистые известняки; 4 — полевошпатовые породы неясного происхождения; 5 — туфы андезитовых порфиритов; 6 — субвулканические диабазовые порфиры; 7 — субвулканические флюидопорфиры; 8 — зона окисления сульфидных руд; 9 — колчеданно-полиметаллические рудные тела; 10 — серноколчеданные тела со слабой полиметаллической минерализацией; 11–14 — дайки: 11 — трахидолеритов, 12 — сиенит-порфиритов, 13 — гранит-порфиритов, 14 — андезитовых порфиритов; 15 — зоны разрывных нарушений; 16 — скважины



бывает весьма трудно разобраться, где кончаются флюидопорфиры и начинаются вмещающие их породы. Это усугубляет еще и то, что сами флюидопорфиры часто довольно сильно изменены.

Серия пластообразных рудных тел, расположенных многоярусно друг над другом, заключена в известняках, известковистых и известково-углистых туффитах, "обтекающая" субвулканическое тело диабазовых порфиров. Локализация рудных тел местами тесно связывается с контактами литологически различных отложений (известняков и туфов), в этом случае они согласны напластованию вмещающих пород, местами со сланцеватостью, а также с зонами дробления, пологими срывами и контактами пологозалегающих даек и тел диабазовых порфиров. В целом оруденение Озерного месторождения контролируется флюидопорфирами, располагаемая конформно между его апофизами, и примерно на 50% — диабазовыми порфиритами (рис. 6; см. рис. 5).

На Звездном колчеданно-полиметаллическом месторождении рудные тела пространственно тесно связаны с восток-северо-восточным флангом тела флюидопорфиров, подвергнутых интенсивному окварцеванию. На современном эрозионном срезе — при общем дисконформном взаимоотношении с ним — оруденение вытягивается параллельно выступам, замещающая известняки, известковистые туффиты и зоны дробления. Площадь выхода тела флюидопорфиров на дневную поверхность составляет 1200 × 700 м.

На колчеданно-полиметаллических месторождениях Ульзутуй-1, Ульзутуй-2 и Солнечное рудные тела находятся на восточных флангах выходов флюидопорфиров, на незначительном удалении от них. Тем не менее отмечается некоторая конформность в их расположении.

Турхульское и Гундуйское барит-халькопирит-магнетитовые месторождения расположены среди мелких разрозненных выходов флюидопорфиров, вероятно соединяющихся на глубине в единые тела, и практически контролируются ими. Наблюдается общая, но не повсеместная конформность рудных тел с апофизами флюидопорфиров.

Рудопроявления Таежное и Октябрьское ("железные шляпы") также тесно связаны с телами флюидопорфиров. Причем Октябрьское рудопроявление приурочено к северной части тела флюидопорфиров, с которым связано и Озерное месторождение.

Обобщая данные о связи оруденения с флюидопорфирами, следует отметить, что большая часть выходов флюидопорфиров на Озернинском рудном узле содержит в экзоконтактах тот или иной тип оруденения, а колчеданно-полиметаллическое оруденение пространственно тесно связано лишь с флюидопорфирами. Приведенные данные свидетельствуют, что эти своеобразные горные породы играют в рудообразовании не последнюю роль и могут служить надежным поисковым признаком на колчеданно-полиметаллические и другие месторождения.

Связь оруденения с диоритами

Гурвунурское апатит-магнетитовое месторождение пространственно связано с выходами диоритов и кварцевых диоритов, накладываясь на них по зонам разрывных нарушений. Рудные тела вытянуты в северо-восточном направлении, продолжая цепочку мелких выходов диоритов.

Многие исследователи не замечают эпигенетичности рудообразования, т.е. не видят наложения оруденения на диориты, и вместо него изображают пересечение руд диоритами.

Северо-Гурвунурское апатит-магнетитовое месторождение, не выходящее на поверхность, тоже расположено на небольшом удалении от выхода диоритов. Гурвунурское и Северо-Гурвунурское месторождения, по сути, — одно целое, так как по составу они одинаковы и одно располагается на продолжении другого. Возле того и другого месторождения имеются мелкие выходы флюидопорфиров, но тесной пространственной связи с ними на данном эрозионном срезе не усматривается.

Оруденение Северо-Гурвунурского месторождения размещается в узле пересечения даек сиенит-порфиров и, по нашим представлениям, является последайковым. Дайки экранируют рудные тела, оруденение местами накладывается на дайки. Изучение прямого взаимоотношения даек и оруденения здесь недостаточное из-за ограниченности фактического материала.

Назаровское колчеданно-сфалерит-магнетитовое месторождение расположено на противоположном (восточном), по сравнению с Гурвунурским, фланге рудного узла, но тоже пространственно тесно связано с выходом кварцевых диоритов, оригинальных, как и на Гурвунуре, по своим петрографическим данным.

Рудные тела Назаровского месторождения имеют юго-восточное падение, близкое к согласному с падением тела кварцевых диоритов, частично уходя под его лежащий бок. Непосредственного контакта рудных тел с кварцевыми диоритами не обнаружено (см. рис. 4).

Солонго-Магнетитовое сфалерит-магнетитовое месторождение тесно связано с выходами лейкократовых гранитов, предположительно верхнепалеозойского возраста, возле которых развиваются скарны (см. рис. 4). Рудные тела, по данным Б.К. Виноградова, накладываются на эти скарны [65]. Пространственная связь оруденения с гранитами и скарнами настолько тесная, что сомневаться в том, что она парагенетическая, нет оснований. Следовательно, нет оснований полагать, что месторождение формировалось до верхнепалеозойских гранитов и является сингенетичным с вмещающими горными породами, как это считает Р.С. Тарасова.

Взаимоотношение интрузии диабазовых порфиров и оруденения

Связь Озерного месторождения с субвулканической интрузией диабазовых порфиров заслуживает особого внимания, во-первых, потому, что она вызывает острую дискуссию между сторонниками гидротермально-осадочного доинтрузивного рудообразования, с одной стороны, и гидротермально-метасоматического послепостинтрузивного происхождения оруденения — с другой; во-вторых, из-за того, что эта связь обнаружена только на Озерном, самом крупном, месторождении рудного узла и, как нам кажется, имеет не менее важное значение, чем флюидопорфиры для выяснения условий рудообразования.

Интрузия диабазовых порфиров не выходит за пределы распространения руд Озерного месторождения и выходов апофиз флюидопорфиров.

Как было упомянуто, она находится в "чаше" из флюидопорфиров (см. рис. 5) и зафиксирована в трех телах сложной морфологии, два из которых пологозалегающие, а одно крутопадающее (см. рис. 6). Глубже 270 м интрузив не прослежен. Падение в основном на юго-восток, в сторону стволочной части тела флюидопорфиров, где она и "поглощается" последним. Ширина тел диабазовых порфиров в горизонтальном сечении достигает 200 м, мощность — до 80 м, протяженность по простиранию — около 1200 м. Рудные тела довольно часто повторяют конфигурацию тел диабазовых порфиров и в плане, и в разрезе, т.е. являются конформными. На горизонте штольни протяженность непосредственного контакта рудных тел с диабазовыми порфиритами составляет около 3,5 км, в профиле разведочной линии № 30 — 700 м. Эти данные, несомненно, свидетельствуют о тесной пространственной связи оруденения с интрузией диабазовых порфиров, сущность которой частично становится ясной уже из этих морфологических данных, если их логически проанализировать.

С позиции гидротермально-осадочного рудообразования диабазовые порфириты внедрились после формирования рудных тел в виде силлов [25, 28, 42, 43, 75]. Следует сразу оговориться, что, по нашим данным, это не силлы, а внедрившиеся по поверхностям пологих нарушений тела.

Мнение о более позднем формировании диабазовых порфиров по отношению к рудным телам является совершенно необоснованным. На месторождении не представилось возможным наблюдать внедрения магматического расплава точно вдоль контактов между двух рудных тел. Да и вряд ли такая филигранность процесса возможна. Наблюдаемые условия локализации рудных тел могут найти единственное объяснение — вдоль контактов тел диабазовых порфиров возникли разрывные нарушения (подвижки), по которым просачивались рудоносные растворы, и из них при определенных термодинамических условиях происходило выпадение рудного вещества и происходило метасоматическое замещение вмещающих пород.

В доказательство возможности такого явления необходимо будет рассмотреть строение зоны экзо- и эндоконтакта диабазовых порфиров, вдоль которой отложились руды, попытаться восстановить те процессы, которые при этом протекали. Данный вопрос рассматривался нами и ранее [94–97], но будет уместно вернуться к нему, поскольку были собраны дополнительные факты.

В контакте с рудой диабазовые порфириты повсеместно хлоритизированы, и местами довольно интенсивно, до полного исчезновения реликтов плагиоклаза и пироксена. Здесь, кроме хлорита, местами развиты кварц, альбит, микроклин, мусковит, биотит, карбонат (сидерит, кальцит), барит, магнетит, пирит, сфалерит, галенит. Последовательность минералообразования в эндоконтактовой части диабазовых порфиров приведена на рис. 7. Для выяснения взаимоотношения оруденения с диабазовыми порфиритами нами изучен керн 25 буровых скважин.

Установлено, что центральная часть тел диабазовых порфиров наиболее свежая, а в направлении к контактам метасоматическое изменение становится все более и более интенсивным: появляется окварцевание, становятся слаборазличимыми порфиновые вкрапленники и на их месте образуются миндалевидные стяжения хлорита, карбоната, кварца. Ближе

Минералы	Очередность выделения
Хлорит	_____
Карбонаты	_____
Серицит	_____
Биотит	_____
Альбит	_____
Микроклин	_____
Магнетит	_____
Кварц	_____
Пирит	_____
Сфалерит	_____
Галенит	_____

Р и с. 7. Последовательность выделения минералов в эндоконтактной зоне субвулканических диабазовых порфиров, контактирующих с колчеданно-полиметаллической рудой

к контакту увеличивается содержание хлорита и появляются сульфиды и магнетит. Проникновение густовкрапленных сульфидов внутрь диабазовых порфиров зафиксировано нами до 9 м от контакта, а магнетита — до 3 м (скв. 122). В скв. 122 сплошная полосчатая и крапленая сульфидная руда встречается внутри тела диабазовых порфиров на глубине 134–135 м. То же самое установлено в кернах скв. 272 и 273. Сплошная колчеданно-полиметаллическая руда в этих породах отмечена по скв. 17 в интервале 57,40–60,50 м (рис. 8, 9). Мелкие и крупные апофизы рудных тел в диабазовых порфиритах задокументированы по подземным горным выработкам: в квершлагах № 7 (рис. 10), № 9, в штольне между квершлагами № 11 и 13.

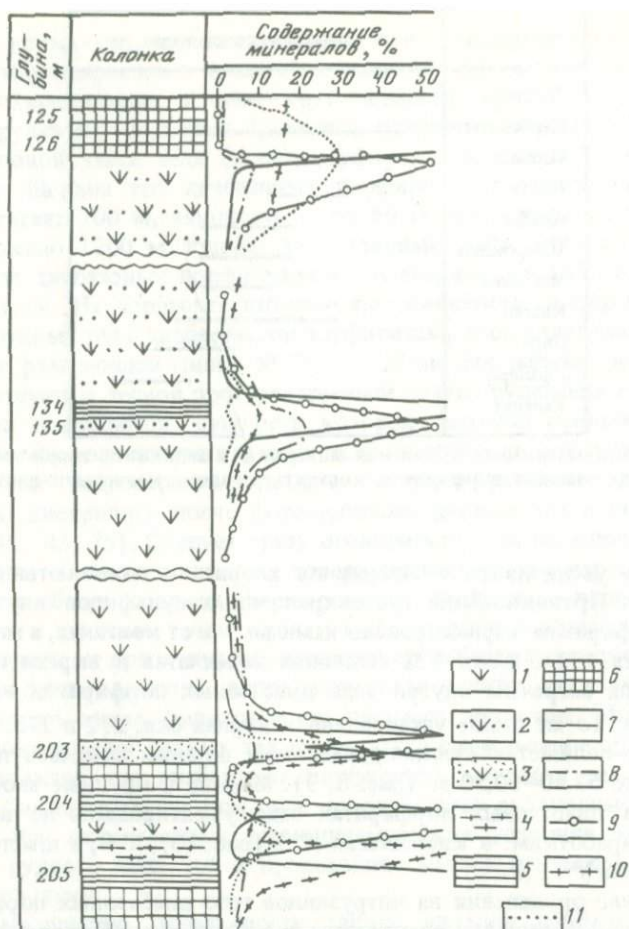
Наложение оруденения на интрузивное тело диабазовых порфиров — прямое свидетельство эпигенетичности процессов рудообразования.

Интересными в теоретическом и прикладном отношении являются обломковидные обособления колчеданно-полиметаллической руды в диабазовых порфиритах. Об этих и подобных образованиях, сопровождающих большинство колчеданных месторождений, нами проведены весьма тщательные исследования, доказывающие их метасоматическую природу [90, 92, 96, 97]; исследования подтверждены экспериментами [41, 98]. Тем не менее для более полного освещения взаимоотношения оруденения с интрузивным магматизмом следует кратко изложить фактический материал.

Сторонники гидротермально-осадочной гипотезы считают, что рудные обособления во вмещающих породах являются истинными обломками, возникшими в результате разрушения рудных тел при эксплозиях, землетрясениях, размыве [6, 29]. Обособления колчеданной руды в интрузивных породах считаются ксенолитами [42, 43], что дает основание утверждать доинтрузивное формирование рудных тел.

Наши исследования показали следующее.

Рудные обособления образуют шпировидные гнезда и четкие облом-



Р и с. 8. Взаимоотношение оруденения с диабазовыми порфирами (скв. 122)

1 — диабазовые порфиры субвулканические; 2 — диабазовые порфиры с сульфидной и магнетитовой вкрапленностью; 3 — пирит-магнетитовая вкрапленная руда по диабазовым порфирам; 4 — туффиты; 5 — полосчатая колчеданно-полиметаллическая руда; 6 — массивная колчеданно-полиметаллическая руда; 7—11 — кривые содержаний вторичных минералов: 7 — сульфиды, 8 — кварц, 9 — хлорит, 10 — карбонаты, 11 — магнетит

ковидные фрагменты на фоне хлоритизированных порфиров, содержащих вкрапленность кварца и сульфидов; размер встреченных обособлений в поперечнике варьирует от нескольких миллиметров до 40 мм.

Под микроскопом обнаруживается, что четкие границы обособлений не всегда резкие, они оконтурены чуть заметными трещинками. Содержание сульфидов в обособлениях достигает 70—85%, а во вмещающей их породе не превышает 5—7%. При переходе из вмещающей среды в обломковидное обособление не происходит смены состава сульфидов и их структурных взаимоотношений, а только изменяется их количество. Иначе обстоит дело с силикатной составляющей. Основной минерал вме-

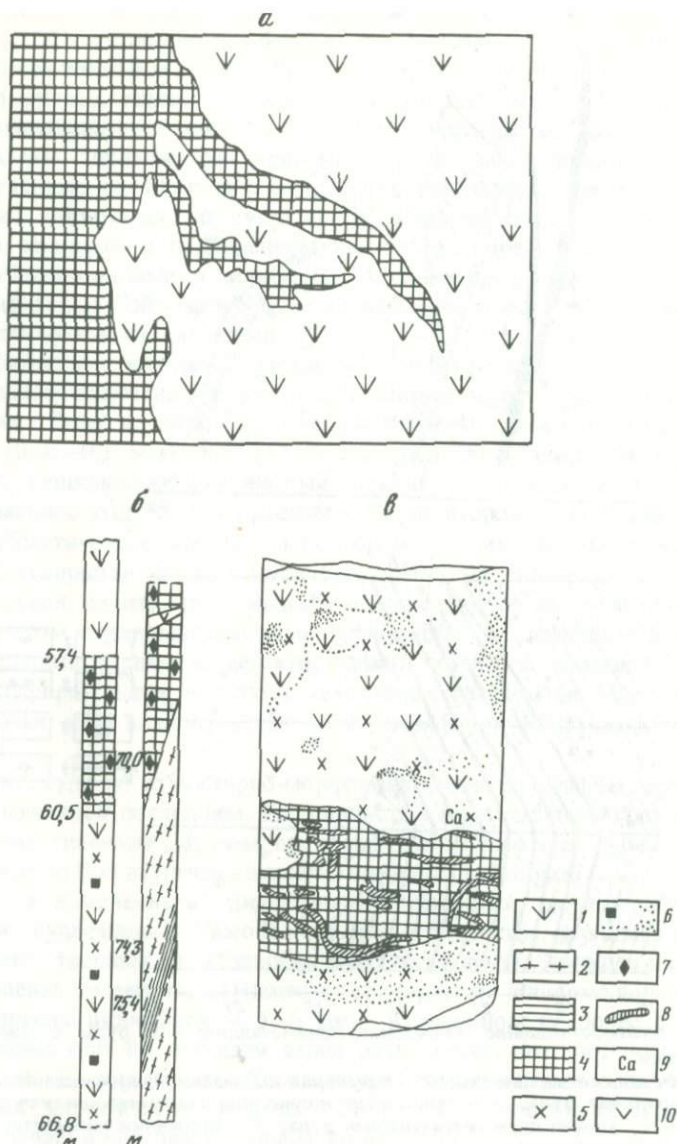


Рис. 9. Наложение колчеданно-полиметаллических руд на субвулканические диабазовые порфиристы

1 — диабазовые порфиристы; 2 — псаммитовый туф; 3 — унаследованно-полосчатая колчеданная руда; 4 — массивная колчеданная руда; 5 — хлоритизация; 6 — вкрапленность пирита; 7 — вкрапленность магнетита; 8 — хлорит-магнетитовые, кальцит-хлорит-магнетитовые скопления; 9 — кальцит; 10 — дайка

а — зарисовка стенки подземной выработки (по В.А. Варламову и др.); б, в — образцы керна скв. 17 (по А.С. Филько, И.Н. Бабкину, К.Е. Мизерному и др.)

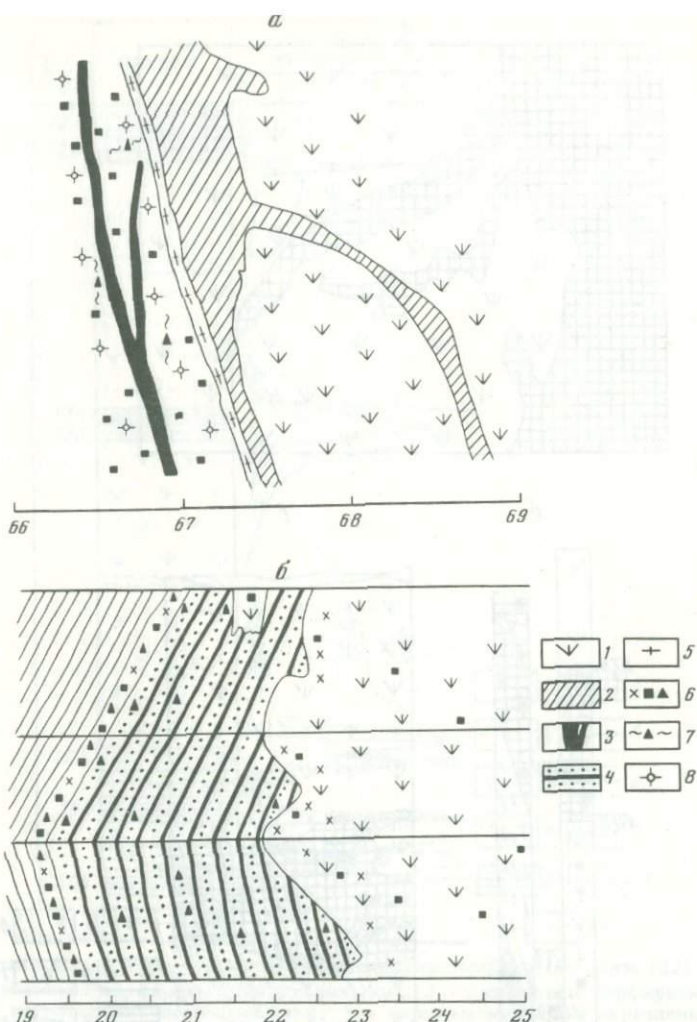


Рис. 10. Взаимоотношение колчеданно-полиметаллической руды с диабазовыми порфирами

1 — диабазовые порфиры; 2 — массивная колчеданно-полиметаллическая руда; 3 — магнетитовая руда; 4 — полосчатая колчеданно-полиметаллическая руда; 5 — туфзит; 6 — хлорит-пирит-магнетитовая руда; 7 — прожилки магнетита; 8 — сидеритизация по известнякам

а — зарисовка северо-восточной стенки кваршлага № 7 (по данным В.А. Варламова и др.); б — зарисовка кваршлага № 9 в интервале 19–25 м (по данным Р.С. Тарасовой и др.)

шающей среды — хлорит — в пределах "обломков" практически отсутствует, но по сравнению с вмещающей средой резко возрастает содержание кварца. Кварц часто образует оторочки вокруг "обломков", нарастает на крупные кристаллы пирита в виде гребенчатых образований.

Некоторые "обломки" имеют полосчатое строение, которое обусловлено чередованием субпараллельных полос кварца с сульфидами или пи-

рита со сфалеритом (табл. I, а)¹. Линейная полосчатость нередко срезается контуром обломковидного обособления. Механизмы образования такой полосчатости показаны в [90, 98].

Набор рудных минералов как в "обломках", так и в окружающей массе характеризуется однообразием и выдержанностью ассоциаций. Руды представлены пиритом, сфалеритом и галенитом, меняются только их количественные соотношения в пределах отдельных "обломков" от существенно пиритовых до существенно сфалеритовых. Галенит присутствует в основном в подчиненном количестве и редко образует галени-товые обломковидные и шпировые обособления и прожилки. Существенно пиритовые "обломки" часто встречаются в соседстве с существенно сфалеритовыми и галенитовыми.

Сульфиды как внутри "обломков", так и во вмещающей породе не несут следов окисления и резорбции. Пирит встречается в двух разновидностях. Одна из них представлена тонкими зернами неправильной формы (0,05–0,1 мм), которые в сростании со сфалеритом и кварцем образуют гипидиоморфнозернистый агрегат, что предполагает их почти одновременное выделение из раствора. Пирит второй разновидности имеет порфиробластические кристаллы размером 2–8 мм. Форма порфиробластов в большинстве случаев кубическая. Рост их связан с растворением мелких зерен пирита, находящихся в сростании со сфалеритом и кварцем. Об этом свидетельствуют многочисленные включения в них зернышек сфалерита, реликтов нерастворенного пирита и кварца. Структура таких порфиробластов в связи с тем бывает ситовидная. Метакристаллы развиваются как в центре, так и по периферии обломковидных обособлений.

Галенит, судя по структурно-морфологическим признакам, среди сульфидов выделялся последним. Его зернистые агрегаты нарастают на пирит и сфалерит главным образом по периферии "обломков" (рис. 11). Галенит нигде не был встречен внутри метакристаллов пирита.

Кварц в измененных диабазовых порфиритах, вмещающих обломковидные сульфидные обособления, имеет лапчатое строение и содержит много твердых и газовой-жидких включений. Твердые включения представлены хлоритом, серицитом, сфалеритом. Максимальный размер газовой-жидких включений — 5–6 мкм, в основном не более 1–2 мкм. Расположены они по площади зерна равномерно, что дает возможность отнести их к первичным. Температура гомогенизации газовой-жидких включений заключена в пределах 120–175 °С, основная их масса гомогенизировалась в интервале температур 135–155 °С.

Кварц в сульфидных обособлениях также имеет много твердых (хлорит, сфалерит, серицит) и газовой-жидких включений. Гомогенизируются газовой-жидкие включения при температуре 145–190 °С.

Кварц, оторачивающий рудные "обломки" и метакристаллы пирита, имеет лапчатое и гребенчатое строение зерен, содержащих обилие включений пирита, сфалерита, серицита. Газовой-жидких включений мало, причем в подавляющем большинстве они очень мелкие. Температура гомогенизации 170–210 °С.

¹ Табл. I–VIII см. вклейку.

В сфалерите газово-жидких включений размером более 1 мкм не обнаружено; содержатся включения пирита и другие неопределимые твердые включения.

Таким образом, можно сделать вывод, что обособления сульфидов в диабазовых порфиритах Озерного месторождения представляют собой не ксенолиты, как это считают некоторые исследователи [42, 43], а обломковидные фрагментарные метасоматиты [90, 97]. Это подтверждают следующие факты: 1) наличие расплывчатых и сложных очертаний сульфидных обособлений наряду с четкими и простыми; 2) сульфиды обособлений и вкрапленников во вмещающих диабазовых порфиритах представлены одними и теми же минералами; 3) присутствие одних и тех же включений и в кварце обломковидных обособлений, и во вторичной вкрапленности в порфиритах; 4) интервалы температуры гомогенизации газово-жидких включений в кварце обособлений вкрапленников перекрываются и соответствуют гидротермально-метасоматическому процессу; 5) контуры обломковидных обособлений сульфидов часто контролируются микротрещинами в диабазовых порфиритах; 6) отсутствие следов термического воздействия магмы на сульфидные обособления.

Кристаллизация магмы основного состава с нормальной щелочностью обычно превышает 1100°C [7]. В то же время пирит плавится incongruently с образованием пирротина и жидкой серы при $742 \pm 1^{\circ}\text{C}$ в присутствии избытка серы [21]. Максимальная температура плавления пирротина 1190°C , галенита $1127 \pm 5^{\circ}\text{C}$. Сфалерит при температуре $1020 \pm 5^{\circ}\text{C}$ переходит в вюрцит [110]. Фазовые отношения в системе Fe—S хорошо иллюстрируются диаграммой (рис. 12). Эксперимент показывает, что в результате воздействия базальтового расплава на колчеданную руду в течение короткого времени образуются пирротин и окислы железа [32]. При нормальном давлении пирит начинает терять серу при температуре 300°C , а при 530°C полностью переходит в пирротин [67]. Следовательно, в экзоконтактах с магматическими телами и тем более в ксенолитах внутри магматических тел первичный пирит сохраняться не может.

Метасоматические колчеданные рудные тела обычно образуются на участках интенсивной фильтрации гидротермальных растворов, которыми могут быть зоны дробления, трещины, слои хорошо проницаемых осадочных и пирокластических горных пород и т.д. Магматические и другие плотные породы могут служить экранами, вдоль контактов которых фильтруются и концентрируются растворы. Под воздействием высокого давления или значительной температуры отработанные растворы, отложившие основную часть рудных компонентов в зоне фильтрации, могут проникать в экраняющие породы (дайки, силлы, эффузивы, сланцы и т.д.) не только по трещинам, но и по порам. В результате фильтрационного эффекта [35, 45] концентрация рудных компонентов в поровом растворе повышается. При падении давления или температуры раствора поступление его в эти породы может прекратиться. Оставшийся без подпитки поровый раствор в результате испарения или перекачки под действием капиллярного давления [90] теряет сплошность и стягивается в отдельные участки, стремящиеся принять форму шара, а в трещиноватых местах приобретает угловатую форму. По мере уменьшения участков увлажнения концентрация рудных (как и других) компонентов будет еще расти, что может привести к метасомати-

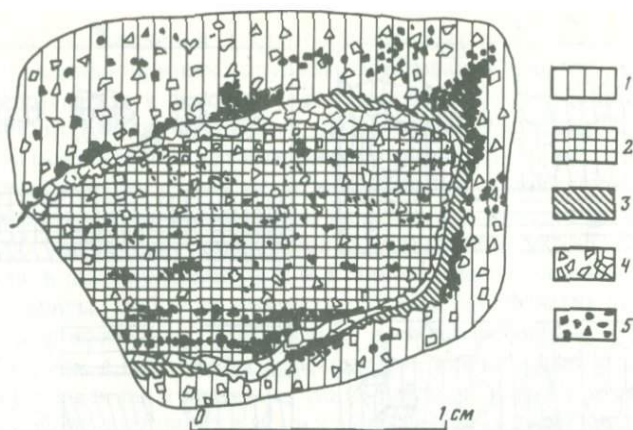


Рис. 11. Зональное обломковидное метасоматическое обособление в диабазовых порфиритах

1 — хлорит; 2 — сфалерит; 3 — галенит; 4 — кварц; 5 — пирит (прозрачно-полированный шлиф, увел. 4)

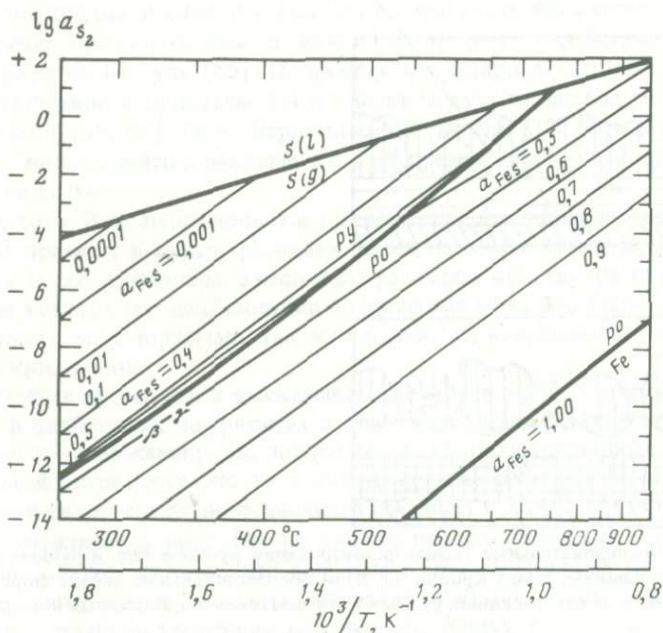
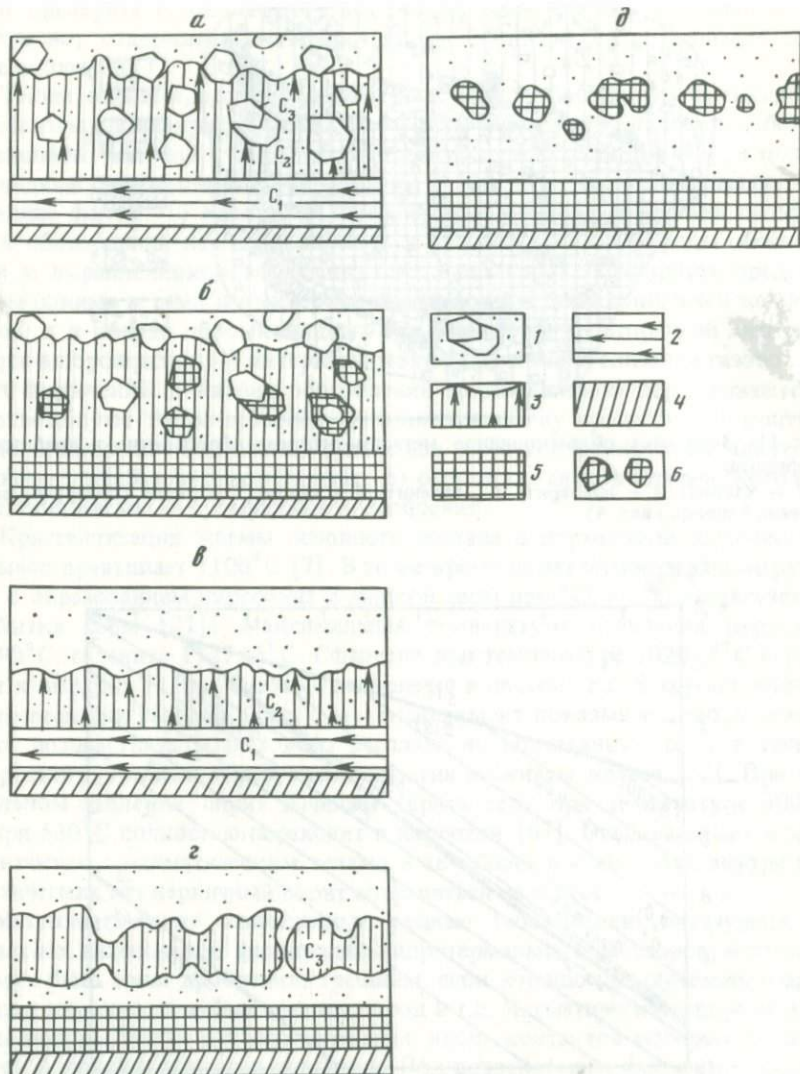


Рис. 12. Диаграмма фазовых отношений в системе Fe-S [21]

Pу — пирит; Рb — пирротин; параллельные линии в поле пирита и пирротина — значения активности FeS; l — жидкость; g — газ

ческому замещению этих участков не только сульфидами, но и другими минералами. Диффузия компонентов во вмещающих породах в этом случае происходит по пленочным поровым растворам. Так мы интерпретируем один из механизмов образования обломковидных (фрагментарных) метасоматитов (рис. 13).



Р и с. 13. Последовательные схемы формирования рудного тела и рудных метасоматитов по обломкам пород кровли (а, б) и последовательные схемы формирования рудного тела и обломковидных рудных метасоматитов в однородных породах кровли (в—д)

1 — обломочные породы кровли; 2 — зона линейной фильтрации рудоносного раствора; 3 — зона поперечной фильтрации отработанного раствора; 4 — слабопроницаемая порода; 5 — рудное тело; 6 — рудные обломковидные метасоматиты

C_1 , C_2 , C_3 — концентрации рудных компонентов соответственно в линейной зоне фильтрации, в поперечной зоне фильтрации (отработанные растворы), на границе раздела раствор—обломок и в испаряющемся растворе

”Обломки” колчеданной (пиритосодержащей) руды в магматических породах — надежный признак дорудного образования этих пород.

Наличие магнетита в экзоконтакте тел диабазовых порфиров сторонниками гидротермально-осадочного происхождения оруденения считается результатом контактового метаморфизма колчеданных руд.

В данном случае мы с этим не можем согласиться по следующим причинам: 1) магнетит встречается далеко не везде, где имеется непосредственный контакт диабазовых порфиров с колчеданной рудой; 2) магнетит имеется как в экзоконтактах, так и в эндоконтактах, проникая в диабазовые порфиры, до 3 м от контакта; 3) если бы магнетит являлся контактово-метаморфическим минералом, а обломковидные обособления сульфидной руды в диабазовых порфирах — ксенолитами, то они, наверняка, превратились бы в магнетит, что не наблюдается; 4) по минералогическим исследованиям пирит в экзо- и эндоконтактах диабазовых порфиров образовывался одновременно и позднее магнетита, корродируя и замещая его; 5) отсутствие метаморфизма сидерита, контактирующего с телами диабазовых порфиров и наложение сидерита на них; 6) данные физико-химических расчетов, полученные в результате исследования пирометаморфизма пирита и сидерита под действием тепла магматического тела противоречат предположению о метаморфическом воздействии диабазовых порфиров на руду [85]. Подробнее этот вопрос будет освещен ниже.

В соответствии с пунктами 1, 4 и 5 были получены данные ранее наших исследований [56, 88] (В.А. Варламов, А.И. Донец, Т.П. Кузнецова), позволившие также прийти к заключению о внедрении диабазовых порфиров в дорудное время.

Кроме того, В.А. Варламовым и др. доказано, что минеральный состав и элементы примеси в рудах, развивающихся по диабазовым порфиритам и в рудных телах, идентичны. Увеличение размеров кристаллов пирита в рудах возле контактов с диабазовыми порфиритами не может быть продуктом контактового метаморфизма, так как в этом же направлении растет и пористость кристаллов.

В последнее время стали высказываться мнения о том, что апофизы рудных тел в диабазовых порфирах и обломковидные рудные метасоматиты являются обломками руды, затертыми в хлоритизированные порфиры. При всей своей несуразности такие представления берут на вооружение сторонники гидротермально-осадочного генезиса.

Не останавливаясь подробно на разборе несостоятельности такого представления, следует сказать, что апофизы и обломковидные рудные метасоматиты часто имеют зональное строение (табл. I, б; см. рис. 11), что объяснить с позиции тектоники невозможно. Кроме того, обломковидные (фрагментарные) [90, 92, 97] метасоматиты в диабазовых порфирах нередко сложены практически целиком сфалеритом или галенитом, тогда как контактирующие с порфиритами руды состоят на 80—90% из пирита.

Распределение колчеданно-полиметаллического оруденения и связанных с ним широко распространенных вторичных минералов (хлорита, магнетита, карбоната, кварца), по данным скв. 122, показаны на рис. 8; на наш взгляд, этот рисунок не оставляет сомнений о дорудном внедрении диабазовых порфиров.

Дайки интрузивных пород являются следствием глубинных процессов, протекающих в земной коре, индикаторами участков ее растяжения и неслучайно они широко развиты на многих рудных месторождениях различных типов. Возрастные соотношения оруденения с дайками до настоящего времени остаются дискуссионными.

На первый взгляд кажется легко определить, что моложе — дайка или руда. Однако практика показывает, что кажущийся вполне простым вопрос оказывается весьма сложным. Из-за ошибок в определении возрастных взаимоотношений даек с оруденением оказывались неточными теоретические представления о рудообразовании и тем самым осложнялись поисково-разведочные работы.

На Озерном месторождении, кроме субвулканических тел флюидопорфиров и диабазовых порфиров, обнаружено большое количество даек сиенит-порфиров, плагиопорфиров, долеритов и андезитовых порфиров. Подавляющая часть их ориентирована вкрест простирания рудных тел (рис. 14). Создается впечатление, что дайки рассекают рудные тела, как это и полагают сторонники гидротермально-осадочного происхождения Озерного месторождения Р.С. Тарасова, И.Н. Бабкин, Э.Г. Дистанов, К.Р. Ковалев [75, 29] и многие другие. Главным доводом считается видимое пересечение дайками руды и появление магнетита в их экзоконтактах. Вопреки такому мнению, сторонники гидротермально-метасоматической гипотезы А.А. Малаев, Е.П. Миронов, Л.П. Хрянина и др. [56] считали, что все дайки на Озерном месторождении дорудные. Особенно интересна в этом отношении работа Л.П. Хряниной [88], в которой показаны примеры наложения на дайки сульфидного оруденения и сопутствующей ему минерализации.

Для выяснения возрастных взаимоотношений даек и оруденения на Озерном месторождении и Озернинском рудном узле нами использованы различные методы исследования: 1) морфологический, 2) минералогический, 3) физико-химический, 4) геохимический, 5) петрохимический.

Морфологический метод. Этот метод исследования использовался для определения изменения морфологии рудных тел в приконтактных зонах с дайками. Для додайкового оруденения какие-либо морфологические изменения рудных тел на контактах с дайками не характерны. Для последайкового оруденения характерны изменения мощности или конфигурации рудных тел возле сопряженных с ними даек и увеличение их мощности. Иногда с разных сторон дайки одно рудное тело обладает разной мощностью и имеет различную конфигурацию. Так, одно из рудных тел Озерного месторождения в разведочном профиле № 33,5 с разных сторон дайки имеет различную мощность, а в профиле № 39 возле дайки сиенит-порфира мощность его возрастает в 1,5–2 раза; рудное тело № 10 в профиле № 37 на горизонте штольни на контакте с дайкой сиенит-порфиров увеличивает свою мощность примерно в 6 раз; рудное тело № 11 в этом же профиле и на этом же горизонте с разных сторон дайки имеет разную морфологию — раздваивается, а в разведочной линии (р.л.) 46 с разных сторон дайки андезитовых порфиров увеличивает мощность и меняет конфигурацию. Многие рудные тела, "утыкаясь" в дайку, не продолжают с другой

стороны дайки, тогда как соседние рудные тела с той и другой стороны этой же дайки продолжают без видимого смещения. Например, рудное тело № 10 на горизонте штольни (р.л. 44) тупо выклинивается на изгибе обоими концами у плоскости контакта мощной дайки андезитовых порфириров, тогда как рудное тело № 10 с обеих сторон этой дайки прослеживается без видимого смещения. Подобных примеров можно привести множество. Особенности изменения морфологии рудных тел возле даек аналогичны таковым возле разрывных нарушений.

Морфологический анализ дает основание сделать вывод, что разрывные нарушения и дайки, внедрившиеся в них, не смешают рудные тела, как это пытались изобразить сторонники гидротермально-осадочной гипотезы, а экранируют их.

Минералогический метод. Этот метод распознавания возрастных взаимоотношений даек с орудением основан на минералогическом анализе эндо- и экзоконтактов даек с рудой. Вторичные минералы формируются в дорудных дайках в связи с воздействием на них метасоматических рудообразующих процессов, а в последайковых рудных телах в связи с контактовым воздействием на них даек.

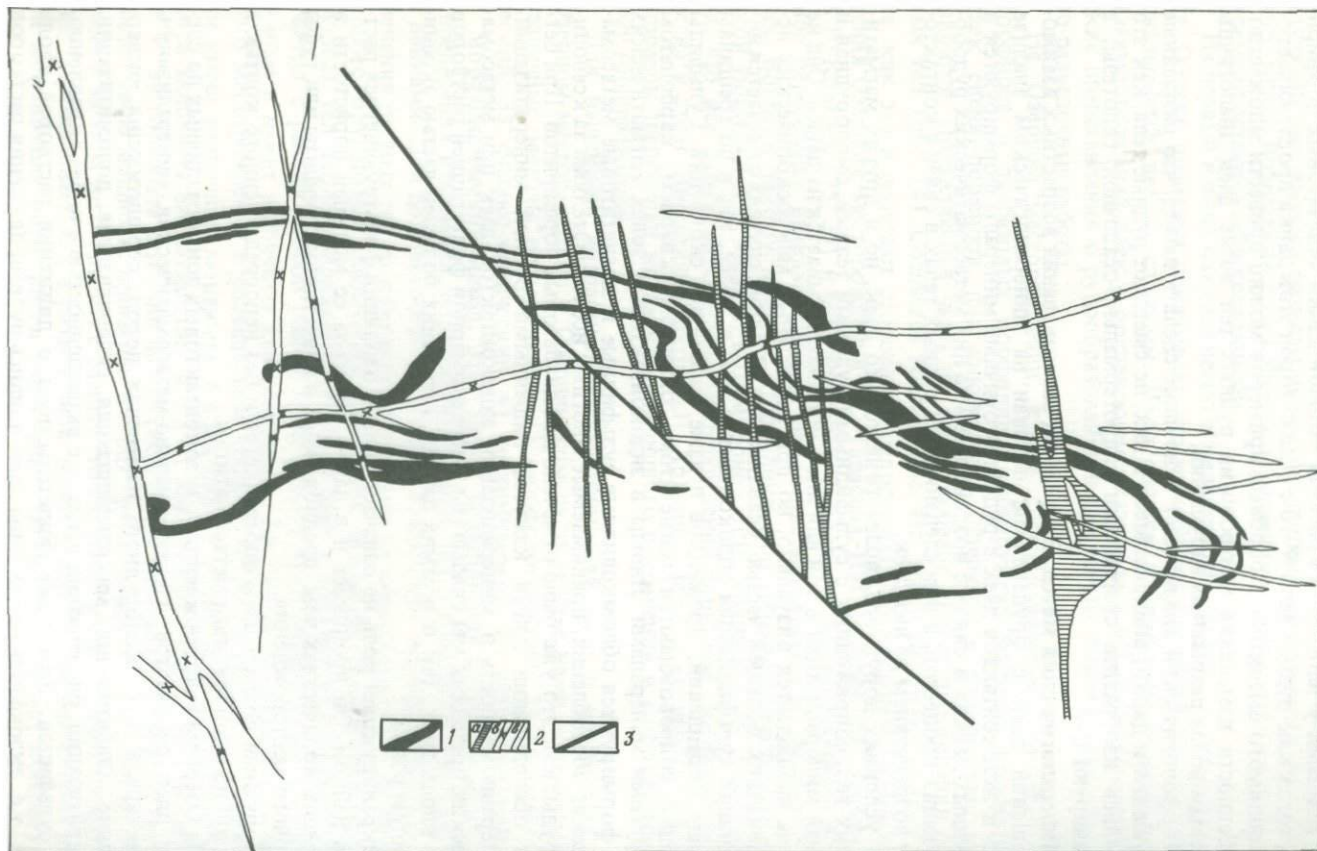
В условиях дорудного возраста не только даек, но и других магматических тел, сопряженных с сульфидными рудными телами, околорудная и рудная минерализация в той или иной мере накладывается на дайки. Она не всегда наблюдается визуально, но при тщательных микроскопических исследованиях большей частью улавливается. В одних случаях отмечается интенсивная сульфидизация эндоконтактов как в массе, так и по трещинам в виде вкраплений, прожилков и даже массивных скоплений. Сульфиды нередко сопровождаются магнетитом, хлоритом, кварцем, карбонатом и другими минералами. Иногда в эндоконтактных зонах магматических тел формируются обломковидные сульфидные и магнетитовые метасоматические обособления, принимаемые многими исследователями за ксенолиты руды, как это уже было отмечено для диабазовых порфириров. При беглом обследовании дайки кажутся лишенными рудной минерализации.

Неравномерность в минерализации эндоконтактов даек при метасоматических процессах мы связываем с неравномерной фильтрацией растворов как вдоль даек, так и в самих дайках, играющих большей частью экранирующую роль.

Экранирующая роль не означает полной изоляции фильтрующегося раствора дайкой. Он проникает и в дайку, но из-за ее меньшей пористости в меньших количествах чем, предположим, в известняки, туффыты или туфы Озерного месторождения.

Дорудный возраст даек определяется и без непосредственного контакта с рудой по околорудным метасоматитам.

На Озерном месторождении в экзоконтактных зонах различных по составу даек отмечается гидротермально-метасоматическая минерализация, характерная для околорудного изменения пород: серицитизация, окварцевание, альбитизация, микроклинизация, сидеритизация, доломитизация, анкеритизация, баритизация и т.д. — с вкрапленностью или без вкрапленности сульфидов. Этот факт свидетельствует о движении растворов вдоль даек, т.е. экзоконтактные зоны даек явились путями движения растворов с глубин к поверхности.



Р и с. 14. Взаимоотношение даек и рудных тел на Озерном месторождении (по данным В.А. Бречалова и Р.С. Тарасовой и др.)

1 — руда; 2 — дайки различного состава: а — андезитовые порфириты, б — сиенит-порфиры, в — долериты; 3 — разломы

При послерудном внедрении даек в их экзоконтактах с сульфидной рудой должен был бы происходить метаморфизм. Так как дайки в большинстве своем маломощны, главное их воздействие на окружающую среду будет сводиться к тепловому. В результате термического воздействия сульфиды будут разлагаться с образованием высокотемпературных (температуростойких) модификаций сульфидов и окислов. Пирит будет терять серу и переходить в пирротин, сфалерит при $T = 1020 \pm 5^\circ\text{C}$ превращаться в вюртцит, а галенит при $T = 1127 \pm 5^\circ\text{C}$ плавиться [21]. В интервале температур $564\text{--}740^\circ\text{C}$ — при достаточной фугитивности кислорода — может возникнуть магнетит: $4/5\text{FeS}_2 + 2/5\text{FeSO}_4 = 2/5\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{S}_2$.

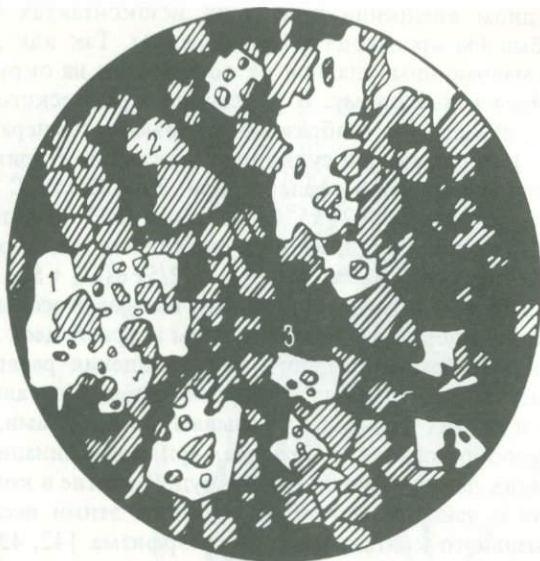
Казалось бы, этот простой метод не должен вызывать особенных споров; тем не менее споры о дорудном и послерудном возрасте даек нескончаемы.

Некоторые исследователи Озерного месторождения развитие по эндо-контактовым частям даек сульфидов, карбонатов, кварца, альбита, серицита, микроклина и других минералов связывают с процессами, возникшими не во время рудообразования, а позднее, при контаминации магмой вещества вмещающих дайки горных пород и руд. Развитие в колчеданных рудах на контакте с дайками магнетита считается этими исследователями продуктом термального контактового метаморфизма [42, 43]. Однако наблюдения показывают, что развитие магнетита в сульфидной руде на контакте с дайками отмечается далеко не везде, а ксенолиты колчеданной руды в субвулканических диабазовых порфиритах, как показали детальные наблюдения, оказались обломковидными фрагментарными метасоматитами [90, 97]. Кроме того, минераграфические исследования свидетельствуют, что магнетит образовался не позднее пирита, а раньше или одновременно с ним (рис. 15).

Физико-химический метод. Для того чтобы внести большую уверенность в интерпретацию генетических признаков минеральных ассоциаций, в контактовых зонах даек и колчеданных руд нами были произведены физико-химические расчеты термального воздействия даек на пирит и сидерит [85]. С этой целью были изучены контакты колчеданной руды с дайками различного состава по разведочным профилям 30, 37, 44 и по штольне Озерного месторождения. Наблюдения показали, что пирит-магнетитовая ассоциация чаще встречается на контакте руды с диабазовыми порфиритами и довольно редко — на контакте с дайками различного состава. В скв. 37 и скв. 340 колчеданная руда (без магнетита) мощностью 0,3 м зажата между дайками сиенит-порфиров мощностью 2 и 0,5 м в первом, 5 и 1,5 м — во втором случае. В штольне встречена колчеданная руда (без магнетита), зажата между дайкой сиенит-порфиров и ее апофизой. В скв. 65 дайка сиенит-порфиров, прорывающая диабазовые порфириты, имеет в экзоконтакте колчеданную руду, развивающуюся таким образом по диабазам. Важно отметить и следующее: нигде на контакте с дайками не было отмечено появления пирротина.

Анализ взаимоотношений даек с колчеданным оруденением сводится к решению следующих задач: 1) анализ результатов прогревания колчеданной руды, зажаты между двумя дайками; 2) анализ результатов прогревания колчеданной руды на контакте с одной дайкой.

В основу решения задачи о прогревании положено одномерное уравнение теплопроводности. Методика подобных расчетов описана в [23].



Р и с. 15. Взаимоотношение пирита с магнетитом в эндоконтакте диабазовых порфири-
тов с рудой на Озерном месторождении

1 — пирит; 2 — магнетит; 3 — нерудные минералы; аншлиф, увел. 400

Для решения первой задачи были выбраны следующие начальные условия: температура магмы — 1000°C , вмещающих пород — 50, 100, 150, 200, 250°C , мощность руды 0,3 м, даек — 5 и 1,5 м. Решение первой задачи приведено в табл. 5. Следует подчеркнуть, что полученные температуры минимальные, так как не учитывались скрытая теплота кристаллизации и течение расплава.

Видно, что температура контакта практически не зависит от начальной температуры вмещающих пород. Из расчета следует, что руда имеет такую температуру во всем 30-сантиметровом интервале. Температура прогрева руды намного выше максимальной температуры устойчивости пирита при избытке серы ($742 \pm 1^{\circ}\text{C}$ [21]), поэтому пирит должен был перейти в пирротин. Безусловно, что пирит из ксенолитов руды в дайках основного состава должен был перейти в пирротин. Это подтверждает и эксперимент, проведенный А.Г. Жабиным и В.С. Поповым [32].

Решение второй задачи приведено в табл. 6. Исходя из этих данных с большой долей уверенности о метаморфизме руды можно говорить лишь при начальной температуре расплава 1200°C . Если температура расплава меньше, то необходимо детальное рассмотрение вопроса о возможности метаморфизма. Температура разложения пирита зависит от фугитивности кислорода (f_{O_2}) и серы (f_{S_2}) [110]. Значение f_{O_2} можно оценить исходя из минеральной ассоциации. Отсутствие фаялита, гематита и графита, с одной стороны, и присутствие кварца, магнетита, карбоната (сидерита) — с другой предполагают большую летучесть кислорода, чем в графитовом и кварц-фаялит-магнетитовом (QFM) буферах, и ниже, чем таковая в гематит-магнетитовом буфере.

Таблица 5
Температура контакта
в зависимости от начальных температур расплава и вмещающих пород

Начальная температура вмещающих пород	50	100	150	200	250
Температура контакта	890	900	904	912	922

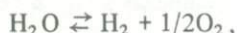
Таблица 6
Температура контакта
в зависимости от начальных температур расплава и вмещающих пород

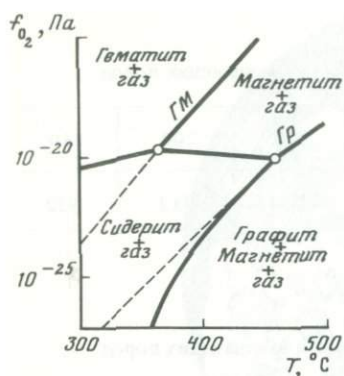
Начальная температура вмещающих пород	Начальная температура расплава					
	1300	1200	1100	1000	900	800
50	676	619	557	498	432	373
100	711	649	590	530	468	401
150	743	683	624	562	498	432
200	777	718	656	593	531	464
250	809	753	692	629	565	497

Присутствие в рудах Озерного месторождения сидерита позволяет еще больше ограничить пределы f_{O_2} . Согласно данным Френча и Югстера [106], существование сидерита при $P_{\text{общ}} = 10^8$ Па ограничено температурой 450°C и $f_{O_2} = 10^{-20}$ Па (рис. 16). Сосуществование пирита и магнетита при такой летучести кислорода возможно лишь до 400°C , при этом $f_{S_2} \leq 10^{-1}$ Па (рис. 17). При более высоких температурах в зависимости от f_{S_2} может быть пирротин-магнетитовая, пирротин-пиритовая, пирротиновая или магнетитовая ассоциация [73]. Поэтому дайки с начальной температурой расплава, большей чем 800°C , должны иметь постоянно ореол метаморфизованной руды, причем пирит-магнетитовая ассоциация не может рассматриваться как результат термального воздействия.

Особо важным для Озерного месторождения является вопрос о взаимоотношении даек и сидерита. Согласно уже упоминавшимся данным [106], сидерит устойчив до 450°C , следовательно, в "сухих" условиях на контактах с дайками он должен перейти в зависимости от f_{O_2} и T или в магнетит, или в гематит (см. рис. 16).

Ю.П. Мельник [60] рассмотрел отдельно реакции окисления сидерита кислородом и реакции окисления сидерита водой. Однако рассматривая реакцию окисления сидерита водой, этот автор не учитывал f_{O_2} , возникающую при диссоциации воды. При окислении сидерита водой при $T = 400^\circ\text{C}$ образуется газовая смесь, содержащая в качестве главных компонентов водород, углекислый газ и воду (табл. 7) [85]. Парциальное давление кислорода, возникающее при диссоциации воды, можно вычислить из следующих соотношений:

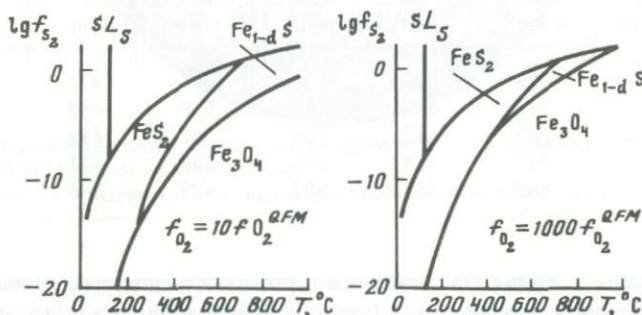




Р и с. 16. Система Fe-C-O при флюидном давлении, задаваемом $\text{CO}_2 = 10^8 \text{ Па}$ [106]

Р и с. 17. Система Fe-S-O при разных летучестях кислорода

$f_{\text{O}_2}^{\text{QFM}}$ — летучесть кислорода в кварц-фаялит-магнетитовом буфере [71]

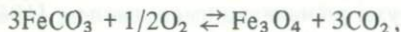


откуда

$$P_{\text{O}_2}^I = K_p^I \cdot P_{\text{H}_2\text{O}} / P_{\text{H}_2},$$

где $P_{\text{H}_2\text{O}}$, P_{H_2} , P_{O_2} — парциальные давления соответственно воды, водорода, кислорода; K_p^I — константа реакции; согласно Югстеру [106], при 400°C $K_p^I = -16,305$.

Парциальное давление кислорода, необходимое для окисления сидерита до магнетита, может быть найдено из уравнения



откуда

$$P_{\text{O}_2}^{\text{II}} = P_{\text{CO}_2}^6 / (K_p^{\text{II}})^2,$$

где P_{CO_2} , $P_{\text{O}_2}^{\text{II}}$ — парциальные давления CO_2 и O_2 ; K_p^{II} — константа реакции: согласно [60], при 400°C $K_p^{\text{II}} = 26$.

Результаты расчетов сведены в табл. 8. Из нее видно, что давление кислорода, возникающее при диссоциации воды, на 1–2 порядка выше, чем необходимо для окисления сидерита. Следует полагать, что уже при 400°C в присутствии водного флюида сидерит неустойчив.

Безусловно, надо оценить объем возможных изменений. Главный фактор, лимитирующий разложение сидерита, — парциальное давление CO_2 . В безводных условиях при температуре 450°C равновесное давление $\text{CO}_2 =$

Т а б л и ц а 7
Состав газовой смеси
в системе сидерит-вода при $T = 400^\circ \text{C}$ [85]

$P_{\text{фл}} \cdot 10^5, \text{Па}$	500	1000	5000	10000
$P_{\text{H}_2\text{O}} \cdot 10^5, \text{Па}$	9,5	88	2840	7420
$P_{\text{H}_2} \cdot 10^5, \text{Па}$	122,5	225	540	645
$P_{\text{CO}_2} \cdot 10^5, \text{Па}$	368	677	1620	1935

Т а б л и ц а 8
Сравнение парциальных давлений кислорода,
возникающего при диссоциации воды (P'_{O_2}) и
необходимого для перехода сидерит-магнетит (P''_{O_2})

$P_{\text{фл}} \cdot 10^5, \text{Па}$	500	1000	5000	10000
$P'_{\text{O}_2}, \text{Па}$	$1,5 \cdot 10^{-35}$	$4,3 \cdot 10^{-34}$	$7 \cdot 10^{-32}$	$4,3 \cdot 10^{-29}$
$P''_{\text{O}_2}, \text{Па}$	$2,5 \cdot 10^{-37}$	$9,6 \cdot 10^{-36}$	$1,8 \cdot 10^{-33}$	$1,8 \cdot 10^{-29}$

$= 10^8$ Па. Если исключить отток CO_2 из зоны реакции, то такое давление возникает при переходе 1/4 части сидерита в магнетит. Поэтому на контакте сидеритов с дайками в сидеритах должно быть не менее 25% магнетита. Все приведенные расчеты устойчивости сидерита могут быть применены и к реальным карбонатам, отличающимся по составу от чистого сидерита. Согласно данным Мюллера [63], температура разложения карбоната, содержащего $0,617\text{FeCO}_3$; $0,117\text{MnCO}_3$; $0,243\text{MgCO}_3$; $0,027\text{CaCO}_3$, при $P_{\text{CO}_2} = 0,5 \cdot 10^2 \text{ МПа}$ была выше, чем у чистого сидерита, всего на 25°C .

На разложение сульфидов влияет только температура. В табл. 9 приведены расстояния от контакта до соответствующих изоград (в сантиметрах) при начальной температуре вмещающих пород 250°C и мощности дайки 15 м. Следует заметить, что температура контакта не зависит от мощности дайки, если она более 3 м. Расстояние от контакта до соответствующей изограды прямо пропорционально мощности дайки. Скорость реакции не должна влиять на реализацию перехода пирит $\rightarrow$ пирротин или пирит $\rightarrow$ магнетит. Согласно данным Скиннера [21], время разложения пирита без примесей при 400°C составляет 9 ч, с примесями — не более 75 ч, с примесями при 500°C — 26 ч, без примесей — практически мгновенно. Около дайки с начальной температурой расплава 800°C температура в 400°C поддерживается не менее 85 ч.

Сравнение охарактеризованной физико-химической модели и геологических данных позволяет сформулировать следующие выводы: 1) пирит-магнетитовая ассоциация на контакте сульфидной руды с дайками не может рассматриваться как продукт пирометаморфизма; 2) отсутствие чисто магнетитовой, пирротиновой, пирротин-магнетитовой или пирит-пирротиновой

Таблица 9
Расстояние изоград от контакта
при начальной температуре вмещающих пород 250° С, см

Температура изограды, °С	Температура дайки, °С					
	1300	1200	1100	1000	900	800
750	9	0.3	—	—	—	—
742	10	2	—	—	—	—
700	15	8	—	—	—	—
650	23	13	6	—	—	—
600	29	21	13	4	—	—
550	35	28	20	12	3	—
500	42	35	27	20	13	—
450	49	42	35	28	22	11
400	56	49	42	36	31	22

ассоциации на контакте сульфидной руды с дайками и магнетитовой или сидерит-магнетитовой на контакте сидеритов с дайками различного состава доказывает последайковый возраст колчеданного и сидеритового оруденения.

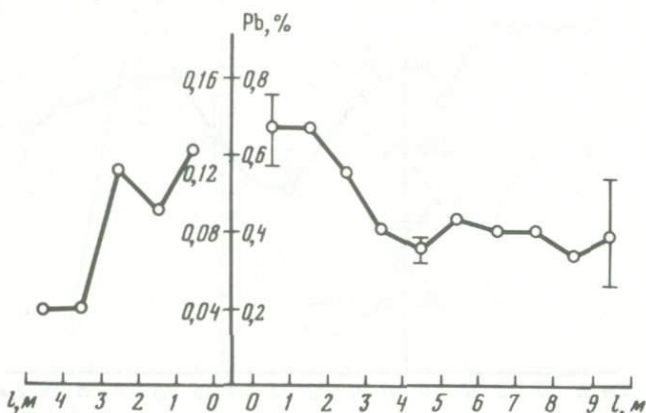
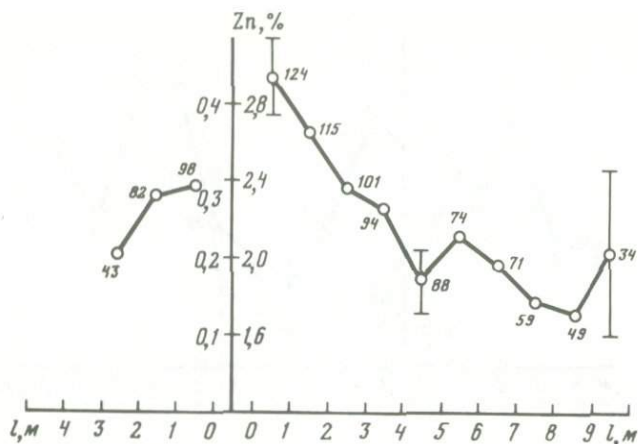
Геохимический метод. Для выяснения относительного возраста оруденения и даек геохимическим путем были обработаны статистическими методами все химические анализы проб разведочных работ на Pb и Zn по дайкам различного состава, рудам и опробованным породам на расстоянии до 10 м от контактов с дайками.

Методика работы состояла в следующем. Каждое пересечение разбивалось на метровые интервалы. Для метрового интервала определялось средневзвешенное содержание компонентов. За точку отсчета в пересечении принимался контакт дайки с вмещающими породами или рудами. Потом для каждого интервала определялось среднее содержание компонентов по всем пересечениям и таким образом получалось распределение компонентов относительно контактов даек определенного состава. Кроме графиков распределения элементов (рис. 18–20), были построены графики отношений рудных элементов (рис. 21). Для отдельных интервалов рассчитывалось среднеквадратичное отклонение среднего по формуле

$$S_m = \sqrt{\frac{\sum X_i^2 - (\sum X_i)^2 / N}{N(N-1)}},$$

где N — количество анализов, X_i — содержание компонента в i -м интервале.

Для диабазовых порфириров Озерного месторождения получены следующие закономерности: 1) в экзоконтактной зоне при приближении к диабазовым порфирирам растут содержания Zn, Pb; для эндоконтактной части намечается тенденция роста содержаний элементов к контакту, однако статистически значимую зависимость получить не удалось (см. рис. 18); 2) среднее содержание Zn и Pb в эндоконтактной части диабазовых порфириров на 1–2 порядка превышает кларковые и средние содержания в наименее измененных диабазовых порфиритах рудного поля (табл. 10); 3) вели-



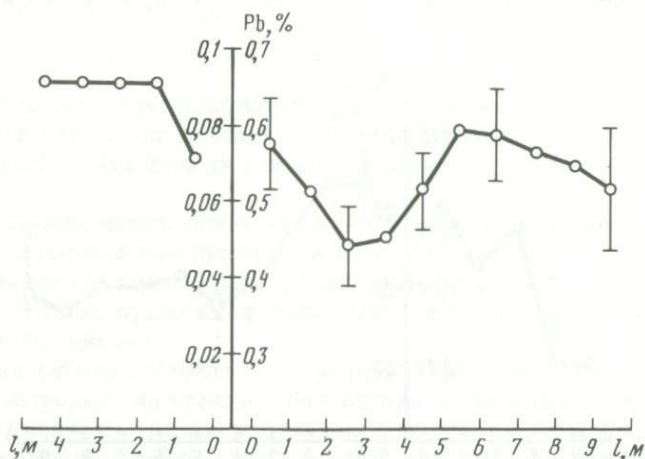
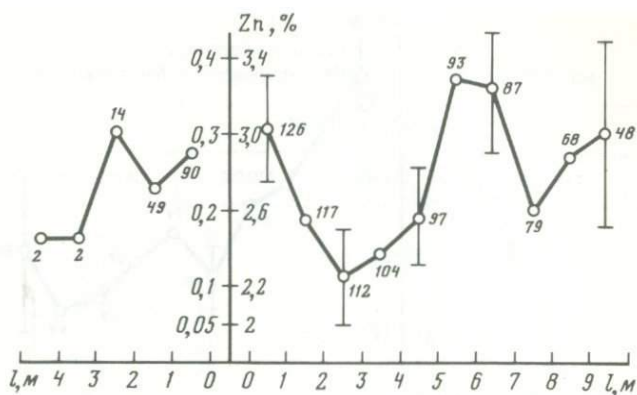
Р и с. 18. Распределение Zn и Pb в эндо- (слева) и экзоконтакте (справа) диабазовых порфиров

Номера рядом с точками — количество анализов; вертикальными линиями показано отклонение от среднего

чина Zn/Pb в экзоконтактной части не опускается ниже 4, а в эндоконтактной — не выше 3 (см. рис. 21); 4) вычисленные стандартные отклонения среднего свидетельствуют о статистической значимости выявленных закономерностей в пределах 10 м от контакта.

Для андезитовых порфиров статистически значимое поведение Pb, Zn в эндоконтактной зоне не выявлено, вероятно в связи с тем, что среди андезитовых порфиров, выделенных Р.С. Тарасовой, встречаются и долериты. Однако достаточно уверенно можно заключить, что Zn/Pb этой группы даек в эндоконтактной части меньше, чем в экзоконтактной (так же как и в диабазовых порфиритах; см.рис. 18). Среднее содержание Zn и Pb намного превышает кларковые в средних породах (см.табл. 10).

Не выявлены однозначные закономерности и в поведении Pb, Zn около контакта с сиенит-порфирами. По-видимому, это связано с гетероген-

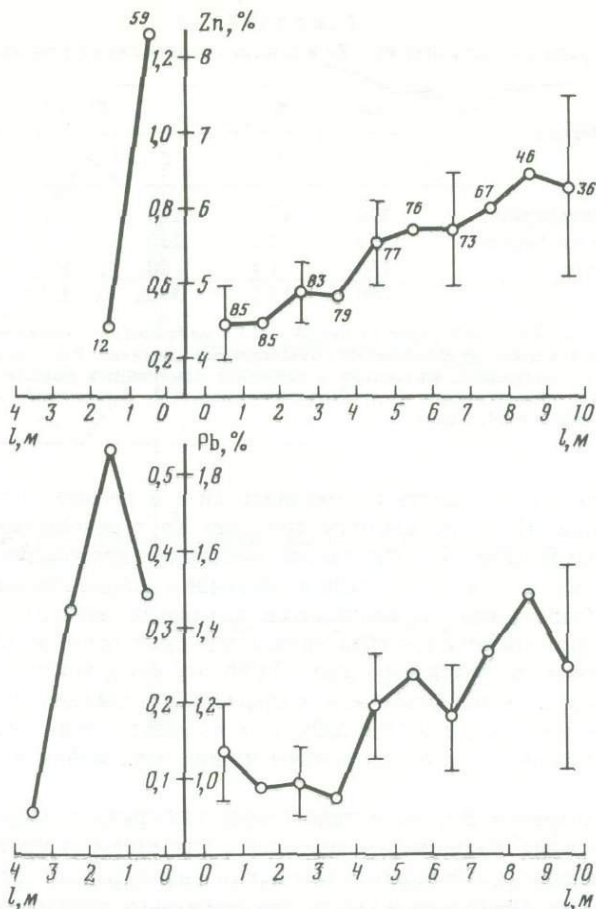


Р и с. 19. Распределение Zn и Pb в эндо- (слева) и экзоконтакте (справа) даек сиенит-порфиров

Усл. обозначения те же, что и на рис. 18

ностью выборки. В группу сиенит-порфиров вошли и сиенит-порфиры разных генераций, и плагиопорфиры. Содержания рудных элементов в дайках этой группы также выше кларковых содержаний (см. табл. 10), а величина Zn/Pb в эндоконтакте отчетливо ниже, чем в экзоконтакте (см. рис. 21).

Распределение Zn и Pb относительно контактов долеритов обратное тому, что наблюдается около диабазовых порфиров (см. рис. 20). Отмечается вполне закономерное и статистически достоверное повышение содержания Zn с удалением от контакта в пределах первых 10 м. О последующем снижении содержаний говорить трудно, так как данных мало. То же, в общем, характерно и для Pb, но статистически эта закономерность не оправдана, так как величина среднеквадратичного отклонения среднего перекрывает суммарную величину этой закономерности. Отчетливо проявлена тенденция снижения концентрации рудных элементов в руде с глубиной: на уровне штольни, которая проходит в нижней части основного объема опробованных горных пород, содержания Pb и Zn гораздо ниже. Эта же зако-



Р и с. 20. Распределение Zn и Pb в эндо- (слева) и экзоконтакте (справа) даек долеритов

Усл. обозначения те же, что и на рис. 18

номерность была проявлена и в других выборках, но не так ярко, и обычно это отличие не было статистически значимо. К аналогичному выводу о падении содержаний Pb и Zn с глубиной пришла и Л.С. Дорошкевич. Средние содержания Pb и Zn в долеритах также намного превышают кларковые. Zn/Pb в эндоконтакте закономерно ниже, чем в экзоконтакте. Заметны различные концентрации рудных элементов в висячем и лежащем боках даек. Такая же закономерность намечается и около диабазовых порфиров.

Выявленные закономерности позволяют прийти к следующим выводам.

1. Повышенные концентрации Pb и Zn в дайках и субвулканических телах предполагают два пути их возникновения: контаминацию ранее существовавших руд и наложение на дайки оруденения и околорудных ореолов. В противоположность первой гипотезе является различие отношений Zn/Pb в эндо- и экзоконтактных частях даек. Изменение отношений

Т а б л и ц а 10
Среднее содержание Pb и Zn в дайках Озерного месторождения

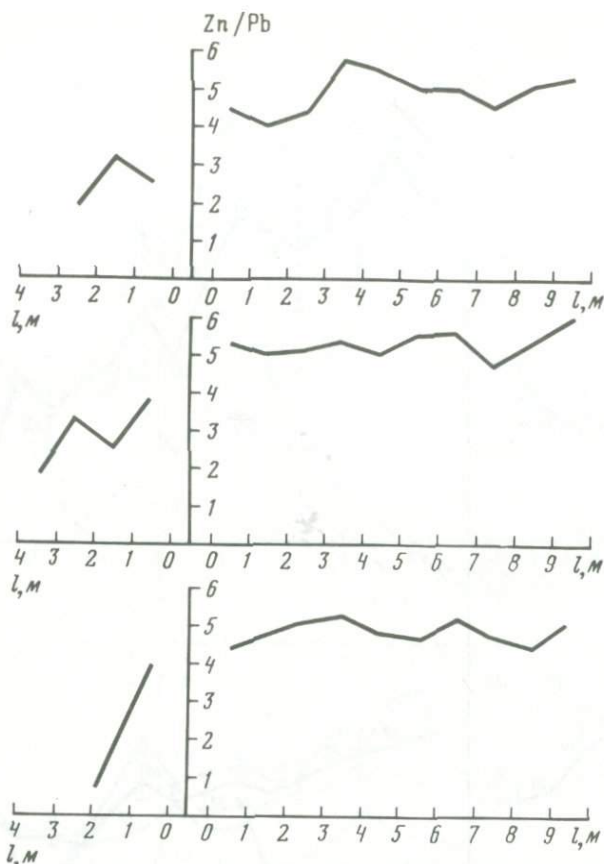
Порода	Zn · 10 ⁻³ , %		Pb · 10 ⁻³ , %		
	1	3	1	2	3
Диабазовые порфириты	270	13	100	5,1	0,8
Андезитовые порфириты	360	7,2	130	—	1,5
Сиенит-порфиры	250	1,3	80	5	1,2
Долериты	1090	13	390	4,3	0,8

П р и м е ч а н и е. В табл. 10 и 11 цифры 1–3 — означают: 1 — содержание элементов в эндоконтактах даек (статистически обработанные данные Р.С. Тарасовой и др. (1969)); 2 — содержание элементов в наименее измененных породах даек рудного узла (любезно предоставлено Б.А. Литвиновским, А.Н. Занвилевич, А.А. Постнико-вым); 3 — кларки в породах [21].

можно было бы объяснить не механическим, а химическим характером контаминации. Известно высокое сродство Zn с основными магмами и Pb с кислыми, поэтому при таком механизме правомерно повышение Zn/Pb в дайках основного состава и снижение в дайках кислого и щелочно-го состава. Однако этого не наблюдается: падение значений Zn/Pb характерно для всех дайковых пород по сравнению с породами экзоконтактной зоной. А в экзоконтакте различных даек Zn/Pb закономерно различаются, что, по-видимому, вызвано различием в среде рудоотложения. Поэтому повышение концентраций Zn и Pb в дайковых и субвулканических телах может найти объяснение только наложением на них оруденения и околорудных ореолов.

2. Концентрация Zn, Pb в однородных выборках (диабазовые порфи-риты, долериты) закономерно меняется с удалением от контакта с дайка-ми: от диабазовых порфиритов они закономерно падают, от долеритов — увеличиваются. Необходимо учесть, что диабазовые порфириты чаще имеют пологое падение, а долериты — крутое. Скважины на Озерном месторожде-нии пробурены вертикально, поэтому видимая мощность исследованной зоны около диабазовых порфиритов близка к истинной, а около долери-тов — больше истинной, по-видимому, в 2–5 раз. Поэтому зона повышения концентрации с удалением от контакта с долеритами составляет первые метры. Неодинаковое поведение рудных компонентов в этих группах мож-но объяснить различной спецификой структур, вмещающих диабазовые порфириты и дайки долеритов: первые являются зоной рудоотложения, а вторые — зоной фильтрации рудных растворов. Таким образом, понятно, почему выборки андезитовых порфиритов и сиенит-порфиров, включающие дайки, фиксирующие как структуры рудоотложения, так и рудоподводя-щие, дали слабовыраженное (статистически незначимое) двумодальное распределение Pb и Zn относительно контакта.

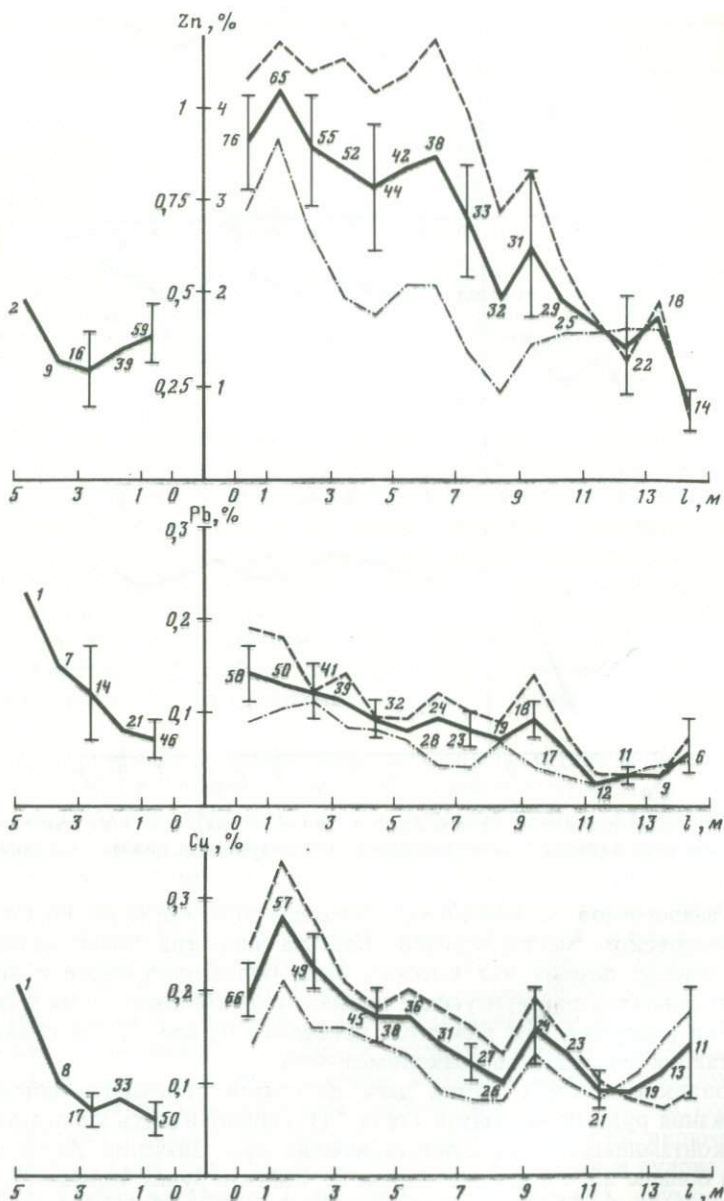
3. Закономерное различие в распределении Pb и Zn в висячих и лежащих экзоконтактах даек свидетельствует против того, что дайки внедрились в рудные зоны. Наблюдаемое распределение компонентов дает основание для заключения, что рудная гидротермальная система функционировала в усло-виях уже внедрившихся даек.



Р и с. 21. Распределение величины Zn/Pb в эндо- (слева) и экзоконтакте (справа) даек долеритов (внизу), сиенит-порфиров (в центре), тел диабазовых порфиров

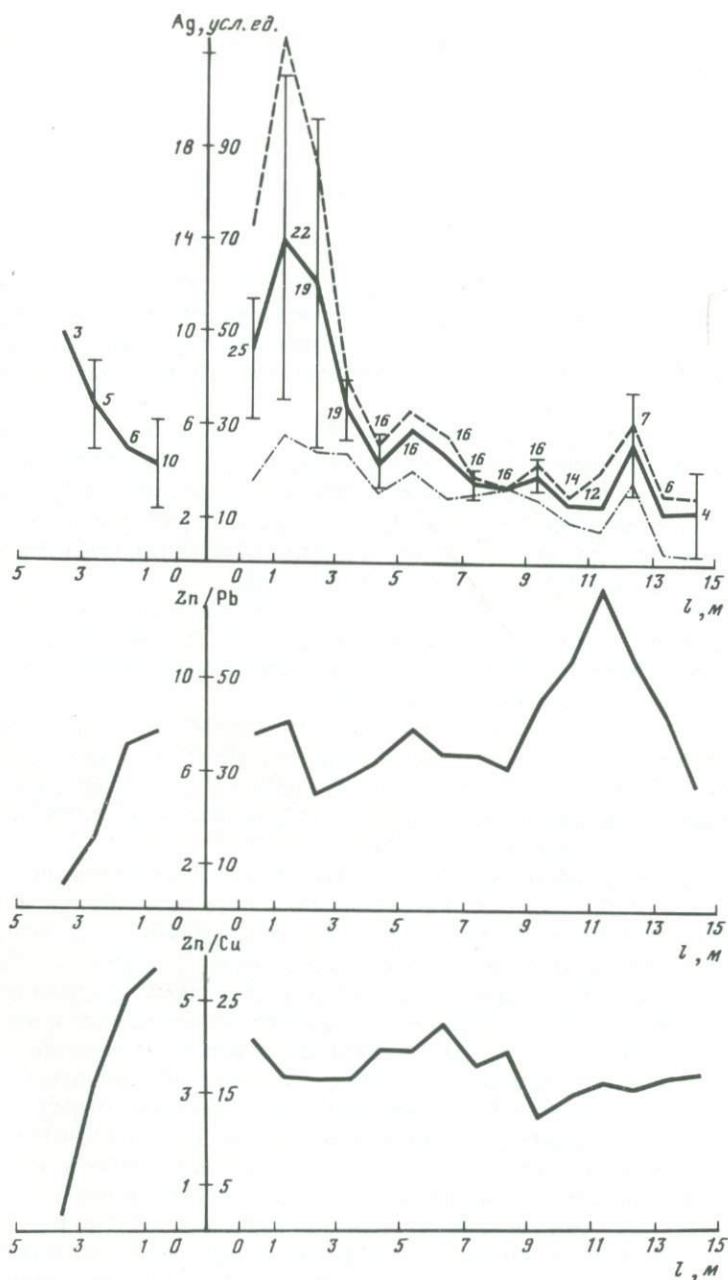
По аналогичной методике были обчислены содержания Zn , Pb , Cu , Ag , Au на Назаровском месторождении. Картина получена более однозначная, по-видимому, потому что выборка была более однородной и включала только данные, характеризующие именно зоны контактов даек долеритов. Графики распределения элементов приведены на рис. 22, 23. Очевидными представляются следующие закономерности.

В эндоконтактных частях даек долеритов отмечаются повышенные содержания рудных элементов (табл. 11). Однако и здесь это нельзя объяснить контаминацией уже существовавших руд. Значения Zn/Pb в рудах всегда больше 25, а в дайках — ниже 8; Zn/Cu в рудах больше 15, в долеритах меньше 6; Pb/Cu в рудах меньше 0,7, а в дайках больше 1. Неперекрывающиеся значения отношений рудных элементов позволяют довольно уверенно отрицать контаминацию руды долеритами. Еще более убеждает в этом характер поведения отношений содержаний цинка и меди со свинцом. Первые два элемента хорошо растворяются в основных расплавах за счет сродства с железом. Однако в долеритах их содержания по отношению к содержанию свинца меньше, чем в руде.



Р и с. 22. Распределение Zn, Pb, Cu в эндо- (слева) и экзоконтактах (справа) даек долеритов на Назаровском месторождении

Штриховая линия — лежащий, штрихпунктирная — висячий контакты; сплошная — среднее значение; вертикальные линии — отклонения от среднего; числа около точек — количество анализов



Р и с. 23. Распределение величин Ag , Zn/Pb , Zn/Cu в эндо- (слева) и экзоконтактах даек долеритов Назаровского месторождения

Усл. обозначения те же, что и на рис. 22

Т а б л и ц а 11
Среднее содержание Zn, Pb, Cu, Ag, Au
в долеритах Назаровского месторождения

Содержание элемента, %	1	2	3	Содержание элемента, %	1	2	3
Zn · 10 ⁻²	37	—	1,3	Ag · 10 ⁻⁵	58	—	1
Pb · 10 ⁻³	90	4,3	0,8	Au · 10 ⁻⁶	44	—	0,4
Cu · 10 ⁻²	7	—	1				

Содержания Zn, Pb, Cu, Ag закономерно падают с удалением от контакта с дайками долеритов. Для Au эта тенденция плохо выдержана из-за недостаточного числа проб для характеристики элемента с высоким коэффициентом вариации; для Zn, Cu, Ag выявляется довольно отчетливый максимум в интервале 2–3 м от контакта.

Отчетливо различие в содержаниях Zn, Pb, Cu, Ag, Au в рудах со стороны висячего и лежащего боков даек долеритов: в лежащем боку содержания рудных элементов заметно выше и это различие статистически значимо. Эти данные свидетельствуют о том, что рудные ореолы формировались уже после становления даек долеритов, которые локализованы как в рудо-подводящих, так и в рудовмещающих структурах.

Приведенные данные о распределении рудных компонентов относительно контактов с дайками и субвулканическими телами, на наш взгляд, однозначно свидетельствуют о том, что современный облик месторождения — гидротермально-метасоматический.

Было ли до этого более древнее месторождение? Этот вопрос равносильен вопросу об источнике рудного вещества. Пока ни у кого нет убедительных и однозначных данных по этому вопросу, а следовательно, мы не располагаем никакими доказательствами существования более древнего вулканогенно-осадочного месторождения.

Морфологический метод исследования показал, что на Озерном месторождении в контактах с дайками многие рудные тела меняют мощность или свою конфигурацию. Если оруденение последайковое, то содержания рудных компонентов тоже должны меняться (как со стороны экзоконтактов, так и со стороны эндоконтактов) по сравнению со средним содержанием в рудном теле или метасоматически измененной породе и по сравнению с фоновым (кларковым) содержанием в дайках. Изменение содержания компонентов в экзоконтактной зоне должно обуславливаться изменением гидродинамического режима фильтрации растворов перед слабопроницаемым препятствием (экраном) и изменением (в связи с этим) скорости диффузии и скорости массообменных реакций, приводящих к замещению исходных минералов рудными. В результате проникновения растворов в экраны (дайки), хотя и в незначительной мере, и диффузии в дайки рудных компонентов массообменные реакции в них тоже будут иметь место, но в значительно меньших масштабах. Таким образом, будет происходить "заражение" даек рудными компонентами. Последние могут образовывать собственные рудные минералы или входить изоморфно в новообразованные силикаты.

При внедрении даек в ранее сформировавшиеся рудные тела и зоны слабой рудной минерализации тоже будет происходить перераспределение рудных компонентов в экзо- и эндоконтактах, но в значительно меньших объемах. Здесь многое будет зависеть от мощности даек, температуры магмы, времени ее остывания, состава и количества отделяющихся от магмы флюидов. Маломощные дайки (0,3–3 м), а таковые преобладают на Озерном и других месторождениях рудного узла, обладают незначительным количеством тепловой энергии и малым содержанием флюидов. Это заключение мы делаем по наблюдениям весьма слабоизмененных экзоконтактов таких даек вдали от оруденения. Тем не менее преобразования рудных минералов в экзоконтактовых зонах, как показали физико-химические расчеты, произойдут, но на незначительных расстояниях от эндоконтактов (см. табл. 9). В эндоконтактах возможна контаминация магмы рудными компонентами, но в какой мере — трудно сказать, так как для решения этого вопроса нужны исследования на месторождениях с заведомо последующими дайками.

Гидродинамический режим фильтрации растворов и диффузия компонентов будут зависеть от путей фильтрации и положения даек в пространстве. Растворы могут двигаться вдоль или только лежащего или только висячего бока и с обоих боков снизу вверх, сверху вниз по всей плоскости дайки или только по какому-то ограниченному поверхностями пронизанного пласта участку плоскости. В связи с этим рудоотложение в экзоконтактовых зонах даек будет происходить на разных расстояниях от дайки (рис. 24).

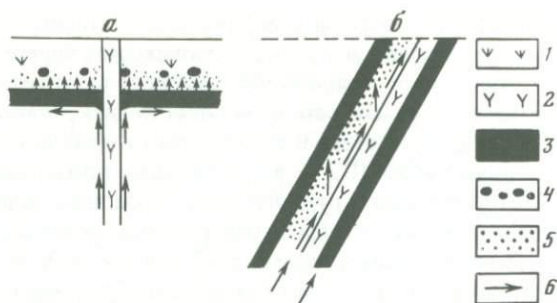
Петрохимический метод. Этот метод основан на изучении изменений содержания петрогенных компонентов в эндо- и экзоконтактах даек с рудой и вмещающими породами. Параллельно определению петрогенных компонентов производился анализ этих же проб на Ba, Sr, Pb, Zn и Cu. Петрохимические исследования сопровождались изучением шлифов и аншлифов.

Дайки андезитовых порфиритов на Озерном месторождении всегда в значительной степени серицитизированы и хлоритизированы со стороны контактов, а иногда и полностью. Кроме того, здесь часто развиты сидеритизация, окварцевание, альбитизация, а на контакте с рудами — баритизация и пиритизация.

Околорудные изменения в дайках андезитовых порфиритов детально изучались по скв. 51, 393, 106, 50 в кварцшлагге № 10 и штольне. На контакте с рудами в андезитовых порфиритах, как правило, повышено содержание K_2O до 4% (1,8%)¹, FeO — до 9% (5,98%), Ba — до 1,5%, Sr — до 0,9%, а также Pb и Zn — до 0,1%. При этом выносятся CaO (5,23%) и Na_2O (4,62%). Их содержания падают до 0,2%. Одновременно происходит снижение содержания Fe_2O_3 , хотя сумма Fe_2O_3 и FeO остается практически постоянной. При развитии альбитизации (скв. 51) содержание Na_2O резко возрастает до 8% (4,62%); параллельно растет и содержание Pb и Zn.

Дайки сиенит-порфиров на Озерном месторождении интенсивно изменены и из красных, розовых и плотных превращены часто в белесые, бежевые и пористые. В некоторых из них параллельно контактам наблюдается метасоматическая полосчатость (скв. 63), представленная вторичными минералами (кварц, карбонат, калиевый полевой шпат, гематит), что

¹ В скобках даны средние значения по Р.С. Тарасовой (1969).



Р и с. 24. Гидродинамическая модель фильтрации рудоносных растворов и рудоотложения возле экранов

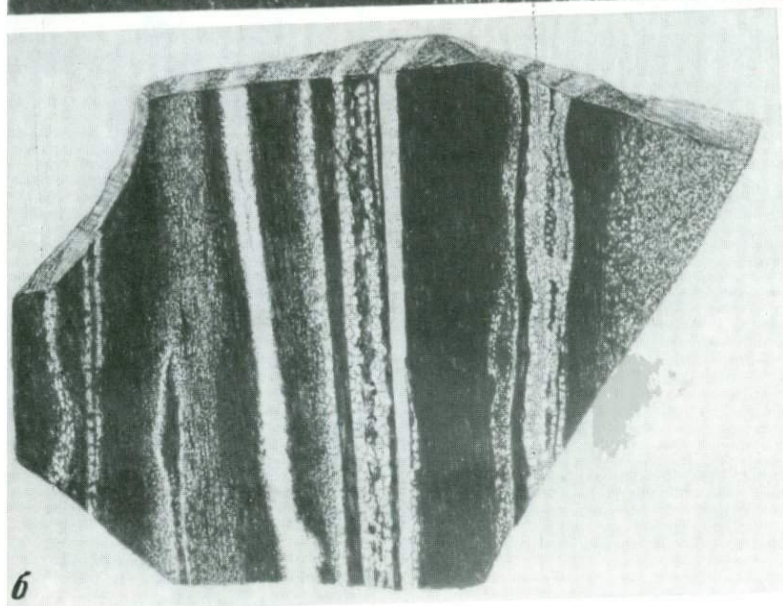
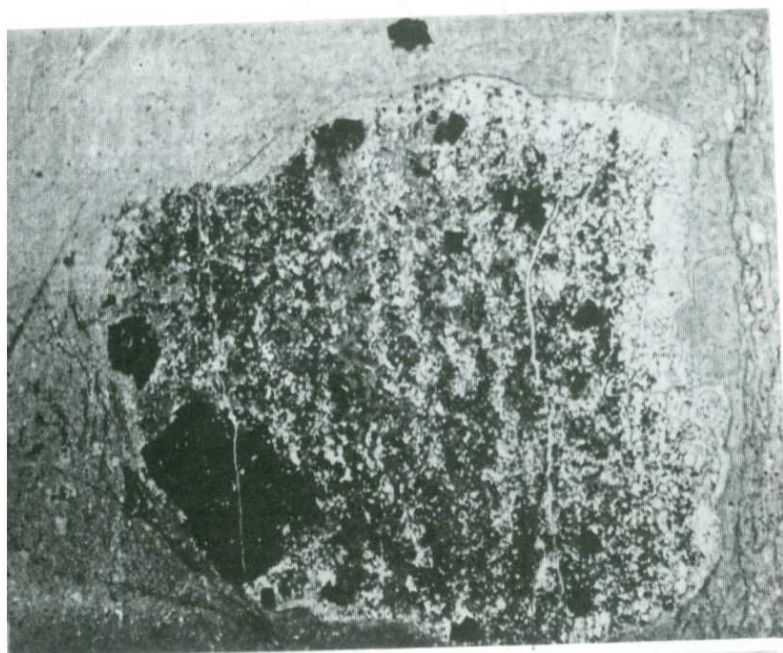
1, 2 — экранирующие дайки; 3 — руда; 4 — рудные обломко- и гальковидные метасоматические обособления; 5 — рудная вкрапленность; 6 — направление фильтрации растворов: вдоль экранов — под действием напора, вертикально вверх — под действием капиллярного поднятия

а — фильтрация вдоль вертикального и сопряженного с ним горизонтального экранов; рудоотложение вдоль горизонтального экрана и в самом экране; б — фильтрация и рудоотложение вдоль наклонного экрана

обусловило развитие в массиве дайки псевдопепловой и псевдофлюидальной текстур [90]. Дайки подвергнуты сидеритизации, серицитизации, баритизации и окварцеванию. На контакте с рудой для них характерно повышенное содержание летучих (в том числе CO_2), пониженное — SiO_2 , Fe_2O_3 , Na_2O , CaO и MgO . Стабильными остаются содержания Al_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 . Общее содержание щелочей в дайках сиенит-порфиров на Озерном месторождении по сравнению с такими же дайками за его пределами понижено с 5–5,5% (данные Б.А. Литвиновского) до 3–4%. Это вызвано серицитизацией полевых шпатов. Однако под действием рудоносных растворов натрий выносятся практически полностью (содержание Na_2O падает до: 0,2% (квершлаг 7, 28 м), 0,15 (скв. 36), 0,05% (скв. 35, обр. 102^а), а содержание K_2O растет (9% — скв. 35, обр. 102^а, 13% — скв. 361, обр. 38^б, 15% — скв. 341, обр. 39^б). Опробование известняков по скв. 36 показало, что при приближении к контакту с дайкой сиенит-порфиров в них растет содержание S, Fe, SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , MgO , MnO и падает — CaO , п.п.п. (по-видимому, за счет CO_2).

В дайках плагиопорфиров на Озерном месторождении при проявлении в них околорудного метасоматоза растет содержание K_2O до: 6% (скв. 163^б, обр. 763,5), 6,5% (скв. 163^б, обр. 831), 8,2% (скв. 461, обр. 688–2), FeO , а также Ba, летучих Zn и Pb. Содержание Na_2O не стабильно и чаще всего падает, но иногда и возрастает. В скв. 30 и 31 по разрезам дайка–колчеданная руда–известняк и дайка–руда–известковистый туфит установлено, что в известняки привнесены SiO_2 , K_2O и вынесены CaO и CO_2 ; в туфиты привнесены K_2O и вынесены SiO_2 и Al_2O_3 .

В дайках долерита нередко появляется калиевый полевой шпат, и некоторые исследователи считают его первичномагматическим минералом. Мы пришли к иному заключению. Калиевый полевой шпат чаще всего образует оторочки вокруг хлоритовых миндалинов. Хлорит-калиевополевошпатовые агрегаты развиваются также по порфировым выделениям плагиоклаза. Часто калиевый полевой шпат обрастает зерна плагиоклаза. В интерстициях



6

0 2 cm

Таблица II

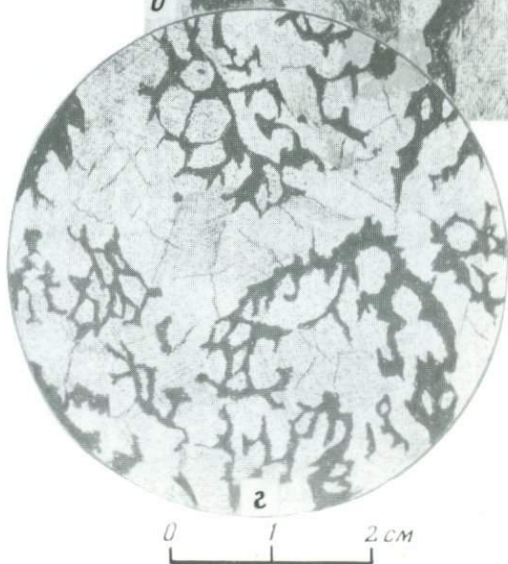
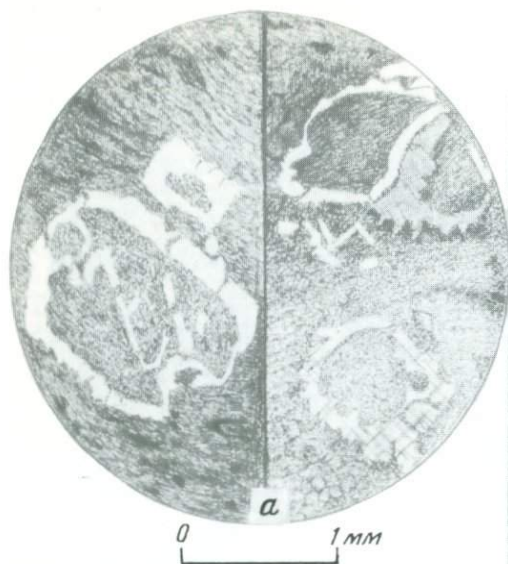


Таблица III



0 2 cm



Таблица IV



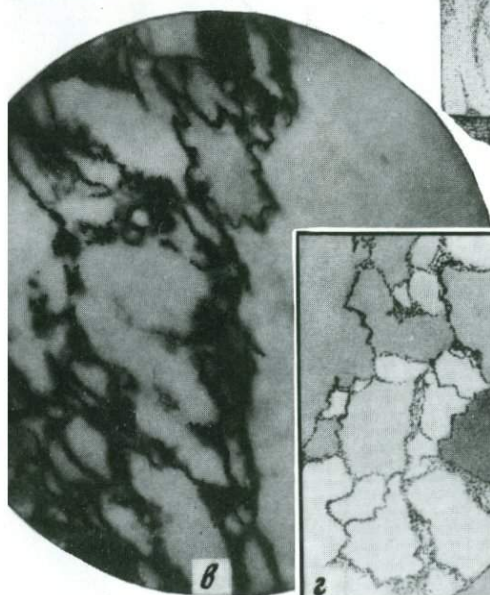
Таблица V



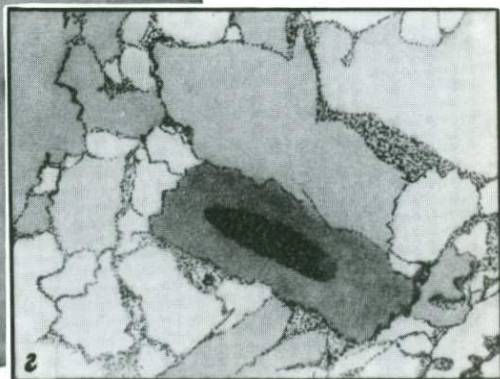
0 3 cm



0 2 cm



0 2 cm



0 2 cm

Таблица VI

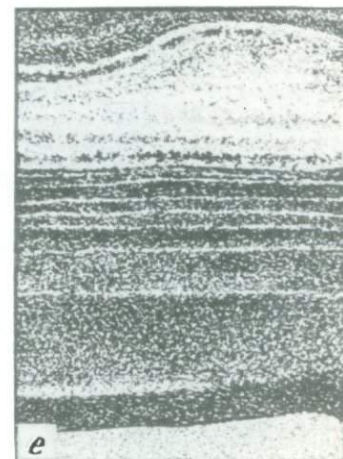
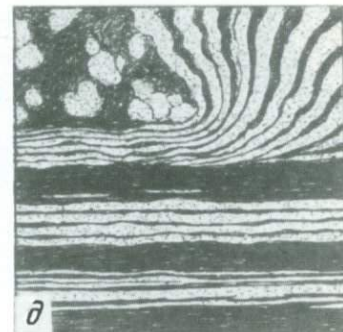
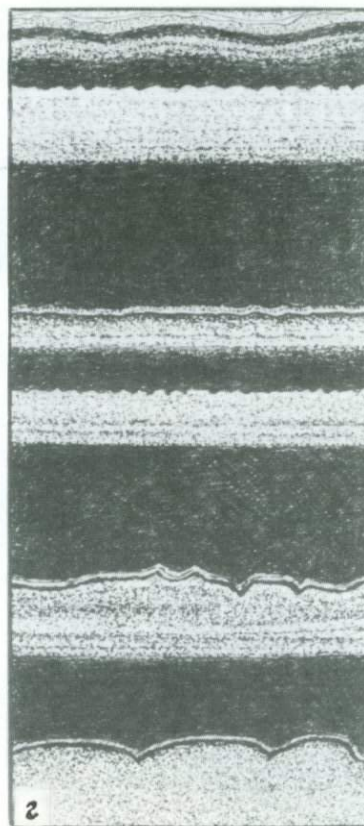
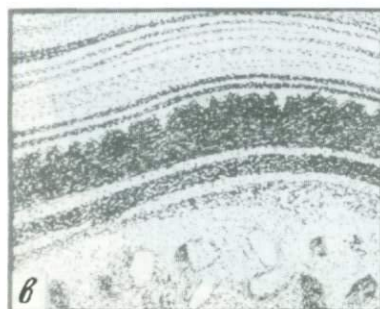
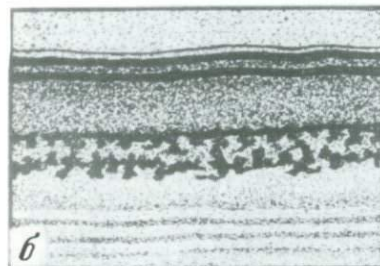
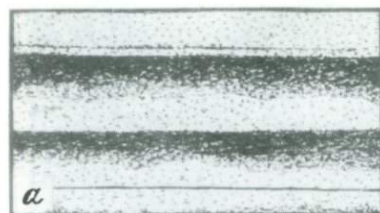
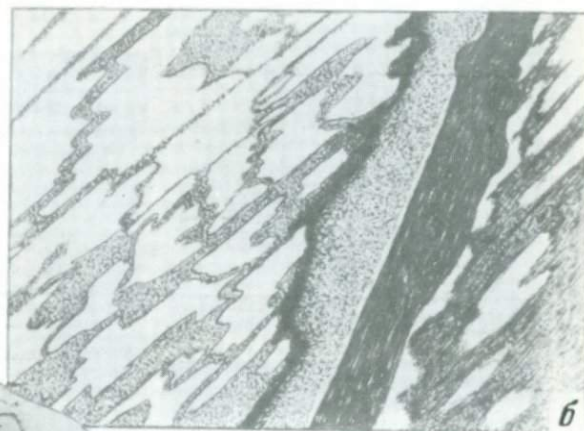


Таблица VI



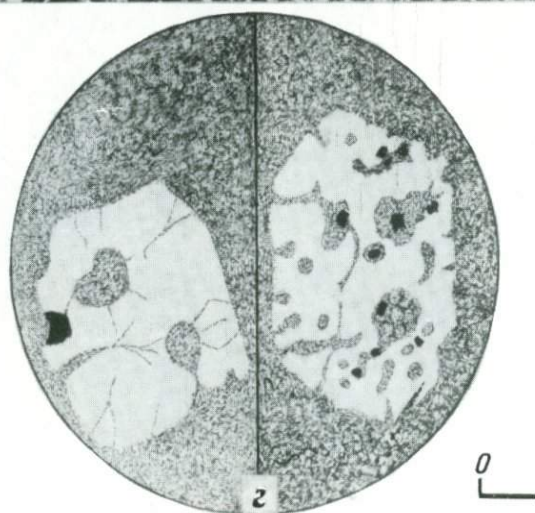
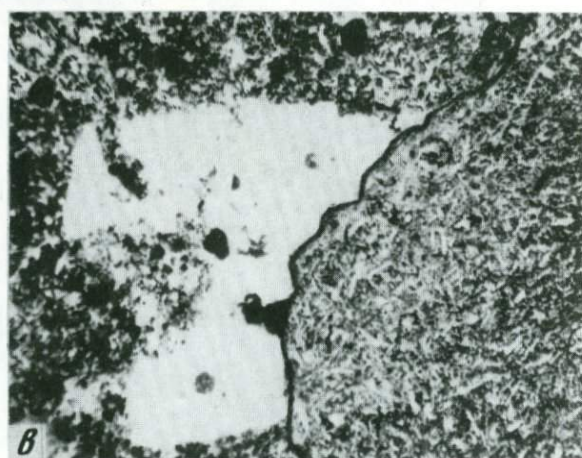
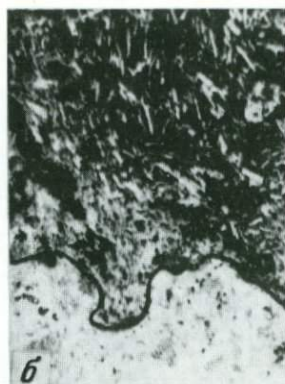
0 1 cm



0 2 cm



0 2 cm



зерен полевых шпатов формируется хлорит-калиевополевощпат-лейкоксен-магнетитовый агрегат. Участки с развитием калиевого полевого шпата напоминают капли и пятна розового цвета на фоне темно-зеленых и черных долеритов. Мы полагаем, что этот калиевый полевой шпат — послемагматический, по крайней мере в основе своей.

На Озерном месторождении дайки долеритов практически все претерпели метасоматическое изменение и часто настолько сильное, что превратились из черных плотных пород в бурые, палевые и даже белые пористые образования. Они биотитизированы, хлоритизированы, калишпатизированы и аргиллизированы. На контакте с рудой в долеритах повышены содержания летучих компонентов (по силикатным анализам доля п.п.п. достигает 20% — скв. 55, обр. 126, а CO_2 до 10% — обр. 315/0). При этом возрастает содержание FeO и падает Fe_2O_3 вплоть до полного исчезновения (скв. 55, обр. 128 и 129). Эти изменения связаны с процессом сидеритизации, который сопровождается незакономерным изменением содержания Ca , Mg , Mn . Отмечается большая дисперсия в содержаниях щелочей при общей тенденции их повышения. Достоверно можно сказать, что щелочи привнесены в результате метасоматического процесса. Привнесены также Si , Ba , Zn , Pb . Устойчивыми остаются Al_2O_3 , TiO_2 . Интересно отметить тенденцию снижения содержания меди в эндоконтактах даек долеритов. Опробование кернa вмещающих долериты туфов андезитовых порфиров показало, что при приближении к контакту дайки растут содержания SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , P_2O_5 и CaO и уменьшаются — FeO и Fe_2O_3 .

Обобщая изложенный материал по петрохимии, можно сделать следующие выводы о закономерностях привноса-выноса компонентов в эндо- и экзоконтактах даек.

1. В эндоконтактах даек различного состава с рудами повышаются содержания K_2O , Ba , п.п.п. (CO_2), FeO , Pb и Zn и снижаются содержания Fe_2O_3 (при более или менее стабильной сумме Fe_2O_3 и FeO) и Na_2O . В дайках долеритов закономерного снижения содержания Na_2O не установлено.

2. В экзоконтактах даек различного состава, представленных известковыми и алюмосиликатными породами, также отмечается привнос K_2O , Ba , Pb и Zn .

3. В экзоконтактные известняки часто привносятся SiO_2 и Al_2O_3 в связи с процессами серицитизации и окварцевания.

4. Из эндоконтактных зон даек основного состава выносятся медь.

Ранее приведенный фактический материал по взаимоотношению интрузивных горных пород с оруденением свидетельствует об их тесной пространственной связи.

Флюидопорфиры на колчеданных полиметаллических, медно-барит-магнетитовых, медно-магнетитовых месторождениях являются основными реперами оруденения.

По тесной связи с флюидопорфирами данные месторождения имеют большое сходство с колчеданно-полиметаллическими и медноколчеданными месторождениями Рудного Алтая (Новозолотушинским, Николаевским, Золотушинским, Орловским, Березовско-Белоусовским, Зыряновским, Тишинским), Урала (Блявинским, Учалинским, Гайским, Левихинским, Дектярским), Салаира и др.

Рудные тела, так же как и на перечисленных месторождениях, локализируются в короне (Озерное месторождение) или на продолжении апофиз флюидопорфиров, обычно сложенных эруптивными брекчиями с ореолами кремниво-щелочных метасоматитов.

На Озерном месторождении, кроме контроля колчеданно-полиметаллического оруденения флюидопорфирами, отмечается тесная связь его с субвулканической интрузией диабазовых порфиров, которая экранирует рудные тела. Подобное сочетание порфиров с субвулканическими телами основного состава и оруденением отмечается на многих месторождениях.

Обычно основные интрузии предшествуют кислым. Это явление в близких модификациях закономерно повторяется в различных районах развития колчеданных месторождений различных возрастов. Кроме того, на многих из этих месторождений широко развиты дайки кислых, субщелочных и основных пород, более поздних, чем субвулканические образования основного состава, но старше оруденения. Правда, последнее дискутируется, но на Озернинском рудном узле, как показали наши исследования, это, несомненно, имеет место. Само Озерное месторождение является ярко выраженным постмагматическим объектом, где оруденение пространственно связано с интрузиями флюидопорфиров, диабазовых порфиров, с роем даек, среди которых преобладают долериты. Абсолютный возраст этих магматических образований, определенный калий-аргоновым методом (табл. 12), указывает на следующие даты: 1) диабазовые порфиры — 355 млн лет (D_3); 2) флюидопорфиры — 326–262 млн лет ($C_2 - P_1$); 3) дайки долеритов — 224–188 млн лет ($T-J$). Тем не менее флюидопорфиры содержат ксенолиты долеритов. Поэтому они все могут считаться наиболее молодыми образованиями.

Тесная пространственная связь этих магматических пород может быть объяснена двояко: 1) единством длительное время эволюционирующего магматического очага, первоначальный состав которого соответствовал составу диабазовых порфиров; 2) гранитизацией более ранней интрузии основного состава посредством магматического замещения, согласно представлениям Д.С. Коржинского [46, 48]. Признаки гранитизации габбро и диоритов атарханского комплекса наблюдались нами не только в обрамлении останца вулканогенно-осадочных пород олдындинской свиты, но и на месторождениях Гурвунур и Назаровском.

В первом случае флюидопорфиры могут быть обогащенным флюидом кислым ликватом основной магмы, инъецировавшим по путям внедрения диабазовых порфиров, долериты — измененным (обогащенным щелочами) остаточным расплавом основного состава.

Во втором случае флюидопорфиры могут быть обогащенным флюидом вторичным расплавом на пути подъема глубинных трансмагматических растворов, посредством которых происходила гранитизация габброидов. Тогда долериты следует считать инъекциями более глубокой магмы основного состава, обогащенной щелочами в результате метаматизма трансмагматическими флюидами [48, 49]. Дайки сиенит-порфиров, по всей вероятности, являются инъекциями вторичной магмы, возникшей за счет расплавления и ошелочения пород атарханского комплекса.

Т а б л и ц а 12

Данные абсолютного возраста горных пород по калий-аргоновому методу

Место отбора проб и номер образца	Горная порода	Возраст, млн лет	Геологический период	Геохронологическая лаборатория института, автор	Литературный источник
1	2	3	4	5	6
Озерное месторождение					
C-296-140	Кварц-калиево-полевошпатовый метасоматит	294	C ₃	ЛАГЕД	Малаев, 1967 г.
C-390-60	То же	311	C ₂	То же	То же
C-291-80,5	Измененный диабазовый порфирит	355	D ₃	"	"
C-313-50	Серицитизированный туф	322	C ₂	ИГиГ СО АН СССР Л.В. Фирсов	"
C-32-352	То же	325	C ₂	То же	"
C-43-234	"	322	C ₂	"	"
C-146-438	"	247	P ₁	"	"
C-136-140,3	Брекчия порфирита	385	D ₂	"	"
C-391-109,4	"	305	C ₃	"	"
C-32-672	Андезито-дацитовый порфирит	308	C ₃	ИГиГ СО АН СССР, Л.В. Фирсов	Малаев, 1967 г.
C-161-38	Андезитовый порфирит	280-289	C ₃ P ₁	БГУ, В.Т. Черных	Мартос, 1972 г.
ШТ-350 м	Автоматическая брекчия (АМБ) липарит-дацита	290	C ₃	ЦНИГРИ, Л.П. Хрянина	Варламов, 1971 г.
Прочие участки					
C-234-145	АМБ Гундуя	326	C ₂	То же	То же
C-11-265	АМБ Ульзутуя-2	262	P ₁	"	"
	АМБ Октябрьского месторождения	282	C ₃ -P ₁	"	"
	Андезито-дацитовый порфирит Октябрьского месторождения	274	P ₂	БГУ Ю.А. Федоров	Б.К. Виноградов, 1973
C-6-250	Андезито-дацитовый порфирит	283-288	C ₃ -P	То же	То же
	Скарнированные породы и известковистые скарны, Солонго (среднее из 17 определений)	236	P ₂	ВИМС, БГУ	"

Т а б л и ц а 12 (окончание)

1	2	3	4	5	6
	Грейзенизированные породы Солонго, (среднее из пяти определений)	236	P ₂	БГУ	"
	Граносиениты Солонго; среднее из 8 определений	222	P ₂ -T	ВИМС, БГУ	"
	Граносиениты прилегающих площадей; среднее из 19 определений	235	P ₂	ВИМС, БГУ	Б.К. Виноградов, 1973 г.
Дайки рудного узла					
	Сиенит-порфиры	255	P		И.В. Крейтер, 1969 г.
	"	272	P		
	"	270	P		
	Долерит офитовой структуры	220	T		
	Долерит криптовой структуры	224	T		
	То же	188	T-J		

П р и м е ч а н и е. Приведенные в таблице данные заимствованы у Б.К. Виноградова и И.В. Крейтера.

Второе представление нам кажется более вероятным, хотя и оно является гипотетичным. Достоверно лишь, что полиметаллическое и медно-баритовое оруденения пространственно связаны с флюидопорфирами, субвулканическими телами и дайками основного состава. Флюидопорфиры часто содержат ксенолиты — реликты от замещения основных пород, в том числе и даек долеритов. Это свидетельствует о том, что пути движения основных магм, флюидопорфиров и послемагматических рудоносных растворов часто совпадают. Следовательно, источником рудного вещества (Zn, Pb, Cu), вполне вероятно, были магма и горные породы основного состава.

Со слабогранитизированными (окварцованными, альбитизированными и перекристаллизованными) диоритами субвулканической гипабиссальной фации связаны сфалерит-магнетитовое месторождение Назаровское и апатит-магнетитовое (железорудное) месторождение Гурвунур. На Назаровском месторождении по разведочным данным подсчитано, что из 116 пересечений даек долеритов (буровыми скважинами) в 42 случаях в непосредственном контакте с ними есть руда (с одной или двух сторон), в 14 случаях руда располагалась на расстоянии 1—5 м от контактов. Другими словами, почти половина обнаруженных бурением даек долеритов играет роль рудолокализирующих структур. 17 пересечений скважинами даек сиенит-порфиров (34 контакта) оказались полностью безрудными.

Приведенные цифры свидетельствуют о том, что пути внедрения даек долеритов и движения рудоносных растворов совпадают. Совпадают они и

на Озерном месторождении, только там контакты даек явились в основном не рудолокализирующими структурами, а структурами фильтрации рудоносных растворов. Об этом свидетельствует почти повсеместное развитие гидротермально-метасоматической минерализации в приконтактных зонах даек долеритов и даек другого состава (андезитовых порфиров, сиенит-порфиров и плагиопорфиров).

Локализация магнетитовых залежей месторождения Гурвунур возле выходов окварцованных диоритов и непосредственно в них дает основание полагать, что железо выносилось из диоритов или габбро атарханского комплекса в результате выщелачивания гидротермальными растворами.

На месторождении Солонго-Магнетитовое связь скарнов и оруденения с гранитоидами, хорошо доказанная Б.К. Виноградовым [65], не вызывает сомнений. Вопрос, что является источником железа — нам кажется вполне разрешимым.

По данным разведочного бурения, геофизики и геологического картирования, гранитоиды западного фланга месторождения слагают гребень, вытянутый в субмеридиональном направлении. Наличие гранитоидов на глубине подтверждается ороговикованными и гранитизированными туфами андезитовых порфиров, прослеживающихся по горе Длинной в сторону руч. Ульзутуй, а также цепочкой непосредственных выходов лейкократовых гранитов, граносиенитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов по горе Длинной через руч. Ульзутуй к месторождению Ульзутуй-1. Количество вынесенных при гранитизации андезитовых порфиров железа и магния, по нашим подсчетам, вполне достаточно для образования по контакту с карбонатными породами скарнов и магнетитовых залежей месторождения Солонго-Магнетитовое.

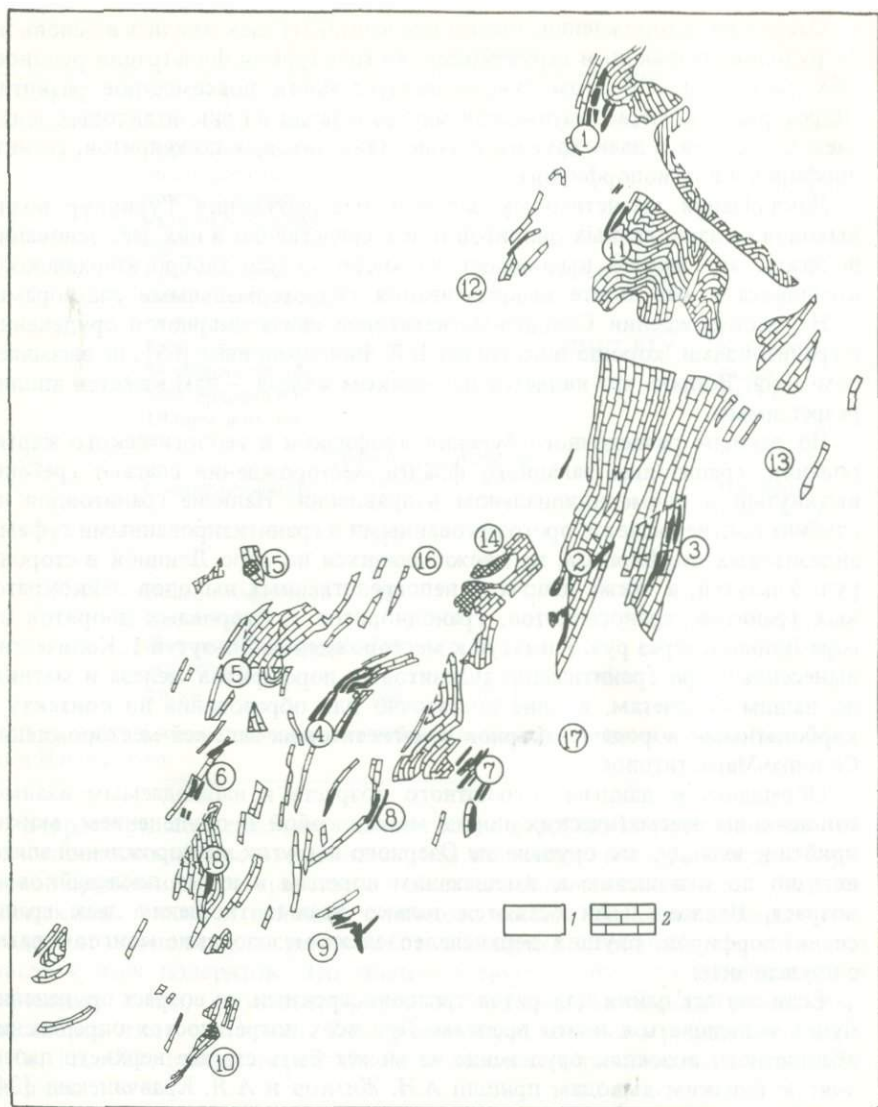
Обращаясь к данным абсолютного возраста и наблюдаемым взаимоотношениям магматических пород между собой и оруденением, можно прийти к выводу, что оруденение Озерного и других месторождений эпигенетично по отношению к вмещающим породам и имеет последдаиковый возраст. Неизвестными остаются только взаимоотношения даек граносиенит-порфиров, рвущих верхнепалеозойско-мезозойские конгломераты, с оруденением.

Если считать дайки долеритов триасово-юрскими, то возраст оруденения будет укладываться в эти пределы. При всех погрешностях определения абсолютного возраста, оруденение не может быть старше верхнего палеозоя; к близким выводам пришли А.Н. Житков и А.Я. Кравчинский [34] на основании палеомагнитных данных.

РОЛЬ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО ФАКТОРА В ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Установление литологического контроля и стратиграфической позиции колчеданного и другого оруденения играет важную роль в определении генезиса, возраста и закономерностей локализации этого оруденения.

Сторонники гидротермально-осадочного происхождения оруденения Озерного и других месторождений Озернинского рудного узла считают, что руды приурочены к определенным пачкам и горизонтам олдындинской свиты ($\in_1$ ol). Р.С. Тарасова и др. [75] выделяют две подсвиты олдындинской свиты — нижнюю и верхнюю. Нижняя подсвита расчленена на север-



Р и с. 25. Карта известняков и оруденения Озернинского рудного узла

1 — силикатные породы; 2 — известняки; остальные условные обозначения те же, что и на рис. 2

ную и гурвунурскую, а верхняя — на озерную и сухореченские пачки. Отложения верхней сухореченской пачки на месторождении отсутствуют. Пачки выделены на основе ритмики вулканических процессов: нижние части их сложены преимущественно вулканогенными, верхние — вулканогенно-осадочными и осадочными породами (известняками). Основное оруденение сосредоточено в озернинской пачке пород, в ее преимущественно известняковой части. Такого мнения придерживаются и Э.Г. Дистанов

[26], И.Л. Васильев [15] и др. Особое внимание эти исследователи уделяют конседиментационному прогибанию Озернинской синклинали и одновременному с ним рудоотложению. По их представлениям, осадконакопление сопровождалось землетрясениями, вызывающими развалы рифовых построек. В результате образовывались грубообломочные известняковые брекчии на рудном или пирокластическом цементе.

Анализируя этот материал, мы пришли к выводу, что конседиментационное прогибание Озернинской синклинали весьма маловероятно, так как она составляет в ширину много менее 1 км, а в длину — 2 км, т.е. мала. Описываемые в геологической литературе конседиментационные структуры имеют большие параметры, так как возникают они при опускании крупных участков земной коры. При конседиментационном прогибании мощность слоев будет увеличена в замке синклинали, в то время как на Озерном месторождении наиболее крупное рудное тело № 8 имеет наибольшую мощность не в замке, а на юго-восточном крыле. О том, что известняковые брекчии не осадочные, а тектоно-метасоматические нами уже неоднократно доказывалось в работах [90, 92, 94], опубликованных ранее.

Полученный в процессе документации керна буровых скважин и построении разрезов, а также при изучении подземных выработок фактический материал убедил нас в том, что рудные тела на Озерном месторождении в большинстве своем залегают несогласно с вмещающими породами. Они локализируются вдоль контактов пологосекущих напластование тел диабазовых порфириров, вдоль даек, по зонам пологих тектонических срывов, зонам расщепления и вдоль контактов литологически разнородных пород — туфов или туффитов с известняками.

На всех месторождениях Озернинского рудного узла оруденение различных типов локализуется в пачках карбонатных пород (известняков, известковистых туффитов) и приурочивается к контактам с силикатными породами — туфам или лавам андезитовых, андезито-дацитовых и дацитовых порфириров, а также секущим интрузивным телам. Карта известняков и оруденения (рис. 25) наглядно иллюстрирует тесную пространственную связь месторождений с толщами известняков независимо от их стратиграфического положения, и все же подчиняясь ему. Но это подчинение связано не с ритмами вулканической деятельности, как полагают сторонники гидротермально-осадочной гипотезы, а с тем, что в разрезе олдындинской свиты карбонатные породы преобладают в верхней подсвите, чередуясь с силикатными отложениями. Не усматривая прямой связи оруденения с вулканическими импульсами, мы все же должны признать отдаленную их косвенную связь.

На Озерном месторождении рудные тела часто залегают среди карбонатных пород с наличием биогерма. Последние свидетельствуют о малой глубине формирования их в водном бассейне. Согласно палеорекострукциям [15], глубина образования этих пород составляет в среднем около 50 м, а давление соответственно — 0,5 МПа. Для выяснения Р–Т условий рудообразования была привлечена термобарогеохимия.

P-T условия формирования колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения

Условия образования руд определялись на основании изучения флюидных включений. Термобарометрически изучена сплошная слабополосчатая руда, относившаяся сторонниками вулканогенно-осадочного генезиса рассматриваемого месторождения к типично осадочным образованиям. Полосчатость ("слоистость") выражена чередованием линейных участков тонкозернистого пирита с большим или меньшим содержанием сфалерита, кварца, карбоната и тонкими полосками существенно кварц-карбонатного состава с редкими зернами сульфидов. В кварце выделено две группы включений: в центральной части зерен флюидные включения расположены азонально, равномерно и плотно насыщая весь объем, в краевой зоне включения распределены также равномерно, но встречаются гораздо реже. Размеры двухфазных газовой-жидких включений составляют не более 5 мкм. Вакуоли имеют форму отрицательного кристалла и ориентированы вдоль оси С кварца, что проверялось на столике Федорова. Для определения давления нами использован способ, основанный на определении коэффициента наполнения включений (F). Суть его состоит в следующем. У водной системы определенной плотности есть своя определенная температура гомогенизации. Если двухфазное (газ+жидкость) бессолевое включение имеет иную температуру гомогенизации, система не чисто водная, а газ-водная. Системы вода-легкорастворимый газ имеют пониженную температуру гомогенизации, а вода-труднорастворимый газ — повышенную. Для включений, чей состав отвечает системе вода-труднорастворимый газ, плотность определяется измерением объемов газовой и жидкой фаз. По плотности находят изохору на диаграмме состояния воды. Пересечение изохоры с изотермой, равной температуре гомогенизации, определяет фигуративную точку момента гомогенизации [84].

Самые большие трудности возникают при измерении коэффициента наполнения включений и обосновании точности измерений. Измерения проводились только в тех кварцевых зернах, в которых ось С ориентирована вдоль плоскости пластины. Коэффициенты наполнения в центральных частях кварцевых зерен замерены в 12 включениях, $F_1 = 0,98 \pm 0,002$; в краевых зонах — в 11 включениях, $F_2 = 0,97 \pm 0,005$. Однако следует учесть, что невозможно определить, как лежит вакуоль: гранью или ребром призматического пояса вверх. При этом максимальная ошибка в определении объема призматического пояса составляет 30%, а пирамиды — 18%. Можно показать, что точность определения коэффициента наполнения зависит как от точности определения объема, так и от величины самого коэффициента F [80].

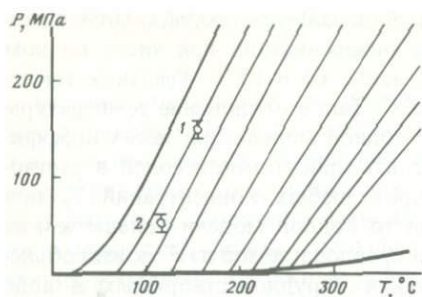
$$\Delta F_{\text{отн}} = \frac{\Delta V_{\text{отн}} (1 - F)}{F (1 + \Delta F_{\text{отн}})},$$

где $\Delta F_{\text{отн}}$ — относительная ошибка в определении коэффициента наполнения; $\Delta V_{\text{отн}}$ — относительная ошибка в определении объема вакуоли; F — коэффициент наполнения, $F = \frac{V_{\text{жидкости}}}{V_{\text{вакуоли}}}$.

Коэффициенты наполнения при вышеупомянутой точности определе-

ния объема вакуоли составляет: $F_1 = 0,98 \pm 0,004$, $F_2 = 0,97 \pm 0,004$. Исходя из значений F_1 и F_2 температура гомогенизации при чисто водном составе флюида должна быть соответственно 65 и 85°C. Реальные температуры гомогенизации равны 157 и 110°C. Такое отклонение температуры гомогенизации (92°C и 25°C) от чисто водной модели при таких коэффициентах наполнения невозможно объяснить присутствием солей в растворе, так как у ненасыщенных растворов любых концентраций T_g при подобных F не может отличаться от чисто водной модели больше чем на 5°C [53]. Разницу между T_g реальной и предполагаемой из F можно объяснить только присутствием во включениях труднорастворимых в воде газов. Из других работ [22, 30, 31, 81, 84] известно, что на колчеданно-полиметаллических месторождениях труднорастворимые газы типа азота пользуются широким распространением. Следовательно, в этом случае можно применить метод определения T - P параметров минералообразования по двухфазным флюидным включениям с труднорастворимыми газами. При этом изохоры включений должны определяться не по температуре гомогенизации, а исходя из реальной плотности включений — по коэффициенту наполнения. Фигуративная точка момента гомогенизации определяется пересечением этих изохор с изотермами, равными T_g . Получены следующие параметры гомогенизации: $T_1^1 = 157^\circ\text{C}$, $P_1^1 = 150^{+1,1}_{-1,5}$ МПа; $T_2^2 = 110^\circ\text{C}$, $P_2^2 = 42^{+10,5}_{-10,5}$ МПа.

Обращает на себя внимание следующий факт. Имея примерно равные коэффициенты наполнения, включения гомогенизируются при существенно разных параметрах, что, по всей видимости, свидетельствует о близком к гетерогенному состоянию флюида во время минералообразования. Действительно, если захватываются гомогенные чисто водные фазы одинаковой плотности, это должно приводить к гетерогенизации в одной и той же точке — на двухфазной кривой воды. Это же верно и для водно-солевых систем. Однако если флюид отвечает по составу водно-газовой системе, то, двигаясь по изохоре, фигуративная точка системы должна была бы пересекать изоконцентраты растворимости газа в воде, а сам флюид мог быть в гетерогенном состоянии. Продолжительность пребывания флюида в гетерогенном состоянии зависит от исходного содержания газа и его растворимости в воде. Большое различие P - T параметров гомогенизации при приблизительно одинаковом наполнении свидетельствует, как и "несоответствие" температуры гомогенизации с наполнением, о том, что состав флюида отвечает системе вода-труднорастворимый газ. В течение времени движения фигуративной точки системы по изохоре от точки 1 к точке 2 (рис. 26) флюид был в гетерогенном состоянии. Однако явных следов кипения не было обнаружено (были найдены только очень редкие одиночные газовые включения, генезис которых установить не удалось). По всей видимости, это связано с "выкипанием" труднорастворимого газа, и, несмотря на значительные изменения P - T параметров, газовая фаза не могла быть образована в существенных количествах. Если опираться на водно-азотную систему, то такое изменение T и P приведет к падению содержания азота в системе с 1 до 0,25 мол.%. Выкипание такого количества азота приведет к образованию газовой фазы, занимающей примерно 2% объема системы, поэтому захват собственно газовых и гетерогенных (водно-газовых) включений был маловероятен. И даже будучи захвачен-



Р и с. 26. Условия образования флюидных включений в кварце из массивной слабополосчатой руды

1 — фигуративная точка образования включений из центральной части; 2 — из краевой части кварцевых зерен

ными, они не могут быть надежно идентифицированы. Так как захватываемый водный флюид был в состоянии, близком к гетерогенному, малейшее изменение температуры и давления приводило к гетерогенизации. Следовательно, определенные T – P параметры гомогенизации практически равны T – P условиям минералообразования.

Полученные значения давления в 150 и 42 МПа дают основания предполагать в случае осадочного отложения руд, наличие соответственно 15- и 4-километрового столба воды, что явно не соответствует господствовавшим при образовании рудовмещающей толщи условиям. Кроме того, формирование карбонатных пород на таких глубинах невозможно из-за того, что ниже 4–5 км морская вода не насыщена карбонатами. Несоответствие условий образования руд и вмещающих пород не свидетельствует о гидротермально-осадочном образовании описываемых руд Озерного месторождения. Массивная слабополосчатая руда является не слоистой, а полосчатой, псевдослоистой. О механизме формирования рудной и нерудной псевдослоистой метасоматической полосчатости более подробно будет изложено в гл. 3.

ТЕКТНИКА И ОРУДЕНЕНИЕ

Тектоническое строение Озернинского рудного узла кратко было изложено в гл. 1, а здесь коснемся только характеристики связи оруденения с тектоникой.

Складчатые структуры и оруденение

Озернинский рудный узел полностью вписывается в контур синклинальной складки I порядка, а большая часть месторождений размещается в синклинальных структурах более высоких порядков. Озерное месторождение приурочено к Озернинской синклинали — наиболее крупной пликативной структуре II порядка, находящейся в центре узла. По названиям месторождений и рудопроявлений выделяют еще ряд синклиналей II порядка [14]: Солнечную, Октябрьскую, Ульзутуйскую, Таежнинскую, Перевальнинскую, Звездинскую. Приуроченность месторождений и рудопроявлений к синклинальным структурам и породило у сторонников гидротермально-осадочной гипотезы представление о конседиментационных рудоносных структурах. Это ошибочное представление, возникшее на ложных предпосылках, внесло много противоречивых геологических

построении, усложнивших и запутавших генетические и поисковые критерии.

Из приведенных выше данных нетрудно убедиться, что приуроченность оруденения к синклинальным структурам объясняется его четким литологическим контролем. Как уже упоминалось ранее, рудные тела всех известных на рудном узле месторождений локализуются в карбонатных породах, а карбонатные породы слагают верхнюю часть олдындинской свиты и сохранились они от эрозии, естественно, больше в синклинальных структурах. В связи с таким положением появляется вопрос: было ли оруденение в антиклинальных структурах и теперь оно уничтожено эрозией? На этот вопрос с достаточной достоверностью можно ответить, что выше современного эрозионного среза оруденения не было в тех структурах, где отсутствуют выходы интрузивных пород. Этот ответ основан на том, что месторождения на рудном узле локализованы в контактовых зонах интрузивных тел с карбонатными породами. Такие перекрещивающиеся предпосылки не только подтверждают эпигенетический характер оруденения, но и фокусируют поисковые признаки. Возникает еще один вопрос: может ли быть обнаружено скрытое оруденение в карбонатных породах, если рядом нет выхода интрузивного тела? Может, если в карбонатных породах скрытым окажется и интрузивное тело.

Разрывные нарушения и оруденение

Разрывные нарушения, как уже отмечалось, в Озернинском рудном узле развиты широко. Они рассекают олдындинскую свиту на блоки различной величины и ориентировки при северо-восточном и субмеридиональном направлениях генеральных структур. В этом же направлении простирается и подавляющая часть рудных тел различных месторождений.

Наиболее важными в металлогеническом отношении являются разрывы северо-восточного и субмеридионального простираний, особенно в узлах пересечения их между собой и с разломами субширотного простирания. По данным геофизики, на рудном узле выделены 10 рудоконтролирующих разломов, к которым приурочены все известные месторождения и рудопроявления [65]. К Турхул-Озернинскому разлому (зоне разрывных нарушений) приурочены месторождения Озерное, Солнечное, рудопроявления Васильевское и Горхон; к Турхул-Гундуйскому разлому — месторождения Турхул, Гундуй, Звездное, рудопроявления Майское, Южно-Гематитовое и др. Вдоль зон разломов протягиваются мощные зоны метасоматического изменения горных пород [78], которые сторонниками гидротермально-осадочного происхождения оруденения почему-то не замечались. Тектоно-метасоматические брекчии фигурируют в их работах как осадочные образования.

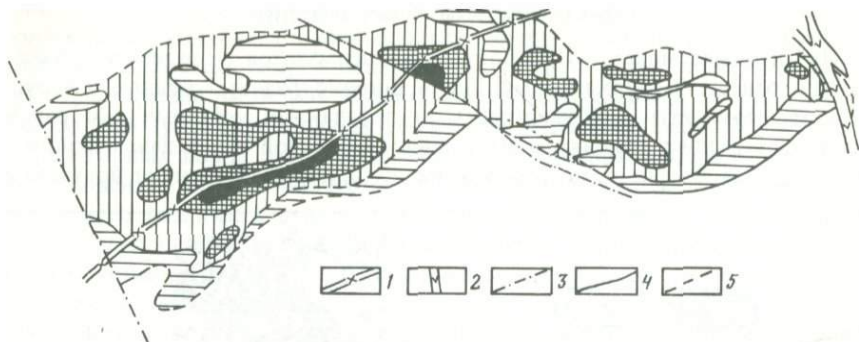
Разломы северо-восточного простирания представлены зонами расланцевания, катаклаза и милонитизации горных пород, вдоль которых на месторождениях интенсивно развиты разнообразные метасоматиты. К Озерному месторождению подходит мощная, шириной до 800 м, зона смятия [78], по которой развиты предрудные кремниевые-щелочные метасоматиты и рудные тела. Подобные зоны смятия отмечаются на Звездном и Назаровском месторождениях, на Васильевском и Октябрьском рудопроявлениях и др.

Определяющей формой тектонических движений в Озернинском рудном узле являются взбросы как результат сжатия в направлении с северо-запада на юго-восток. Следствием этого сжатия явилось растяжение в направлении с северо-востока на юго-запад с образованием трещин отрыва, выполненных дайками различного состава, и скола (Центральный разлом на Озерном месторождении и др.). Озерное месторождение локализуется в узле сочленения крутопадающей зоны смятия северо-восточного простирания с пологосекущим взбросом субмеридионального направления и с субширотными разломами растяжения и скола (Центральный разлом). К трещинам растяжения (отрыва) приурочена основная масса изобилующих здесь даек. Это андезитовые порфириты и сиенит-порфиры. Дайки долеритов больше совпадают с основным разломом северо-восточного простирания, что указывает на их глубинную природу. Все дайки, как уже нами указывалось, являются дорудными образованиями, служившими путями фильтрации растворов. Оруденение Озерного месторождения и др. часто наследует текстуры тектонических зон: полосчатость по рассланцеванию, брекчиевидность по участкам дробления. Унаследованные рудой текстуры зон рассланцевания и катаклаза на Озерном месторождении часто сочетаются с унаследованными текстурами слоистых известковистых туффилов. Полосчатые и брекчиевидные руды (независимо от того, по каким породам они формировались) имеют в основном тонкозернистую колломорфную структуру и не несут следов более позднего рассланцевания, дробления и других деформаций (кроме незначительных трещин и смещений с амплитудой в несколько сантиметров), широко и многообразно проявившихся во вмещающих породах. Эти признаки свидетельствуют о том, что рудный процесс прошел после деформации горных пород. Руды практически неметаморфизованы и благодаря своей тонкозернистости труднообогатимы. Рудные тела, приуроченные к крутопадающей зоне рассланцевания, местами переходят в зоны пологих срывов, не меняя свою структуру. При переходе зон рассланцевания по падению из известняков в силикатные породы колчеданное оруденение из сплошного становится вкрапленным или прожилково-вкрапленным [78].

К мощным зонам смятия, сопровождающим дизъюнктивы юго-восточного падения, приурочены колчеданно-полиметаллическое Звездное и сфалерит-магнетитовое Назаровское месторождения. Рудные тела этих месторождений локализуются в зонах рассланцевания, совпадающих со слоистостью вмещающих пород и секущих их, а также вдоль контактов даек. Ранее они считались осадочными [11–13, 15, 29].

Медно-барит-магнетитовое месторождение Гундуй приурочено к пересечению двух зон разломов субмеридиональной Гундуй-Аришинско-Октябрьской и Турхул-Гундуй-Звездной — северо-восточной. Рудные тела этого месторождения также имеют двоякое простирание: северо-восточное и субмеридиональное.

Апатит-магнетитовое месторождение Гурвунур находится в зоне Субино-Гурвунурского разлома северо-восточного простирания. Вдоль зоны этого разлома протягивается цепочка мелких выходов диоритов атарханского комплекса, и в то же время эти диориты сами подвергнуты грубой рассланцевке и катаклазу. Рудные тела месторождения залегают как в известняках и туффилах, так и в тектонически нарушенных диоритах. Такое положе-



Р и с. 27. Изомощности рудного тела № 8 Озерного месторождения по А.С. Лапухову [52]

1 — дайка сиенит-порфира; 2 — дайка андезитового порфирита; 3 — разрывные нарушения; 4 — границы рудного тела; 5 — линии выхода рудного тела на поверхность

Увеличение густоты штриховки соответствует увеличению мощности, увеличение мощности отмечается возле даек и Центрального разлома

ние свидетельствует о том, что разлом существовал до внедрения диоритов и затем подновился в более позднее время, т.е. он был и магмо-, и рудо-локализирующим.

На одном разломе субмеридионального направления размещены месторождения Солонго-Магнетитовое и Ульзутуй-2. Месторождение Ульзутуй-1 расположено в месте разветвления двух разломов — Ульзутуйского и Горхонского.

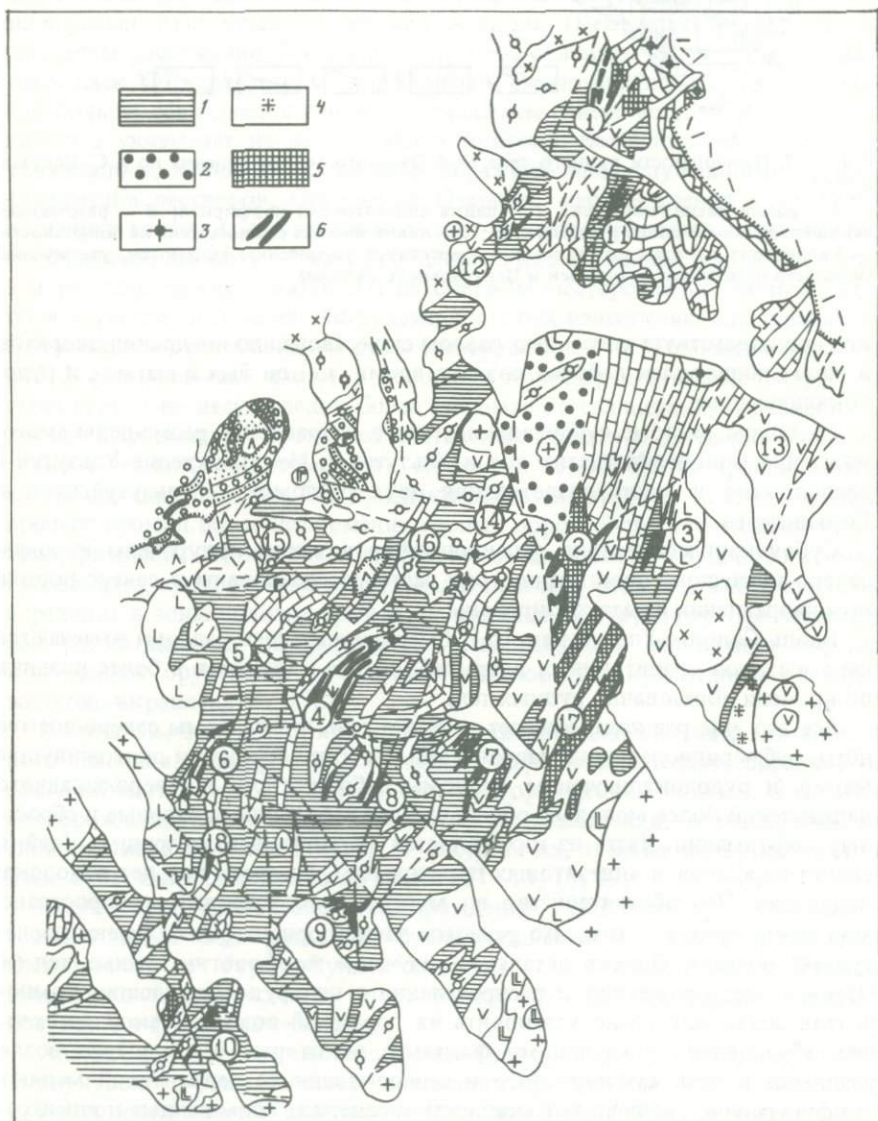
Субвулканические тела флюидопорфиров также приурочены к зонам северо-восточного простираия, они часто рассланцованы в северо-восточном направлении и катаклазированы.

Вдоль Солонго-Ульзутуйского субмеридионального разлома отмечаются цепь выходов гранитоидных интрузий, полоса роговиков и более поздних по времени образования рудных тел.

Все это еще раз подтверждает вывод о том, что разломы северо-восточного, субмеридионального направлений наиболее древние и долгоживущие магмо- и рудо-локализирующие. Разломы субширотного и северо-западного направлений более молодые, обусловившие небольшие сдвиговые и сбросовые деформации. Часть из них является магмолокализирующими (дайки сиенит-порфиров и андезитовых порфиритов), но среди них нет рудо-локализирующих. Это обстоятельство во многом способствовало распространению точки зрения о том, что разломы данной ориентировки имеют послерудный возраст. Однако детальное изучение морфологии рудных тел на Озерном месторождении и распределения в них рудообразующих компонентов позволили точно установить их дорудный возраст. Такое заключение обусловлено следующими фактами: некоторые рудные тела возле разломов и даек субширотного и северо-западного направлений меняют конфигурацию, увеличивают мощность и содержат повышенные концентрации рудных компонентов (рис. 27). Следовательно, разрывные нарушения северо-западного и субширотного направлений являются дорудными и экранируют рудные тела. Искать "сброшенное оруденение" в соседних блоках в связи с этим не имеет смысла.

МЕТАСОМАТИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ

По наблюдаемому разнообразию метасоматитов изучаемый объект можно отнести к уникальному. Здесь широко развиты рудные и нерудные метасоматиты с конвергентными признаками, которые как раз и вызывают различное толкование. Главной причиной в различном понимании генезиса Озерного месторождения является конвергенция признаков



Р и с. 28. Карта метасоматитов Озернинского рудного узла; составили Д.И. Царев, А.П. Фирсов

1 — кремниво-щелочные метасоматиты; 2 — роговики; 3 — сидеритизация; 4 — грейзенизация; 5 — скарны; 6 — рудные тела; остальные условные обозначения те же, что и на рис. 2

горных пород и руд. Широкое развитие метасоматизма вызвано широким проявлением магматизма и разрывной тектоники, позволившим возбудить большой теплообмен недр с поверхностью земной коры и вызвать массовую фильтрацию растворов. Судя по карте метасоматитов Озернинского рудного узла (рис. 28), площадь их выходов составляет около 30% площади всех горных пород территории. Конечно, эта цифра несколько условна, как условен и термин "метасоматит". Различные исследователи вкладывают в него различный смысл. Мы в термин "метасоматит" вкладываем понятие, равноценное появлению нового названия горной породы в результате ее метасоматического преобразования независимо от наличия или отсутствия реликтов исходного субстрата.

По вещественному составу ведущей формой метасоматитов на Озернинском рудном узле является кремниевое-щелочной. По температурам образования процесс их формирования протекал от высокотемпературного, предшествующего магматическому замещению, до низкотемпературного, вызвавшего аргиллизацию магматических и пирокластических горных пород.

Подчиненными вещественными формами метасоматизма являются: щелочно-алюмо-кремниевый, железо-магнезиальный, известковый, сульфидный, сульфидно-окисный.

По кислотно-основным свойствам фильтрующихся растворов главной формой метасоматического процесса является метасоматизм стадии кислотного выщелачивания и сопряженного с ним метасоматизма осаждения выщелоченных компонентов (в основном слабых оснований).

Высокотемпературный метасоматизм

Высокотемпературная форма кремниевое-щелочного метасоматизма проявилась на рудном узле в гранитизации габброидов и диоритов атарханского интрузивного комплекса, по флангам рудного узла, и андезитовых порфиров, их туфов и туффитов горы Длинной (западный фланг месторождения Солонго-Магнетитовое).

Гранитизация атарханских габбро и диоритов ярко представлена в южной части месторождения Турхул. Здесь за счет габбро и диоритов образовались породы типа граносиенитов, кварцевых диоритов и гранитов, среди которых сохранились реликты габбро и диоритов.

Оригинальные кварцевые диориты месторождений Гурвунур и Назаровское, мы полагаем, возникли за счет окварцевания и альбитизации диоритов в условиях субвулканической фации глубинности. В этих породах отмечаются реликты бескварцевых призматически-зернистых диоритов с плагиоклазом, отвечающим по составу андезину-лабрадору. Вторичными образованиями являются мелкотаблитчатый и призматический альбит-олигоклаз, кварц, корродирующий зерна плагиоклаза, и актинолитовая роговая обманка.

В районе месторождения Солонго-Магнетитовое широко развиты породы, называемые контактными роговиками. Точнее, эти породы можно назвать фельдшпатизированными (калишпатизированными и альбитизированными), биотитизированными и амфиболизированными андезитовыми порфиритами. Они часто имеют полосчатую и пятнисто-шпировую

текстуру, роговиковую, гранобластовую, аллотриоморфнозернистую, микропйкилитовую и бластопорфировую структуры. Местами отдельные полосы и пятна близки по составу лейкократовым сиенитам, кварцевым сиенитам и граносиенитам. В соседстве с лейкократовыми полосами и пятнами встречаются полосы и пятна, сложенные биотитом и магнетитом. Лейкократовые и меланократовые полосы имеют переходы и постепенные, и четкие. Выходы лейкократовых гранитов среди этих пород обладают зональностью: в центре гранит—гранит-порфир, по периферии — граносиенит, или кварцевый сиенит. По соседству с такими породами проявлены скарны, на которые накладывается железная, борная и цинковая минерализация с пиритом, пирротинном, халькопиритом, галенитом и висмутином. Цинковые руды больше развиты на удалении от контактовых зон и являются более низкотемпературными, чем магнетит и пирротин, образованиями. Формы залегания руд повторяют формы залегания скарновых тел. Они представлены линзами и пластообразными телами, приуроченными в основном к контактам силикатных пород (туфов, туффитов) с известняками, накладываясь на скарны, а местами на роговики. Следует отметить, что цинковые руды, как правило, залегают со стороны висячих боков железорудных залежей и обычно находятся от них на расстоянии до 50, реже — до 200 м [65]. Магнетитовые тела строго повторяют все крупные изгибы восточного контакта гранитного тела и приурочиваются к участкам развития магнезиальных и известковистых скарнов и кальцифиров, замещая их. Встречаются рудные тела, замещающие и роговики. Рудные тела секут напластование пород под углами 1–5, реже — 20–30°, распространяясь согласно тектоническим нарушениям и расланцеванию.

По данным Б.К. Виноградова, содержание железа, марганца и серы в рудных телах зависит от положения этих рудных тел по отношению к гранитному массиву. Они возрастают у прогибов кровли. Содержание цинка не зависит от морфологии рудных тел и средних содержаний железа, марганца и серы. Сфалерит выделился позднее, чем магнетит и пирит.

По нашим представлениям, скарны, по крайней мере магнетитовые залежи месторождения Солонго-Магнетитовое, сформировались за счет выноса железа и магния из андезитовых порфиров при кремнево-щелочном метасоматозе, переходящем в магматическое замещение. Сиенитовая оторочка у выходов гранитов является результатом отраженной щелочности при кислотно-основном взаимодействии формирующегося кислого расплава на границе с породами, богатыми основаниями [45].

Кислые растворы, выносящие Fe и Mg, нейтрализуются в известняках и сбрасывают железо и магний. Раствор, охлаждаясь, снова повышает кислотность, и магнетитовая минерализация сменяется пирротин-пиритовой. Поэтому на удалении от гранитоидов все больше и больше появляется сульфидов железа и цинка, замещающих скарны и магнетит.

Сходные с роговиками Солонго-Магнетитового месторождения образования были описаны Л.В. Овчинниковой и Л.Н. Овчинниковым на Урале как близскарновые породы [66].

Близскарновые бестемноцветные метасоматиты типа альбититов и ассоциирующие с ними жильные тела скарнов, локализующиеся в разрывных нарушениях, развиты на восточном фланге рудного узла, в том числе на Назаровском сфалерит-магнетитовом месторождении.

Назаровское месторождение расположено над той же гранитоидной интрузией, что и Солонго-Магнетитовое (по данным бурения и геофизическим данным), но на большем расстоянии от нее. По всей вероятности, зоны альбитизации и окварцевания также связаны с этими гранитоидами. Назаровский массив кварцевых диоритов является, по нашим представлениям, апофизой слабогранитизированной диоритовой интрузии, которая на глубине переходит в гранитоидное (полностью гранитизированное) тело. Скарны и магнетит-сульфидные руды, вероятно, возникли в результате выщелачивания магния и железа из диоритов и туфов андезитовых порфиритов при гранитизации и альбитизации. Основная масса цинка, наверное, приносилась из очага основной магмы, откуда внедрялись долериты, и из самих даек долеритов, вдоль контактов которых локализуются многие рудные тела.

В целом рудный процесс на этих месторождениях связан с формированием субвулканических и гиабиссальных очагов кислой магмы при тектоно-магматической активизации земной коры. Эти и глубинные базальтовые очаги явились корнями вулканической деятельности в верхнепалеозойско-мезозойское время.

Пластообразные рудные тела Назаровского месторождения залегают в скарнированных известняках и туфах. Состав руд пирит-пирротин-сфалеритовый с халькопиритом, магнетитом. Цинковые рудные тела сопровождаются линзами магнетитовых, гематитовых и кварц-гематитовых руд. Как уже отмечалось, большая часть рудных тел находится в экзоконтактах даек. Все рудные тела, как и на Солонго-Магнетитовом месторождении, послескарновые.

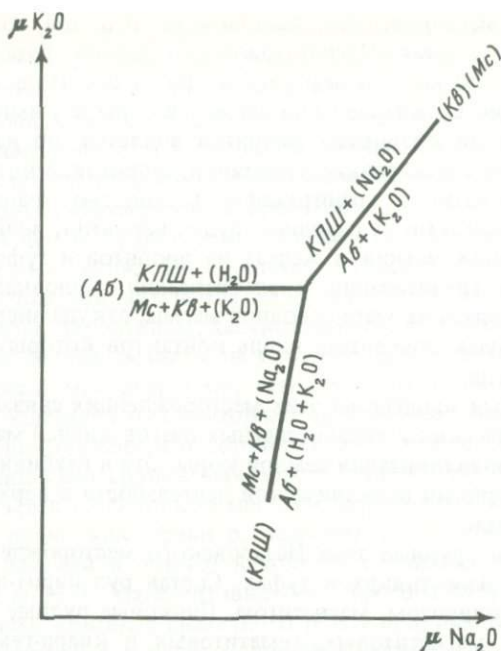
Средне-низкотемпературный метасоматизм

На Озернинском рудном узле наиболее широко распространены кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые, кварц-хлорит-серицит-карбонатные, кварц-серицит-карбонатные метасоматиты. Безкарбонатные и безхлоритовые разности выделены несколько условно, так как практически и карбонат, и хлорит в тех или иных количествах в них во всех присутствуют.

В меньшей мере, но тоже довольно широкое развитие имеют альбитовые, кварц-альбит-серицитовые, микроклиновые, микроклин-альбитовые и кварц-микроклин-серицитовые метасоматиты.

Диаграмма химических потенциалов щелочей для системы с двумя виртуальными инертными компонентами Al_2O_3 и SiO_2 теоретически подтверждает основные реальные парагенезисы метасоматических минералов, широко распространенных на Озернинском рудном узле (рис. 29). При низких химических потенциалах щелочей формировались кварц-серицитовые метасоматиты, а при повышенных — альбитовые и калиевополевошпатовые. В более узких диапазонах химических потенциалов щелочей возникали кварц-альбит-серицитовые, кварц-микроклин-серицитовые и микроклин-альбитовые разности.

В алюмосиликатных породах такие метасоматические минеральные ассоциации могли возникать без привноса алюминия и кремния, в карбонатных породах — только с привносом и алюминия и кремния.



Р и с. 29. Диаграмма химических потенциалов Na_2O и K_2O для системы с двумя виртуальными инертными компонентами Al_2O_3 и SiO_2

Большую долю в околорудном изменении горных пород Озернинского рудного узла занимают железо-магнезиально-карбонатные метасоматиты (сидерит и доломит) и железо-магнезиальные (хлориты). Особенно широко они развиты на Озерном месторождении, сопровождая многие рудные тела. Сидерит и доломит образуются в основном в известняках, но замещают и алюмосиликатные породы. Хлориты, наоборот, развиваются больше по алюмосиликатам, но часто отмечаются и в измененных известняках.

По вещественному составу средне-низкотемпературные метасоматиты мы подразделяем на метасоматиты, чей состав в основном зависит от привнесенных в систему компонентов, и метасоматиты, состоящие из переотложенных внутри системы веществ. Первые мы называем метасоматитами привноса, вторые — метасоматитами переотложения. Сразу заметим, что между этими двумя типами метасоматитов существуют взаимопереходы — в одном метасоматите могут быть компоненты, привнесенные извне и переотложенные внутри системы. Кроме того, такое деление весьма условное и зависит от того, что именно вкладывается в понятие системы, чем она ограничена. С нашей точки зрения, привнесенными в систему компонентами являются щелочи (Na_2O , K_2O) и кремнезем (SiO_2). Все остальные компоненты являются переотложенными внутри системы. Следовательно, кремнево-щелочной метасоматоз является инициальной формой метасоматоза, проявившейся на Озернинском рудном узле и вызвавшей все остальные метасоматические процессы, связанные с переотложением вещества.

В озернинскую систему метасоматоза мы включаем продукты очагов основной магмы, возникшей на разных уровнях глубинности, с одной стороны, и вмещающие оруденение породы — с другой. Кремний, щелочи и тепло привносились извне. Под действием щелочей и кремния происходили дебазификация основной магмы и магматическое замещение горных пород с образованием гранитоидов. В верхних горизонтах на уровне формирования месторождений происходили альбитизация и калишпатизация горных пород под воздействием растворов ранней щелочной волны, сменяющиеся серицитизацией и окварцеванием стадии кислотного выщелачивания. Выносимые Mg, Fe, Mn, Ca, Al, P, Zn, Cu, Pb и другие компоненты при взаимодействии с окружающими породами и повышении щелочности раствора образовывали различные соединения; Mg, Fe, Mn, Ca, Al формировали скарны, хлориты; Al — серицит при вполне подвижном состоянии Na, K; Mg, Fe, Mn при фильтрации растворов через карбонатные породы формировали сидерит, доломит, анкерит, магнетит. Освобождающаяся углекислота повышала кислородный потенциал раствора — образовывался гематит. В формировании сульфидов главную роль играла сера, ее химический потенциал. Источник серы проблематичен. Им могли быть и вмещающие породы, особенно органогенные известняки, и очаги базальтовой магмы. Соотношения изотопов ее указывают на то и другое [72], если по изотопам вообще можно судить об источнике серы. Серные соединения тяжелых металлов отлагались в конце метасоматического процесса. При понижении температуры раствора и повышении активности серы образование окислов железа сменялось отложением его сульфида — пирита. Вслед за пиритом выделился сфалерит, в незначительной мере халькопирит и (последний) галенит.

Приведенная общая схема формирования метасоматитов имела локальные осложнения, вызываемые сменой составов пород и особенностей путей фильтрации растворов.

Формирование сульфидов в колчеданно-полиметаллических рудах, по данным термобарометрических исследований, в массовом количестве происходило в интервале температур 250–150°C [90, 97]. Этот диапазон захватывает аномальные точки инверсии воды 250 и 160°C, в которых растворимость сульфидов не зависит от концентрации кислотно-щелочных компонентов растворителя [59].

Метасоматическая зональность

Одной из важнейших особенностей метасоматической зональности на Озерном месторождении, да и вообще на Озернинском рудном узле, является зависимость ее от путей фильтрации растворов и состава горных пород, через которые фильтруется раствор.

Главными путями фильтрации растворов явились подновившиеся разломы, заполненные магматическими образованиями. На Озерном и многих рудных месторождениях рассматриваемого рудного узла такими магматическими образованиями явились флюидопорфиры и дайки различных пород, но особенно долеритов.

Дорудная инфильтрационная метасоматическая колонка в карбонатных

породах выглядит следующим образом, начиная от контакта флюидопорфиров:¹ $Аб + Сер | Кв + Сер | Кв + Сид + Пи | Дол | Кал$.

Альбит обычно образует непосредственные оторочки короны флюидопорфиров. Он наблюдается в зонах расслаивания в известняках и слагает продолжение магматических апофиз флюидопорфировых тел. Эта идеальная колонка далеко не всегда выдерживается. Начальной зоной часто выступает $Аб + Кв$, $Аб + Кв + Хл$, $Аб + Хл$, $Аб + Сер$. Хлорит нередко присутствует и в промежуточных зонах.

Диффузионная метасоматическая колонка в карбонатных породах обычно ориентирована вкрест фильтрации раствора (вкрест расслаивания); ее мощность невелика, а границы между отдельными зонами размыты. Состоит она чаще всего из следующих зон: $Кв + Сер | Кв + Сид + Пи | Дол | Кал$. Также как и в породах инфильтрационной колонки, часто присутствует хлорит.

В силикатных горных породах (диабазовых и андезитовых порфиритах) инфильтрационная колонка также бывает нескольких типов, но наиболее распространенная имеет следующий вид: $Кв + Сид + Пи | Кв + Сер + Сид | | Кв + Сер + Хл | Аб + Хл$, а также $Кв + Сид + Пи | Кв + Сид + Мт | Кв + Сер + Сид | Кв + Сер + Хл | Мк + Хл$. Эти колонки выдерживаются далеко не всегда.

Следует особо обратить внимание на диффузионную метасоматическую колонку, развитую в интрузии диабазовых порфиритов; как уже отмечалось, тела диабазовых порфиритов экранируют оруденение Озерного месторождения. Фильтрация растворов происходила вдоль их контактов. Растворы проникали в экран, вероятно образуя застойные области, в которых происходил диффузионный обмен компонентами. Диабазовые порфириды, как и другие вмещающие породы Озерного месторождения, подверглись региональному зеленокаменному метаморфизму с образованием хлорита, серицита, карбоната. Кроме того, они еще метаморфизованы под воздействием интрузии флюидопорфиров, будучи в непосредственной близости от нее и даже местами в прямом контакте. Под действием этого метаморфизма в них образовались минералы ряда эпидот–клиноцоизит и амфибол актинолит-тремолитового ряда.

Безрудная метасоматическая диффузионная зональность в диабазовых порфиридах на контакте с колчеданно-полиметаллической рудой выглядит следующим образом: $Хл + Сид + Сер + Кв + Мт | Сид + Сер + Кв + Пи + Хл | Дол + Кв + Сер + Аб + Пк$. Это идеализированная безрудная метасоматическая колонка после привноса полезных компонентов (Zn и Pb) более усложнилась. Она приведена в табл. 13.

Утверждение сторонников гидротермально-осадочного происхождения Озерного месторождения о послерудном внедрении диабазовых порфиритов и контактовым метаморфизме колчеданно-полиметаллических руд никак не увязывается с приведенной метасоматической зональностью. Если бы она возникла после рудоотложения, то гидротермально-метасоматические процессы, сформировавшие ее, или уничтожили руды, или по крайней

¹ Кв – кварц, Аб – альбит, Сер – серицит (гидрослюда), Сид – сидерит, Хл – хлорит, Пи – пирит, Мт – магнетит, Дол – доломит, Кал – кальцит, Мк – микроклин, Пк – пироксен.

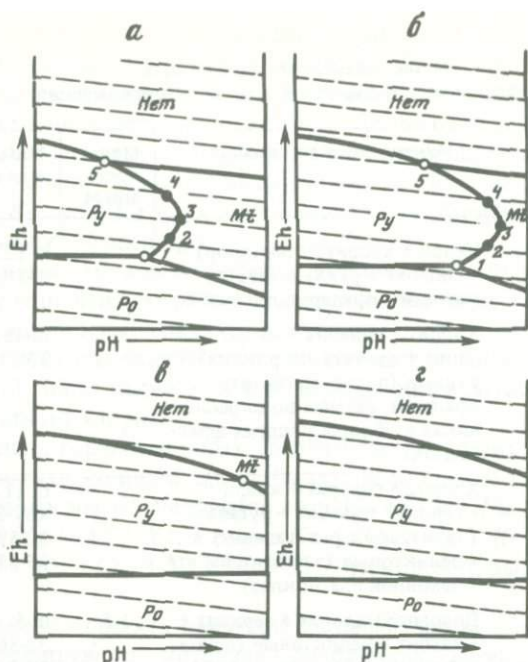
Т а б л и ц а 13
Метасоматическая зональность
в диабазовых порфиритах Озерного месторождения

Номер зон	Зона	Минеральная ассоциация	Мощность зон, м	Номер образцов и шлифов
0	Экзоконтактовая рудная	Кварц + хлорит (клинохлор) + + сидерит + рудные (пирит, магнетит, сфалерит, галенит)		ш-12, ш-42, ш-102, кв7-30
1	Хлоритовая	Хлорит + сидерит + кварц + серицит + альбит (микроклин) + рудные (пирит, магнетит, сфалерит, галенит во вкраплениях и обломковидных фрагментах)	3	ш-46, ш-49, 32-21,2, 124-53
2	Карбонатно-хлоритовая	Хлорит + сидерит + кварц + + серицит + альбит + рудные (пирит, сфалерит, галенит) + + реликтовые (энстатит, авгит + + основной плагиоклаз)	2	ш-11, кв7-20, кв7-22, кв7-33, 32-59, 32-22,5, 35-85, 124-51,3
3	Карбонатная	Доломит + хлорит + серицит + + альбит + реликтовые (основной плагиоклаз + пироксен + + амфибол + клиноцоизит + + магнетит)	1,5	ш-5, ш-6, кв-7-15 ^a , 32-56, кв7-16, 33-24, 36-36, 124-51, 36-69,5
4	Серицит-эпидотовая контактового метаморфизма	Эпидот (клиноцоизит) + серицит + кальцит + кварц + хлорит + пироксен + плагиоклаз + + магнетит	6	ш-7, ш-10, 32-47, 36-84, 124-42, 124-44

мере интенсивно их преобразовали. Этого мы не видим. Что касается магнетита, встречающегося в эндо- и экзоконтактах диабазовых порфиритов, то возникновение его мы рассматриваем следующим образом.

Образование магнетита начиналось к концу кристаллизации минералов, содержащих щелочные металлы (серицит, биотит), и сопровождалось выделением карбоната (см. рис. 7). По мере удаления щелочных и щелочно-земельных элементов раствор принимает все более кислый характер (рН уменьшается), и из него начинают выделяться кварц, и затем пирит и другие сульфиды и в последнюю очередь сульфаты (барит). Образование сульфидов и сульфатов в конце гидротермально-метасоматического процесса вызвано понижением рН и температуры раствора. Понижение *T* раствора вызывает увеличение активности серы в растворе, поэтому при гидротермальном рудообразовании магнетитовая минерализация обычно предшествует сульфидной. А.А. Маракушев [58] отмечал, что образование руд, сложенных каким-то одним минералом железа, свидетельствует о вполне подвижном состоянии серы.

Замещение магнетита пиритом, по представлениям А.А. Маракушева, может быть и окислительным и восстановительным процессом в зависимости от окисленности *S*. На диаграммах *Eh*–*pH* для сульфидов – окис-



Р и с. 30. Диаграмма соотношения сульфидов – окислов железа в зависимости от pH и Eh [58]

Штрихами показаны изолинии окисленности серы

лов железа (рис. 30) показано, что в окислительной обстановке равновесие между пиритом и магнетитом ограничивается полем устойчивости гематита, т.е. равновесиями гематит $\rightleftharpoons$ магнетит и гематит $\rightleftharpoons$ пирит. В восстановительной обстановке поля устойчивости магнетита и пирита ограничены равновесиями магнетит $\rightleftharpoons$ пирротин и пирротин $\rightleftharpoons$ пирит. Диаграмма (см. рис. 30, а) соответствует эндогенному минералообразованию при относительно низкой химической активности серы в растворе. Экстремальное состояние равновесия магнетит $\rightleftharpoons$ пирит при этом соответствует нейтральным и слабощелочным растворам (pH 6–7). При возрастании активности равновесие магнетит $\rightleftharpoons$ пирит смещается к более высоким значениям pH (см. рис. 30, б, в). При еще более высокой активности S экстремум в равновесии магнетит $\rightleftharpoons$ пирит при данной температуре в присутствии водного раствора недостижим (см. рис. 30, в). Наконец, дальнейшее возрастание активности серы приводит к полному вытеснению магнетита пиритом (см. рис. 30, г). Приведенные на рис. 30 диаграммы можно рассматривать с учетом температуры, понижение которой, как уже упоминалось, вызывает повышение химического потенциала серы. Следовательно, при высоких температурах эндогенного рудообразования будет возникать как пирит, так и магнетит (см. рис. 30, а). Причем для магнетита благоприятна более щелочная среда. С понижением температуры пирит будет вытеснять магнетит. При низкой температуре раствора магнетит может выпадать только при высокой щелочности (см. рис. 30, г).

Приводимый фактический материал хорошо увязывается с данными на рис. 30,а—г. Так, на контактах силлов диабазовых порфиров с вулканогенно-осадочными породами (в зонах повышенной проницаемости) нами встречен магнетит в парагенезисе с пиритом и гидротермальными минералами, содержащими щелочные и щелочноземельные элементы. При удалении от контакта в обе стороны гидротермальный магнетит исчезает; его место занимают сульфиды (пирит, сфалерит, галенит), а ведущим нерудным гидротермальным минералом становится кварц. Рудные компоненты в данном случае переносятся слабощелочными или нейтральными растворами. Осаждение сульфидов происходит при увеличении кислотности и понижении температуры раствора.

Е.П. Миронов [62] выделяет две генерации магнетита на Озерном месторождении. Ранняя — дорудная стадия образования магнетита сопровождается развитием зон хлоритизации. Хлорит с магнетитом более всего развиваются в эндоконтакте, а магнетит как в эндо-, так и в экзоконтактах тел диабазовых порфиров и в зонах разломов. Для хлорит-магнетитовой ассоциации характерны незначительные количества железисто-магнезиальных карбонатов, кварца и пирита. Магнетит в виде рассеянной вкрапленности и сплошных тел встречается в интенсивно сидеритизированных породах и замещает их. В ассоциации с магнетитом встречается гематит. В дорудную стадию сформирована барит-магнетитовая ассоциация.

Хлорит ранней стадии, ассоциирующей с магнетитом, по данным Е.П. Миронова, относится к железистым прохлоритам. Магнетит поздней (рудной) стадии встречается в виде рассеянной вкрапленности в колчеданно-полиметаллических рудах. Зерна магнетита имеют кристаллографическую огранку и содержат в себе реликты пирита.

Е.П. Миронов [62] выделяет на Озерном месторождении четыре генерации пирита. В отношении магнетита поздней (рудной) стадии первая и вторая генерации пирита являются более ранними, а третья и четвертая — более поздними. Магнетит ранней (дорудной) стадии сформировался ранее пирита всех генераций. Эти данные еще раз показывают всю несостоятельность выводов сторонников гидротермально-осадочного генезиса о контактовом метаморфизме колчеданно-полиметаллических руд под действием диабазовых порфиров.

Сфалерит и галенит — главные рудные минералы — формировались в основной своей массе позднее пирита.

В некоторых участках рудных тел сфалерит составляет до 90% от всего объема. В большинстве случаев он тонко рассеян между зернами, почками пирита, иногда замещает их. Со сфалеритом ассоциируют в небольших количествах пирротин, арсенопирит и халькопирит. Сфалерит встречается также в ассоциации с баритом и халькопиритом. Галенит сопровождает сфалерит, но тесных сростаний с ним почти не образует; а распространен он в рудах очень неравномерно в виде тонкой вкрапленности в пирите, редко в сфалерите и в межзерновых пространствах. Галенит иногда корродирует пирит и сфалерит; он встречается также в прожилках вместе со сфалеритом, халькопиритом и баритом.

Широко проявившиеся метасоматические процессы на Озернинском рудном узле захватили не только вулканогенно-осадочные и эффузивные породы, но и все интрузивные образования. Многие гранитоидные тела

верхнепалеозойского возраста, дайки андезитовых порфиритов, долеритов и сиенит-порфиров осветлены, карбонатизированы, аргиллизированы, т.е. подверглись низкотемпературному метасоматозу. Последний наиболее широко развит на рудных месторождениях и предшествует рудообразующим процессам.

Приводить метасоматические колонки других месторождений рудного узла, вероятно, не имеет смысла. Они в принципе такие же, как и на Озерном месторождении. Везде, на всех месторождениях и рудопроявлениях, наблюдается строгий контроль оруденения метасоматитами. Эта закономерность настолько очевидна, что без преувеличения можно сказать, что там, где есть интенсивно измененные силикатные породы на контакте с известняками, есть и руда. Это твердо установленная закономерность. Интенсивно измененные породы встречаются там, где есть разрывные нарушения и интрузивные тела.

Глава 3

КОНВЕРГЕНТНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

Явление конвергенции в геологии широко распространены, особенно на гидротермально-метасоматических рудных месторождениях, где распознавание генетических признаков бывает настолько сложным, что давно встала необходимость создания специального учения о конвергенции в геологии, в частности при метасоматических процессах.

На Озернинском рудном узле и особенно на Озерном месторождении продукты метасоматоза с конвергентными признаками приобрели большое распространение. Не являясь оригинальными образованиями, так как встречаются на многих колчеданных месторождениях, они тем не менее в действительности представляют собой труднорасшифровываемые объекты. К сожалению, многие геологи считают эти объекты рядовыми, не представляющими особого интереса, поэтому не подвергают их более глубокому изучению. Привычная морфология, цвет черты и минеральный состав часто считаются этими геологами вполне достаточными для выводов о происхождении объекта; они не подвергают эти выводы дедуктивной проверке, не анализируют ни взаимосвязь зафиксированных явлений, ни их взаимообусловленность.

Исследователи, рассматривающие геологические объекты в диалектической взаимосвязи и взаимообусловленности, видят в них замаскированные черты иных, более сложных процессов, познание которых нередко исключает противоречия в генетических построениях и позволяет более правильно устанавливать геологические закономерности.

Выявлению конвергентных признаков горных пород и руд и их генетическим построениям на Озерном и других месторождениях мы посвятили значительное количество исследований [89].

По Озернинскому рудному узлу рассмотрим три группы горных пород и руд, которые своими конвергентными свойствами вызывают основные противоречия в трактовке геологического строения и генезиса оруденения:

1) вулканотипные метасоматиты (метасоматиты, похожие на эффузивы и туфы); 2) тектоно-метасоматические брекчии; 3) псевдослоистые руды.

Об обломковидных сульфидных метасоматитах, весьма важных для решения генетических вопросов объектов, было кратко сказано в гл. 2, и здесь рассматривать их мы не будем.

ВУЛКАНОТИПНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

Исследуя древние вулканические толщи и рудные поля, мы пришли к заключению, что многие горные породы, картируемые кислыми эффузивами и туфами, оказались кремниво-щелочными метасоматитами, развитыми по вулканитам основного и среднего состава. Эти ошибки практически повсеместны.

В чем причина? Почему до сих пор, несмотря на совершенствование методов петрографии, такие ошибки существуют и не только существуют, но и упорно отстаиваются. Многолетние исследования убедили нас в том, что причина состоит в конвергенции признаков кислых вулканитов и кремниво-щелочных метасоматитов [90].

В свое время Г.М. Гапеева и др. [19] писали, что щелочной метасоматоз приводит к преобразованию разнообразных вулканогенных формаций в породы, известные под названием альбитофинов и плагиолипаритов, обычно считающихся членами спилит-кератофиновых и порфировых формаций.

Нами установлено, что кислыми эффузивами и туфами на Батеневском кряже Кузнецкого Алатау закартированы метасоматиты в составе культурстюгской свиты, верхнепротерозойского возраста, среди нижнедевонских эффузивов близ д. Катюшкино, около реки Сухая Ерба. Хохютовская спилит-кератофировая свита (ϵ_1) в Прибайкалье оказалась просто метадиабазовой. За кератофиры здесь ранее были приняты окварцованные и альбитизированные диабазы [90].

Кремниво-щелочные метасоматиты широко проявлены на колчеданных месторождениях, залегающих в вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщах. На Акбастау-Комурунском рудном поле в Казахстане они считались лавами и туфами дацитовых порфиров ордовика. На медноколчеданных месторождениях Сибай и им. XIX партсъезда на Урале кремниво-щелочные метасоматиты считаются кислыми дифференциатами основных магм [90].

Конвергенция признаков между кислыми вулканитами и кремниво-щелочными метасоматитами заключается в их вещественном и минеральном составе, текстуре и структуре. Вещественный и минеральный составы, естественно, взаимообуславливают друг друга. Значительные дисперсии химического состава, характерные для метасоматитов, обычно относятся к различным степеням изменения первичных пород, хотя в действительности они являются метасоматическими образованиями. Минеральный состав кислых эффузивов представлен в основном полевым шпатом и полевошпат-кварцевой составляющей. Такие же минеральные ассоциации встречаются и в кремниво-щелочных метасоматитах, к которым присоединяются серицит, хлорит, карбонат и т.д. Последние не вызывают сомнения во вторичности их образования, и поэтому часто только их считают мета-

соматическими ассоциациями, а полевошпат и кварц — первичными магматическими. Из-за того что структурно-текстурные свойства метасоматитов известны далеко не всем геологам, происходит большая часть ошибок в определении горных пород и все вытекающие из этого последствия.

В своей книге "Метасоматоз и конвергенция в петрологии и рудогенезе" [90] мы в какой-то мере показали метасоматиты с текстурами эффузивных и пирокластических пород и обосновали механизмы их формирования. Это: 1) миндалекаменные, 2) пепловидные, 3) перлитовидные, 4) ореольные туфовидные, 5) игнимбритоподобные, 6) псевдофлюидальные, 7) псевдофлюидально-сфероидные, т.е. практически все основные разновидности текстур эффузивных и пирокластических пород. Такие метасоматиты мы называли вулканотипными. Для отличия их от вулканитов нами разработаны три типа признаков: общегеологические, текстурно-морфологические, минералогические.

Отличие вулканотипных метасоматических пород от вулканических

А. Для миндалекаменных. Общегеологические признаки: 1) приуроченность к зонам тектонического дробления и метасоматического изменения горных пород; 2) секущее положение зон миндалекаменных текстур по отношению к контактам пород.

Текстурно-морфологические признаки: 1) кроме округлых и четких миндалин, встречаются сложноочерченные и с расплывчатыми контурами; 2) миндалины нередко образуются вокруг вкрапленников минералов; 3) срастание миндалин в цепочки.

Минералогические признаки: 1) в изверженных породах метасоматические миндалины формируются всегда среди метасоматически-измененных участков, т.е. там, где развита наложенная минерализация; 2) обычно миндалины и основная масса горной породы имеют общие минералы.

Б. Для пепловидных. Общегеологические признаки: те же, что и для миндалекаменных метасоматитов.

Текстурно-морфологические признаки: 1) пепловидные частицы в отличие от пепловых не лежат друг на друге, а являются "подвешенными"; 2) пепловидные частицы имеют сочетания четких контуров с расплывчатыми; 3) в "дырочках", похожих на газовые пузыри пемзы, часто встречаются микролиты плагиоклазов; 4) наблюдаются зафиксированные стадии "отчленения" пепловидной частицы от относительно крупного фрагмента горной породы.

Минералогические признаки: 1) метасоматические пепловидные частицы всегда сложены вторичными минералами: хлоритом, серицитом, кварцем и т.д.; 2) в отличие от пепловых частиц всегда имеют оторочку из тонкодисперсных минералов: сфена, лейкоксена, серицита, магнетита, пирита и т.д.; 3) в пепловидных частицах нередко встречается концентрическая метасоматическая зональность.

В. Для перлитовых. Общегеологические признаки: 1) те же, что и у двух предыдущих разновидностей.

Текстурно-морфологические признаки: 1) в отличие от тектонических стекол "перлы" метасоматитов — это не только сфероидальные или свер-

нутые трещинки, но главным образом концентрически-ритмическая метасоматическая зональность в межтрещинных макро- и микрофрагментах; 2) "перлы" нередко в центре имеют метасоматическую миндалину.

Минералогические признаки: 1) метасоматические "перлы" чаще всего формируются в хлоритизированных межтрещинных фрагментах и обычно представляют собой концентрически-ритмично чередующиеся зоны хлорита и кварца, хлорита и лейкоксена, кварца и лейкоксена, кварца и окислов железа.

Г. Для игнимбритоподобных Общегеологические признаки: 1) те же, что и у предыдущих текстур и структур; 2) приуроченность к вулканическим некам.

Текстурно-морфологические признаки: 1) линзовидные участки горной породы (фьямме) часто имеют срединную полосу и адсорбционную кайму по периферии из тонкодисперсных минералов; 2) в противоположность игнимбритам фьямме метасоматитов нерасслоенное.

Минералогические признаки: 1) в противоположность игнимбритам отсутствуют оплавленные минералы; 2) темноцветные минералы, как правило, опацифицированы; 3) плагиоклазы часто бывают альбитизированы или калишпатизированы; 4) фьямме и пепловидные частицы никогда не бывают сложены стеклом, как в игнимбритах; 5) широко развиты хлорит и серицит.

Д. Для псевдофлюидальных и псевдофлюидально-сфероидных. Общегеологические признаки: 1) псевдофлюидальные и псевдофлюидально-сфероидные метасоматиты часто встречаются в зонах дробления, расщепления и милонитизации изверженных пород: эффузивов, интрузивных тел, даек и т.д.; обычны они в глубокоэродированных вулканических постройках, периферийных частях вулканических кальдер обрушения; нередко сопровождают рудные тела, залегающие среди вулканогенных пород и обычно считаются кислыми лавами; 2) чаще всего они имеют вид плоских и секущих напластование тел линейных, сложных или изометричных форм, приуроченных к местам фильтрации палеогидротерм; в последнем случае они обычно принимаются за вулканические каналы, как, например, тело псевдофлюидальных метасоматитов у северо-восточного фланга Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения.

Текстурно-морфологические признаки: 1) нередко экранирование полосчатости трещинами или дайками; 2) по разные стороны трещины бывает различная ориентировка полосчатости; 3) в сфероидах довольно часто встречается резко выраженное концентрически-зональное строение; в магматических сфероидах концентры очерчиваются слабее; 4) псевдофлюидальная полоса нередко включает несколько зон (в наших примерах до четырех), чего не бывает в магматических породах; 5) периферийные зоны полосчатости бывают расплывчатыми, что не характерно для расчленения лав.

Минералогические признаки: 1) в полосах и сфероидах распространены типичные гидротермальные минералы: серицит, хлорит, карбонаты, эпидот, сульфиды и т.д. 2) микролиты полевых шпатов в полосах и сфероидах обычно недооформленные, что является признаком их метасоматического происхождения; 3) в сфероидах встречаются гематитовые сферы.

Микроструктуры кремниево-щелочных метасоматитов также имеют

черты, сходные с вулканическими. Весьма распространена фельзитовая структура, составленная микрозернистым агрегатом кварца и полевого шпата с примесью и без примеси хлорита. Широким распространением пользуется порфиروبластовая структура, практически не всегда отличающаяся от порфировой магматической. В порфиробластах обычно развит полевой шпат, чаще всего альбит или микроклин, а также кварц. Трахитовая структура — одна из часто встречающихся в метасоматитах. В отличие от магматической трахитовой микролиты полевого шпата часто бывают нечетко оформленными, щеповидными. Сферолитовые или сфероидные структуры метасоматитов малоотличимы от таковых магматических. Строение метасоматического сфероиды в различных модификациях аналогично магматическому.

Большой интерес представляют псевдокластические или туфоподобные структуры кремниево-щелочных метасоматитов. Полевой шпат и особенно кварц в этих образованиях распространены хаотично, неравномерно, создавая "мусорные" скопления осколковидной формы.

Осколковидные формы метасоматически образованных минералов весьма интересны тем, что обладая ярко выраженной конвергентностью, т.е. большим сходством с настоящими осколками, они являются труднопреодолимым барьером в устранении конвергентной неопределенности (бездоказательности). Видя такие минеральные формы, большинство петрографов не сомневаются в принадлежности этих образований к осколкам.

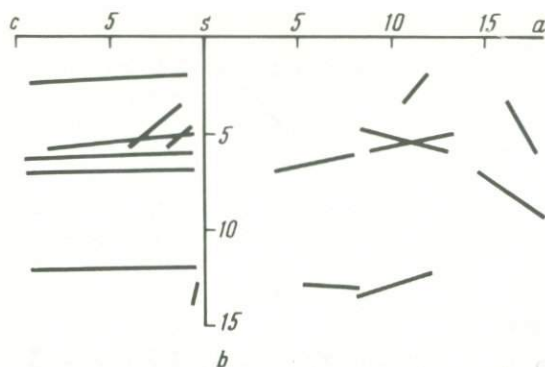
Сложившееся представление может рассеяться только в том случае, если будут выявлены признаки, опровергающие обломочное происхождение осколковидных форм. Такие признаки нами установлены, в частности, на Озерном колчеданно-полиметаллическом месторождении и на всем Озернинском рудном узле.

В пределах этого узла среди вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных горных пород нижнего кембрия (олдындинская свита), вмещающих колчеданно-полиметаллическое оруденение, широко развиты кремниево-щелочные метасоматиты, которые подавляющим большинством геологов относятся к липаритовым и липарит-дацитовым порфирам, их туфам и игнимбритах [15, 26, 28, 36, 55, 75, 79]. Эти вулканотипные метасоматиты замещают эффузивы и туфы андезитовых и андезит-дацитовых порфириров, в некоторой степени известняки и другие горные породы.

По минеральному составу они представляют собою кварц-альбит-серицитовую, кварц-микроклин-серицитовую, микроклин-альбитовую, микроклиновую, альбитовую, кварц-серицитовую и реже кварц-микроклин-альбит-серицитовую парагенетические ассоциации (см. рис. 29). Кроме упомянутых ассоциаций, присутствуют минералы перемещенных компонентов: хлорит, карбонаты, эпидот и др. Почти повсеместно в различных количествах получили развитие сульфиды.

Кремниево-щелочные метасоматиты сопровождают разрывные нарушения, зоны расщелачивания, дробления, субвулканические тела флюидопорфиров.

Вокруг флюидопорфиров серицит-полевошпатовые и кварц-полевошпат-серицитовые метасоматиты образуют ореолы, проникают в окружающие породы по трещинам и сланцеватости. Такие ореолы, может быть, сле-



Р и с. 31. Петрохимическая диаграмма кремнево-щелочных вулканотипных метасоматитов

довало назвать зонами порфиризации, так как по своей структуре метасоматиты обладают сходством с плагиоклазовыми порфирами. Плагиоклаз в них часто в эмбриональных зернах — альбит-серицитовых таблицах или призмах. Нередко габитус таблиц плагиоклазовый, но они полностью состоят из агрегата чешуек серицита. Создается впечатление, что это серицитизированный плагиоклаз, однако некоторые признаки позволяют считать, что это зародыши зерен плагиоклаза. В известняках плагиоклаз появляется там, где есть серицит; и где его больше, там больше зерен плагиоклаза. Так, отмечается прямая зависимость содержания альбита от содержания серицита в породе. При появлении в серицитовых табличках альбита серицит становится крупночешуйчатым и чешуи ориентируются параллельно друг другу и их граням. Факты начала формирования метасоматических кристаллов полевых шпатов с габитуса встречаются довольно часто, например футлярные зерна (табл. Пд).

Кварц в метасоматитах представлен двумя модификациями: крупными овальной формы зернами, стремящимися к кристаллографической огранке, с заливами и включениями вмещающей среды, и осколковидными зернами. Осколковидный кварц очень напоминает обломки, поэтому такие метасоматиты и называют кислыми туфами. Только изучение большого количества шлифов в проходящем свете позволяет установить его метасоматическую автохтонную природу. Такое заключение основывается на следующих признаках осколковидного кварца: 1) оторочивает по периферии обломки тектонических брекчий; 2) нередко развивается вдоль трещин и плоскостей расщепления пород; 3) зерна наряду с четкими ограничениями имеют расплывчатые очертания; 4) встречается групповое одновременное угасание зерен; 5) получил распространение как в измененных вулканогенных породах, так и в органогенных известняках; 6) развит совместно с крупными, явно автохтонными, порфиробластами кварца с кристаллографической огранкой и включениями основной массы породы; 7) отсутствуют расплавные включения, которые должны быть в кварце, кристаллизовавшемся из магматического расплава.

Силикатный анализ вулканотипных кварц-полевошпат-серицитовых ме-

Т а б л и ц а 14
Химический состав кварц-полевошпат-серицитовых вулканотипных метасоматитов
Озернинского рудного узла, мас. %

Компонент	808 ^а -127 ^б	808 ^а -127 ^б	942-38 ^а	942-38 ^ж	74-452	60-110	83/о-о	808 ^а -328	806 ^а -320	806 ^а -424
SiO ₂	84,02	79,20	66,94	79,56	33,12	30,54	74,10	70,10	76,92	67,56
TiO ₂	0,07	0,17	0,45	0,13	0,27	0,14	0,16	0,23	0,17	0,21
Al ₂ O ₃	5,09	8,09	13,48	8,25	6,17	4,68	12,60	13,51	10,41	11,55
Fe ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	1,73	0,90	0,25	н.о	0,84	0,31	0,59	1,17
FeO	1,01	2,33	3,75	2,37	6,25	2,85	1,56	1,81	0,96	1,70
MnO	0,24	0,23	0,13	0,08	0,32	0,62	0,04	0,06	0,04	0,29
MgO	0,12	0,21	0,98	0,40	10,96	10,96	0,36	0,50	0,20	0,94
CaO	3,81	2,72	0,12	0,05	16,34	19,38	0,34	1,27	0,58	2,66
Na ₂ O	2,07	3,04	0,44	0,08	0,34	2,26	0,68	3,11	0,30	0,29
K ₂ O	0,80	1,51	7,78	5,56	0,23	0,16	8,52	6,27	7,95	9,49
P ₂ O ₅	Следы	0,01	0,07	0,03	0,05	0,04	0,04	0,02	0,02	0,09
П.П.п.	2,95	2,59	4,48	1,80	26,12	28,70	0,97	2,14	0,97	4,11
Сумма	100,18	100,09	100,35	99,41	100,42	100,31	100,21	99,33	99,11	99,96
CO ₂	2,09	1,52	1,80	0,74	23,22	27,75	Не обн.	1,33	0,44	2,77
S	0,10	0,13	Не обн.	0,10	0,01	0,05	—	0,19	0,26	0,10
F	0,02	0,01	0,07	0,03	—	—	—	0,04	0,03	0,02

Аналитики: Г.В. Базарова, О.С. Огурцова.

Таблица 15

Числовые петрографические характеристики вулканотипных метасоматитов
(химический состав см. табл. 14)

Параметр	806 ^а -328	806 ^а -320	806 ^а -424	808 ^а -127 ^б	808 ^а -127 ^в	942-38 ^а	942-38 ^ж	83/0-5
<i>a</i>	15,9	11,9	14,4	5	8,5	12,2	7,8	13,2
<i>c</i>	1,1	0,7	0,7	0,4	0,9	0,1	0,1	0,4
<i>b</i>	3,3	2	7	12,8	4,8	12,1	6,1	5
<i>s</i>	79,7	85,4	77,9	81,8	85,8	75,6	86	81,4
<i>f'</i>	61	71	41	71	40	42	48	42
<i>m'</i>	24	16	23	1,4	10	14	10	11
<i>c'</i>	14	—	36	28	50	—	—	—
<i>n</i>	43	6	3	79	80	80	33	10
<i>a'</i>	—	13	—	—	—	44	42	47
γ	0,88	0,87	0,91	0,86	0,82	0,69	0,74	0,81

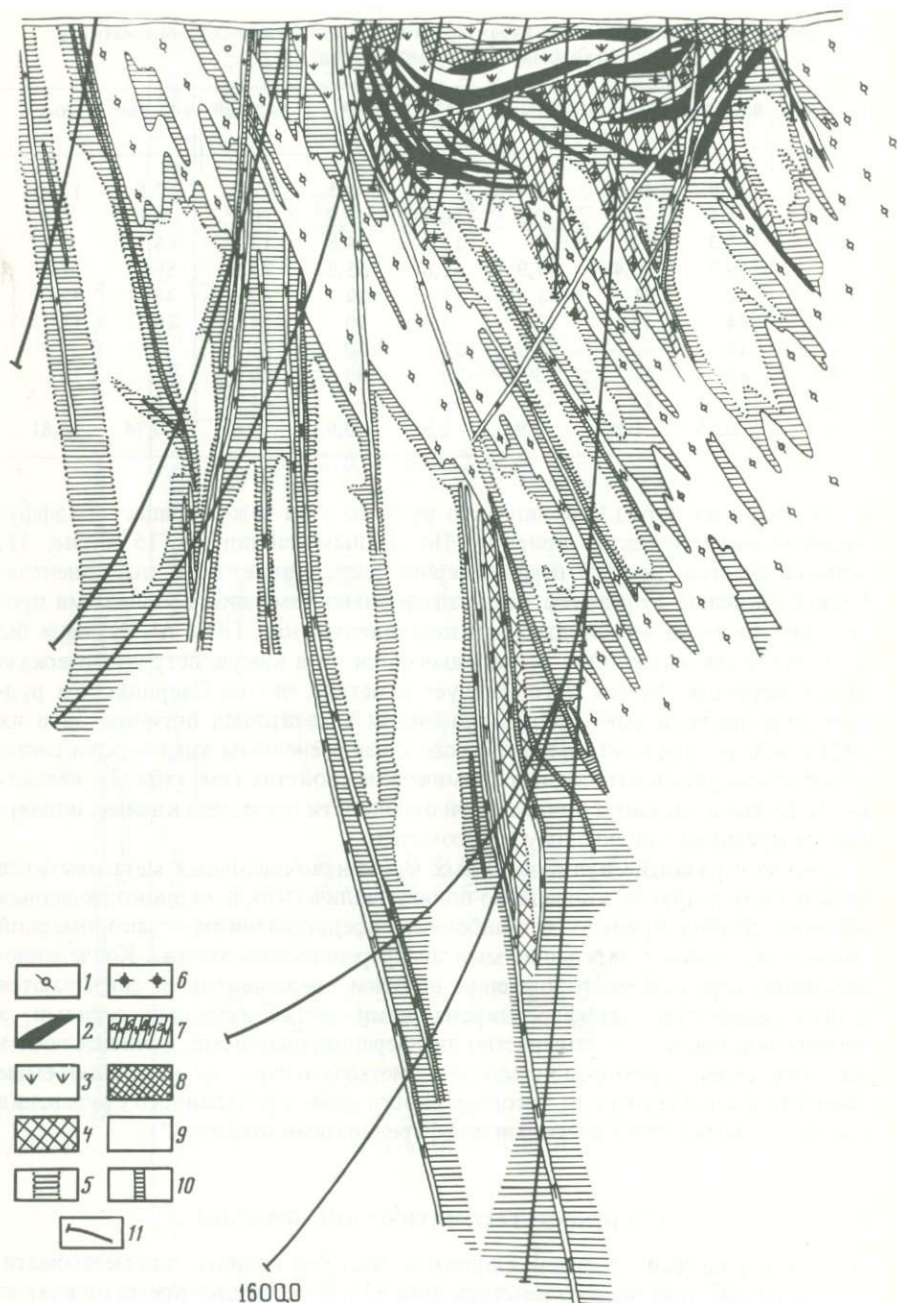
тасоматитов из пород Озернинского рудного узла тоже отрицает их эффузивно-пирокластическую природу. По данным таблиц 14, 15 и рис. 31, устанавливается весьма неравномерное содержание всех компонентов. Если бы кислые вулканы были значительно изменены вторичными процессами, то такие малоподвижные компоненты, как TiO_2 , Al_2O_3 , вели бы себя более стабильно. Они не укладываются ни в какую петрохимическую закономерность. Кроме того, следует заметить, что на Озернинском рудном узле среди широко распространенных андезитовых порфиров и их туфов всегда можно отобрать образцы с неизменным химическим составом и охарактеризовать их петрохимические свойства (см. табл. 3), несмотря на то что вулканы повышенной основности легче, чем кислые, подвергаются кремниво-щелочному метасоматиту.

Широкое развитие вулканотипных кремниво-щелочных метасоматитов на Озерном и других колчеданно-полиметаллических и медноколчеданных месторождениях привело к ошибочным представлениям о закономерной связи оруденения с определенными дифференциатами магмы. Колчеданно-полиметаллические месторождения по этим представлениям связываются с последовательно дифференцированными вулканическими сериями, а медноколчеданные — с контрастно дифференцированными. Если исключить из этих серий кремниво-щелочные метасоматиты, то предполагаемые многими исследователями закономерности связи колчеданного оруденения с конкретными магматическими дифференциатами отпадут.

ТЕКТОНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ БРЕКЧИИ

Этот термин был применен одним из авторов впервые для метасоматитов, имеющих брекчиевую текстуру [90, 92]. В настоящее время он взят на вооружение многими отечественными геологами.

Тектоно-метасоматические брекчии широко распространены в природе, особенно на различных месторождениях полезных ископаемых, где проявлен метасоматоз. Имеются они практически на всех колчеданных место-



Р и с. 32. Тектоно-метасоматиты Озерного месторождения; составили Д.И. Царев и А.П. Фирсов

1 — флюидопорфиры; 2 — колчеданно-полиметаллические рудные тела; 3 — суб-вулканические диабазовые порфириты; 4 — тектоно-метасоматические брекчии;

рождениях. Особенно много их на медноколчеданном месторождении им. XIX партсъезда на Урале и Озерном колчеданно-полиметаллическом месторождении. Но кроме Озерного месторождения, они встречаются почти на всех месторождениях и рудопоявлениях Озернинского рудного узла. Подавляющим большинством исследователей — сторонниками как гидротермально-осадочной, так и гидротермально-метасоматической природы колчеданных месторождений — тектоно-метасоматические брекчии принимаются за осадочные. На Озерном месторождении известняковые разновидности брекчий принимали за развалы рифов [15, 28, 75, 79]. Графически на геологических разрезах их изображают как пластовые тела, не обращая внимания на то, что подавляющая часть обломков ориентирована своими длинными сторонами под углом к слоистости пород и параллельно зонам расщепления и дизъюнктивным нарушениям.

Передокументация керна буровых скважин позволила авторам наблюдать многочисленные факты секущей ориентировки брекчиевых тел к напластованию вулканогенно-осадочных пород (рис. 32). На Озерном месторождении подавляющая часть тектоно-метасоматических брекчий сформирована в известняках среди короны субвулканического тела флюидопорфиров. Все месторождение "опирается" на них, как птичье гнездо на ветки дерева. Тектоно-метасоматическому брекчированию подвергнуты не только известняки, но и силикатные породы. Тем не менее среди известняков они встречаются чаще, так как эти породы легко поддаются железо-магнезиальному метасоматозу и замещению рудными минералами. При одинаковой тектонической нарушенности метасоматическое преобразование — сидеритизация, доломитизация, сульфидизация — проявляется интенсивнее в известняках, чем в эффузивах и туфах.

Внешне карбонатные тектоно-метасоматические брекчии очень напоминают осадочные породы: они имеют светло-серую, буровато-серую (до темно-коричневой) окраску. На воздухе сидеритизированные известняки в результате окисления буреют и со временем становятся коричневыми. Обломковидные фрагменты этих пород белого, светло-серого, бурого и других цветов располагаются в цементе замещения. Размер обломков различный — от нескольких миллиметров до нескольких метров. Конфигурация обломков также различна: округлые (в этом случае порода принимается за конгломерат), угловато-изометричные, угловато-удлиненные, извилистые, зубчатые, сложноизвилистые. Количество цемента замещения широко варьирует: от базального цемента до цемента соприкосновения. Для брекчий с наименьшим количеством цемента замещения характерны извилистые контуры обломков. В этом случае порода приобретает мозаичную текстуру: извилистый контур одного обломка негативно повторяет контур другого (обломки как бы подогнаны друг к другу). Встречаются участки, в которых один обломок "врезан" в другой. Такие брекчии являются пере-

5 — кварц-серицитовые, кварц-серицит-полевошпатовые метасоматиты, часто с сидеритизацией, доломитизацией и хлоритизацией туффов и известняков, с вкрапленностью флюорита; 6 — интенсивная сидеритизация; 7 — дайки: а — сиенит-порфиров, б — граносиенит-порфиров, в — трахидолеритов, г — андезитовых порфиров; 8 — зона окисления сульфидных руд; 9 — вмещающие породы; 10 — колчеданные руды со слабой свинцово-цинковой минерализацией; 11 — скважины

ходным звеном от массивных известняков к брекчиям с "базальным" цементом [90].

Тектоно-метасоматические брекчии по содержанию сульфидов подразделяются на безрудные и рудные. Оба типа переслаиваются между собой и с неизмененными известняками по мощности и по простираанию. Мощность отдельных участков безрудных брекчий достигает 100 м. Участки рудной брекчии имеют мощность до 40–50 м. Они располагаются среди безрудных разностей или среди массивных известняков.

Безрудные брекчии обычно сложены фрагментами мраморизированных известняков тонко-, средне- и крупнозернистой структуры. Раскристаллизованные участки перемежаются, образуя брекчиевидную текстуру. Некоторые фрагменты имеют зональное строение. Внешняя зона более тонкозернистая, чем внутренняя, и наоборот (табл. II, б). Многие обломки характеризуются нечетко выраженной сланцеватой текстурой, согласно которой ориентируются более крупнозернистые участки в виде неправильных гнезд и выклинивающихся прожилков. Неравномерная раскристаллизация известняков подчеркивает катаклиз и рассланцевание.

Цементом тектоно-метасоматических брекчий являются наиболее проницаемые для гидротермальных растворов и, следовательно, в большинстве своем наиболее интенсивно замещенные участки породы: зонки катаклаза, рассланцевания, околотрещинное пространство. Обломки — это менее измененные реликтовые фрагменты, сохранившиеся между зонками интенсивного замещения. Иногда обломки представляют собой более интенсивно замещенные участки, чем цемент. Это зависит от особенностей механизма фрагментарных метасоматических процессов, теоретические основы которого нами освещены были ранее [90].

Структура цемента обычно лепидогранобластовая, гранобластовая, реже нематобластовая и порфиробластовая. Состав цемента может быть сидеритовым (характерен для Озерного месторождения), баритовым, кварцитовым, в рудных брекчиях — сульфидным или магнетитовым и т.д. Обычно в цементе встречаются комплекс наложенных минералов и перекристаллизованные реликты известняка. Очень часто с развитием цемента замещения появляются альбит и микроклин. Они замещают реликтовые зерна кальцита, слагают вокруг фрагментов известняка оторочки иногда совместно с кварцем или серицитом.

В нижних горизонтах брекчий изменения известняков произошли более интенсивно. От них остались отдельные реликты среди кварц-хлорит-серицит-полевошпатовых метасоматитов. Эти метасоматиты по трещинам проникают далеко в известняки, подобно магматическим инъекциям (табл. II, в). Кварц в метасоматитах и вдоль трещин в известняках, кроме мелко- и тонкозернистых агрегатов, нередко образует зерна осколковидной формы и порфиробласты с включениями и заливами, выполненными минералами вмещающей среды: хлоритом, серицитом, карбонатом и т.д.

Произведено петрографическое и петрохимическое изучение различных по цвету и по составу фрагментов и разновидностей цемента замещения известняковых тектоно-метасоматических брекчий. Все они представляют собой серию пород от неизмененных известняков к полным метасоматитам. Краткая их характеристика приведена в табл. 16. Цвет обломков и цемента широко варьирует. Темно-серая окраска известняков обусловлена первич-

Таблица 16
Краткая характеристика обломковидных фрагментов
тектоно-метасоматических брекчий

Номер шлифа	Цвет	Характеристика породы
Шиб-2	Светло-серый	Мраморизованный известняк
Шиб-3	Серый	То же
Шиб-4	Темно-серый	"
Шиб-5	Светло-бурый	Известняк сидеритизированный, доломитизированный и окварцованный
Шиб-6	Бурый	То же
Шиб-7	Темно-бурый	"
Шиб-8 (цемент)	Коричневый	Микроклин-кварц-барит-альбит-карбонатный метасоматит
Шиб-8 ^a (цемент)	Темно-серый	Карбонат-микроклиновый метасоматит
Шиб-8 ^b (цемент)	Пестрый розово-буро-серый	Альбит-микроклин-кварц-карбонатный метасоматит
Шиб-9	Ярко-красный	Яшмовидный кварцит (кремнисто-гематитовый метасоматит)
Шиб-10	Белый	Кварц-кальцит-баритовый метасоматит
163-320	Бледно-зеленый	Хлорит-альбит-серицит-кварцевый метасоматит
163-443	Светло-серый	Микроклин-карбонат-серицит-кварцевый метасоматит
163-490	"	Кальцит-биотит-альбит-микроклин-кварцевый метасоматит
2-400	Светло-зеленый	Серицит-альбит-хлорит-карбонат-кварцевый метасоматит

ным углеродистым материалом; в некоторых образцах углистое вещество вынесено и известняки приобрели светло-серый и серый цвет. Бурый и коричневый цвета придает породам окисляющийся сидерит, розовый оттенок — микроклин, красный — тонкодисперсный гематит, белый — барит.

Количественный подсчет минералов из-за их микрозернистости затруднен, поэтому произведен расчет субмодального нормативного минерального состава (рис. 33). Из табл. 16 видно, что альбит в различных количествах встречается во всех образцах, за исключением яшмовидного кварцита и барита. Особенно широко развит альбит в цементе замещения по периферии реликтовых фрагментов известняка, образуя чистые таблитчатые, сдвойникованные в простые и полисинтетические двойники и несдвойникованные зерна. Номер альбита — $0-1$, $2V = +85^\circ$, наиболее распространен карлсбадский закон двойникования. Альбит часто сопровождается пиритом и баритом. Нередко в цементе присутствует значительное количество наложенного микроклина, располагающегося в реликтах перекристаллизованного кальцита в виде неправильных, изобилующих включениями зерен и агрегатов зерен карбоната, также сопровождающихся несколько повышенным содержанием пирита и барита. Вторичный микроклин развит в обломках, образуя мелкозернистые скопления, порфиروبласты, часто футлярного строения (см. табл. II, а), дендритовые выделения, располагающиеся между зернами кальцита (табл. II, з).

Минералы	"Обломки"								"Цемент"		
	Шиб-2	Шиб-3	Шиб-4	Шиб-5	Шиб-6	Шиб-7	Шиб-9	Шиб-10	Шиб-8	Шиб-8 ^а	Шиб-8 ^б
Альбит	1,6	1,6	1,0	2,6	1,0	1,0	0	0	18,4	1,6	4,7
КПШ	0	0	0,6	4,0	4,0	4,0	0	0	6,1	55,0	5,6
Кварц	0	0	0,5	27	11,0	6,6	86,6	3,9	12,0	2,0	27,0
Серицит	0,8	0,52	0,3	5,0	4,6	5,0	0	0	3,6	6,1	2,3
Кальцит	95,9	95,0	95,0	32,0	20,0	24,0	7,4	5,0	12,0	21,0	27,0
Доломит	0	0,76	0	20,0	45,0	43,0	0	0,9	0	5,0	20,0
Сидерит	1,25	0,81	1,2	7,3	8,5	13,0	1,9	0,5	18,9	1,3	10,2
Барит	0,25	0,86	1,3	1,3	3,5	1,8	0,7	88,1	14,0	3,0	1,1
Пирит	0,2	0,45	0,1	0,6	1,0	0,7	2,0	0	6,2	3,0	1,2
Гематит	0	0	0	0	0	0	1,4	1,6	0	2,0	0
Магнетит	0	0	0	0,20	1,4	0,9	0	0	8,8	0	0,9

Р и с. 33. Субмодальный минеральный состав обломковидных фрагментов и "цемента" тектоно-метасоматической брекчии

Красным яшмовидным фрагментам следует уделить особое внимание, так как они довольно часто встречаются в тектоно-метасоматических брекчиях Озерного месторождения и своей яркостью и контрастностью с окружающей средой привлекают внимание геологов. Обычно они принимаются за обломки, возникшие в результате размыва слоев яшмоидов [15, 75]. Размеры этих обособлений варьируют от нескольких миллиметров до 10–20 см. Обособления имеют различную конфигурацию — остроугольные, овальные, сложноизвилистые, прожилковые. Структура — скрытокристаллическая, текстура — однородная, линейно-полосчатая и редко концентрически-полосчатая. Яшмовидные образования прожилковой формы в отличие от обломковидных обычно относят к более поздней гидротермальной генерации. Но мы не разделяем такое представление, так как и обломковидные, и прожилковые, и другой формы красные кварциты встречаются в тесном соседстве.

Под микроскопом в проходящем свете видно, что красные яшмовидные обособления состоят из изометричных полигональных и хлопьевидных выделений гематита размером в сотые доли миллиметров, заключенные в ксеноморфный микрозернистый агрегат кварца с еще более тонкой вкрапленностью гематита.

Очень часто наблюдаются реакционные каймы гребенчато-волоконистых агрегатов зерен карбоната, кварца и альбита. Такая реакционная оторочка несет скопления тонкой вкрапленности пирита, за которой иногда имеется еще полоска, состоящая из цепочки зернышек альбита и кварца. Цепочечные агрегаты альбита и кварца можно наблюдать непосредственно на границе пиритизации с кварц-гематитовыми агрегатами.

Красные обособления часто бывают рассечены прожилками карбонатного, кварц-карбонатного, кварц-карбонат-альбитового состава с примесью барита и пиритовой вкрапленностью. Некоторые прожилки рассекают как обломок, так и цементирующую пиритизированную массу. Прожилки, не переходящие в цемент, обычно очень тонкие, ориентированы поперек обломка. Выполнены они карбонатом с примесью и без примеси кварца и альбита. Их образование связывается с сокращением объема при раскristаллизации вторичных продуктов.

Четкость контуров, "срезание" контуром полосчатости и прожилков в гематит-кварцевых фрагментах при макроскопическом исследовании создают кажущуюся аналогию с аллохтонными обломками яшмовидных пород. Тем не менее имеются признаки, которые отличают эти образования от истинных обломков: 1) обособления наряду с плавными и четкими контурами имеют расплывчатые, сложноизвилистые и почковидные очертания; 2) наличие прожилков и комбинаций обломковидных фрагментов с прожилками (апофизы от обломков); 3) присутствие реликтов карбонатов с зернами вторичного микроклина или альбита, которые имеются в "цементирующей" массе; 4) развитие "врезок" гематит-кварцевых обособлений в "обломки" известняка, свидетельствующие об экранировании гидротермальных растворов тонкими трещинками (табл. III, а); 5) наличие концентрически-зональных текстур, повторяющих контуры гематит-кварцевых обособлений.

Рудные тектоно-метасоматические брекчии распространены на месторождении весьма широко и являются разновидностью карбонатных тек-

тоно-метасоматических брекчий. Отличительной их особенностью является то, что цемент замещения в основном представлен рудными минералами: пиритом, сфалеритом, галенитом и магнетитом. Как правило, все эти минералы сопровождаются сидеритом, замещая его.

Весьма часто попадают обломки сидеритов в сидеритовом цементе и обломки сульфидных руд в сульфидном цементе. Это создает иллюзию двух генераций сидеритов и колчеданных руд. Сторонники гидротермально-осадочного происхождения месторождений считают, что колчеданные руды после своего образования размывались и их обломки цементировались осадочным цементом с рудными компонентами. Подобные факты встречаются на колчеданных месторождениях Урала и Кавказа и вызывают дискуссии.

Исследование таких брекчий на Озерном месторождении убедили нас в том, что это одноактные образования. Возникают они при фрагментарном метасоматозе, когда часть горной породы (околотрещинные и наиболее катаклазированные участки) замещаются инфильтрационно, а оставшиеся массивные фрагменты — диффузионно. Если концентрация рудных компонентов в поверхностном слое раствора, окружающего фрагмент горной породы, окажется настолько высокой, чтобы создать градиент химических потенциалов между ними и застойным (или пленочным) раствором во фрагменте, то начинается диффузионный массообмен.

Адсорбируемые из фильтрующегося раствора рудные компоненты на границе раздела раствор—фрагмент постоянно будут поддерживать высокий потенциал. При росте концентрации рудных компонентов в поровом растворе фрагмента возникают зародыши рудных минералов. Если рудные минералы обладают более высоким кристаллизационным давлением, чем минералы горной породы, то первые будут расти, а вторые растворяться — начнется метасоматическое замещение. При росте рудных минералов химический потенциал рудных компонентов в застойном поровом растворе постоянно будет поддерживаться на низком уровне. Поэтому градиент их между раствором, окружающим фрагмент, и поровым раствором внутри фрагмента будет существовать. Этот градиент обусловлен большей активностью поровых растворов, чем активность трещинных. В таком случае фрагмент с застойными поровыми растворами замещается рудными минералами полностью. При собирательной перекристаллизации объем сплошной рудной массы сокращается, образуются трещины контракции, обычно ориентированные поперек вытянутости этого фрагмента. Трещинки выполняются минералом замещаемой породы, которым остаточный поровый раствор становится пересыщенным. В результате образуются тонкие прожилки, секущие рудный фрагмент, но не переходящие во вмещающую среду. Это создает иллюзию срезания прожилков, и такой фрагмент обычно принимается за рудный обломок.

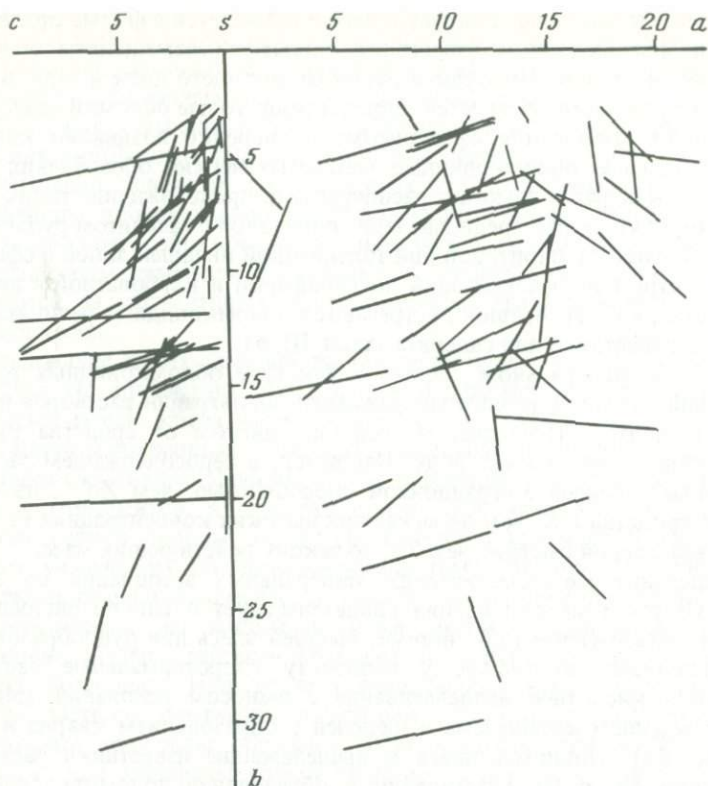
На Озерном месторождении встречаются резко дифференцированные по минеральному составу "цемент" и "обломки": в существенно пиритовом цементе содержатся существенно сфалеритовые обломки. Такие фрагментарные метасоматиты формируются в следующих случаях: 1) при фильтрации раствора, несущего железо, цинк и серу, железо ведет себя наиболее химически активно — по закону действующих масс — и осаждается в виде пирита; цинк остается в растворе, накапливаясь на

границе фрагмента, диффундирует в него и осаждается в форме сфалерита; 2) в сидеритизированном известняке остаются незамещенные обломковидные реликты; при фильтрации раствора, несущего цинк и серу, в сидеритизированной части образуется пирит, а реликтовые обломки известняка диффузионно замещаются сфалеритом; 3) нередко возникают концентрически-зональные обломковидные метасоматические обособления руды в руде; это как раз и помогает расшифровать происхождение таких брекчиевых структур; часто среди сфалерит-пиритовой с галенитом руды встречаются "обломки" с пиритовой или галенитовой внешней зоной и сфалеритовой в центре или сфалеритовой по периферии и карбонатной в центре; среди таких руд, как правило, встречаются обломковидные реликты незамещенного известняка или сидерита (табл. III, б).

Различие в минеральном составе и текстуре обломковидных рудных обособлений связано с различным режимом фильтрации растворов и переноса компонентов. Последнее зависит во многом от сродства рудных компонентов к сере и кислороду. Например, в серосодержащем растворе Fe^{+2} обладает лучшей миграционной способностью, чем Zn^{+2} , из-за его меньшего сродства с S. Тем не менее при высоких концентрациях Fe будет связываться с серой быстрее, чем Zn, по закону действующих масс.

Распределение метасоматических минеральных ассоциаций по вертикали на Озерном месторождении свидетельствует о единой эволюционировавшей метасоматической системе, бывшей здесь при рудообразовании. Фильтровавшиеся по туфовому горизонту гидротермальные растворы производили кислотное выщелачивание с выносом оснований (Mg, Fe, Ca) и осаждением кремнезема и щелочей с образованием кварца и серицита (рис. 34). Поднимающиеся в вышележащие известняки растворы, обогащенные Mg и Fe, участвовали в образовании доломита, сидерита, анкерита, магнетита и гематита. Попадая в трещиноватые известняки, растворы распадались на отдельные струи, производя метасоматическое замещение около трещин и формируя тектоно-метасоматические и метасоматические брекчии. Цементом брекчий в основном является наиболее интенсивно сидеритизованная околотрещинная часть породы, а обломковидными фрагментами — реликты известняков. В результате адсорбционного повышения концентрации растворенных компонентов в поверхностном слое раствора, окружающего фрагменты с застойными поровыми растворами, последние диффузионно замещались сидеритом более интенсивно, чем "цемент" — зона инфильтрационного метасоматоза.

С понижением кислотности раствора вместе со слабыми основаниями в известняках стали осаждаться щелочи и глинозем, образуя в зависимости от химических потенциалов Na_2O или K_2O кварц-серицитовые альбитовые или микроклиновые метасоматиты. Они замещали карбонатные метасоматиты и чистые известняки, усложняя состав тектоно-метасоматических и метасоматических брекчий, а в зонах расланцевания, межслоевых срывов и у литологических экранов приводили к образованию крупных линейных тел кварц-серицит-полевошпатовых метасоматитов. С повышением активности серы в растворе стали осаждаться сульфиды: пирит, сфалерит, галенит, что еще более усложнило состав тектоно-метасоматических и метасоматических брекчий. Сульфиды замещали ранее образованные метасоматические и первичные минералы. Фор-



Р и с. 34. Петрохимическая диаграмма флюидопорфиров
Химические анализы см. в табл. 17, 18

мировались рудные тектоно-метасоматические брекчии (табл. IV, V, а). С повышением окисленности серы происходила баритизация пород. Строго разграничивать этапы метасоматического минералообразования во времени и пространстве нельзя в связи с неравномерными фильтрационными свойствами пород, вызванными неравномерностью тектонической терциноватости и литологическими разностями. Поэтому метасоматиты различных минеральных фаций можно встретить на различной глубине. Но тем не менее по восстанию наблюдается общая закономерность смены метасоматических фаций. Например, в нижних горизонтах известняки местами почти полностью превращены в кварц-серицит-альбитовые и кварц-серицит-микроклиновые метасоматиты с хлоритом и без него, а в верхних горизонтах преобладают сидеритизованные известняки и сидеритизированные тектоно-метасоматические брекчии. В верхних горизонтах цементом замещения в них служат сидеритовые и сульфидные метасоматиты, а в нижних горизонтах — кварц-серицит-полевошпатовые. Обломковидные фрагменты нижних горизонтов отличаются от фрагментов верхних горизонтов, как правило, более интенсивным окварцеванием, серицитизацией и фельдшпатизацией и, находясь в общей массе кварц-хлорит-серицит-полевошпатовых метасоматитов, напоминают ксенолиты в

интрузивном цементе. Эти разновидности бречий переходят в эруптивные, которые составляют верхнюю метасоматически-магматическую часть короны флюидопорфиров.

В составе общей метасоматической колонки выделяется масса фрагментарных колонок, обусловленная распадением общей системы метасоматоза на фрагментарные, в результате чего сформировались пестрые по составу обломки тектоно-метасоматических брекчий [90].

Формирование кажущегося "врезания" одного обломка в другой

Трещины в горной породе являются не только путями проникновения растворов, но и экранами для них. Эта двойная их роль оказывает большое влияние (порой решающее) на формирование текстур и состава фрагментарных метасоматитов.

По морфологии трещины можно подразделить на следующие виды: 1) открытые (с зияющей полостью), 2) закрытые (с сомкнутыми стенками), 3) ровные, 4) ломаные, 5) сквозные, 6) слепые; по времени образования в отношении к движущемуся раствору — на дофильтрационные и синфильтрационные. Синфильтрационные трещины возникают в результате расклинивающего действия тонких слоев воды, а также поверхности сольватации и других химических процессов. Исследования В.И. Дерягина и др. показали, что жидкости в тонких слоях имеют довольно значительные модули упругости и оказывают на соприкасавшиеся с ними твердые поверхности расклинивающее действие. Синфильтрационные трещины играют значительную роль в дальнейшей дезинтеграции и диспергировании уже нарушенных тектоникой горных пород.

Под действием значительного градиента давления открытые трещины в горных породах фильтруют в единицу времени большее количество раствора, чем закрытые. При этом поверхностный слой раствора может плотно прилипать к обеим стенкам трещин. Уменьшение градиента давления будет изменять режим течения. В широко раскрытых трещинах градиент давления может оказаться равным нулю (напорное давление сравняется с гидростатическим) и восходящее движение раствора в них прекратится — будет создана застойная обстановка. Может наступить момент, когда закрытые трещины под действием капиллярного давления будут фильтровать подавляющую часть раствора, а открытые трещины будут содержать или застойные, или пленочные растворы по одной или обеим стенкам или вообще окажутся "сухими". Если пленка раствора будет смачивать только одну стенку трещины, то и взаимодействие компонентов раствора с горной породой будет происходить только с одной стороны. В этом случае на одном участке породы будет происходить метасоматическое замещение, а в соседнем с ним — нет. В результате по разные стороны трещины возникнут два разных по составу, возможно и по текстуре и структуре, фрагмента, по форме сходные с обломками. Если трещины имеют извилистую конфигурацию, то возникнет иллюзия негативного повторения формы сторон разных по составу обломков пород — выступ одного будет совмещаться с впадиной другого (табл. II, б; III, а; IV; V, б-г).

Большую трудность представляет отличие некоторых хемогенных осадков от метасоматической минерализации, в связи с чем происходят нескончаемые дискуссии по поводу образования стратиформных колчеданных месторождений. Многие сульфиды, особенно пирит, обладают конвергентными свойствами. Для установления их генезиса в последние годы стали широко использовать изотопный анализ серы и свинца. Но, как показали исследования Л.Н. Овчинникова и др., применение изотопного метода в определении генезиса сульфидов требует расшифровки многих сопутствующих явлений, что учесть не всегда представляется возможным. Поэтому надежность этого метода пока невелика.

Полосчатые метасоматиты могут возникнуть не только в слоистых породах, но и в массивных.

На Озерном месторождении рудную полосчатость можно разделить на: 1) простую, 2) ритмическую и 3) сложноритмическую.

При простой полосчатости отдельные рудные полосы или системы полос не связаны какой-то определенной закономерностью. Ширина полос варьирует от десятых долей миллиметра до нескольких десятков сантиметров. Полосы бывают сложенными или несколькими рудными минералами (пиритом, сфалеритом, галенитом), или одним из них (пиритом или сфалеритом). Галенит редко образует самостоятельные полосы. Обычно он примешивается к сфалеритовым или пиритовым полосам. Существенно пиритовые полосы часто перемежаются с существенно сфалеритовыми. Одни полосы имеют четкие границы и одинаковую густоту вкрапленности рудных минералов, другие — ограничены с одной стороны четким контуром, а с другой — постепенно, по мере уменьшения рудной вкрапленности, переходят во вмещающую нерудную породу.

Ритмическая полосчатость характеризуется закономерно повторяющейся полосчатостью с определенным характерным признаком. Наиболее распространен признак несимметричной рудной вкрапленности по мощности полосы. Характерным повторяющимся признаком ритмической полосчатости является волнистость одной из границ полос или появление тонкой рудной каемки, повторяющей конфигурацию основной рудной полосы с одной стороны (табл. VI).

Сложноритмическая полосчатость отличается от простой тем, что в составе каждой полосы проявляется своя ритмичность более высокого порядка. Нередко отдельные полосы состоят из ряда сближенных более тонких полос (см. табл. VI).

Общая конфигурация рудной полосчатости бывает различной: 1) четкая прямолинейная, 2) извилистая четкая, 3) извилистая нечеткая, 4) плычатая, 5) косая, 6) веерообразная и т.д. Некоторые разновидности полос переходят друг в друга, перемежаются, образуя многочисленные разновидности.

Рудная полосчатость развита в различных породах: в антраконитовых, органогенных, сидеритизированных и других известняках, известняковых гравелитах, туффитах, туфах и силлах диабазовых порфиринов. Приурочивается она в слоистых породах к контактам различных по крупности зерна или составу пород, в массивных известняках — к плоскостям слабопро-

явленного рассланцевания и к межслоевым срывам. Вблизи рудных полос наблюдаются перекристаллизация карбонатного материала, вынос углисто-го вещества и образование вторичных минералов: кварца, микроклина, серицита, альбита, барита. Как уже указывалось, на эти минералы накладываются сульфиды (без барита). Силикатные минералы часто образуют самостоятельные нерудные полосы, принимавшиеся за туффиты. Местами в нерудных полосах появляется сульфидная вкрапленность, и нерудная полоса переходит в рудную. Подобную полосчатость образует и сидерит. У сульфидных обломковидных фрагментов по контактам полос сплошных сульфидов нередко наблюдаются стебельчатые кварц-карбонатные оторочки. Распространение рудных и нерудных полос местами резко заканчивается. Некоторые полосы "обрезаются" тончайшим прожилком без смещения окружающих слоев вмещающей породы или соседних рудных полос. Некоторые силикатно-сульфидные полосы с одной стороны имеют волнистую и как бы "взрыхленную" поверхность, которая принимается за взмучивание (табл. VII, а). Однако при микроскопическом исследовании устанавливается, что кажущееся взмучивание образовалось в результате приспособления вторичных минералов к пloyчатому микрокливажу. При межслоевых подвижках вторичная полосчатость образуется вдоль как плоскостей подвижек, так и кливажа, ориентированных под острым углом к первым (табл. VII, б). Такое срезание полосчатости полосчатостью нередко интерпретируется как косая слоистость или оползневые явления. От рудных полос в стороны местами отходят алофизы, выполненные точно такими же рудными и нерудными минералами, что и сами полосы. С вогнутой стороны рудных полос иногда наблюдаются овальные рудные обособления (табл. VI, д) с реакционной стебельчатой каймой из кварца и карбоната. Нерудные обломки породы, ограниченные трещинами, "обтекаются" рудными полосами. Нередко такие обломки в значительной мере замещены баритом. Как правило, перед такими обломками мощность рудных полос резко возрастает. На отдельных участках сульфидная полосчатость становится петельчатой. В ячейках петель линзовидные фрагменты вмещающей породы замещены по периферии, а иногда и полностью кварцем, микроклином, серицитом, альбитом и баритом. Вокруг некоторых из них наблюдаются стебельчатая оторочка из кварца и карбоната.

Плойчатая метасоматическая ритмичность часто напоминает мелкую складчатость, а экранирующие растворы трещинки ошибочно принимаются в качестве послерудных смесителей (табл. II, в). Только при внимательном изучении можно обнаружить, что по разные стороны "смесителей" количество рудных полосок и их морфология различны. Амплитуда "смещения" в разных полосах по одному "смесителю" также различна.

ФЛЮИДОПОРФИРЫ

На колчеданных и других рудных месторождениях различных регионов в тесной связи с орудением фиксируются субвулканические тела порфиров. Эта связь подмечена давно, и в геологической литературе этот вопрос обсуждался неоднократно [27, 37–39, 52, 55, 56, 99, 109, 111, 112].

С петрологических позиций наиболее детально субвулканические порфиры были впервые изучены Е.Б. Яковлевой на Рудном Алтае и в Казахстане; она назвала их автомагматическими брекчиями (АМБ) и дала им следующее определение: «Собирательный термин "автомагматические брекчии" применяется нами по отношению к своеобразным магматическим породам, залегающим в виде экстрuzивных куполов и обелисков. Породы эти часто обладают типичной для интрузивных пород матрацевидной отдельностью, имеют порфировое строение, вкрапленники в них большей частью раздроблены и растащены, основная масса обладает типичной для лав кислого состава структурой. АМБ обычно приурочены к небольшим разрывным нарушениям, оперяющим региональные разломы». Занимая, в общем, небольшое место среди других интрузивных образований, в ряде регионов АМБ распространены довольно широко. Для АМБ характерны значительные аутометаморфические изменения. Форма тел пластовая, дайкообразная, неправильная, сочетающаяся с тонкими апофизами во вмещающие породы.

Г.Ф. Яковлев и Е.Б. Яковлева [104] выделили эти образования во флюидопорфировый комплекс, где АМБ являются, по их мнению, дериватами флюидонасыщенной магмы. В магматических породах, связанных с этой магмой, отмечаются повышенные содержания Al_2O_3 , Na_2O , K_2O (при преобладании K_2O над Na_2O), летучих (H_2O , CO_2 , SO_2 , F, Cl, B и др.), повышенные по сравнению с кларковыми содержаниями Pb, Zn, Cu, Sn, Mo и др. Очень часто эти породы пространственно связаны с интрузиями основного состава (дайками и субвулканическими телами базальтов — диабазов). Иногда они объединяются в контрастную базальт-липаритовую формацию [54, 86]. Нередко в них отмечается большое число ксенолитов с диабазовой структурой, резкое несоответствие по составу порфировых вкрапленников с основной массой [44, 103]. Так, например, описаны порфировые выделения Р¹ (вплоть до № 92). Если это первые выделения вкрапленников, то средний состав плагиоклаза должен быть № 73, что не соответствует липарит-дацитовому составу породы. Таким образом, этот плагиоклаз явно образован из магмы основного состава.

ФЛЮИДОПОРФИРЫ ОЗЕРНИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Первое описание флюидопорфиров Озернинского рудного узла сделано Л.П. Хряниной [87] под названием автомагматических брекчии. Л.П. Хрянина [87, 88] по составу разделила флюидопорфиры (АМБ) на два типа риолит-дацитовых и дацитовых порфиров и отнесла их к озернинскому субвулканическому комплексу на следующем основании: 1) АМБ и того и другого типа приобрели фацию зеленосланцевого метаморфизма, как и вмещающая их олдындинская свита; 2) АМБ и того и другого типа пересекаются дайками сиенит-порфиров (Р?) и долеритов (Т–J); 3) АМБ

риолит-дацитов на Озерном месторождении имеют субпластовую форму тела и пересекаются диабазовыми порфиритами, а АМБ дацитовых порфиров рвут порфириты (канавы 106 и скв. 60).

Таким образом, последовательный ряд АМБ риолит-дацитов, диабазовых порфиритов и АМБ дацитовых порфиров были объединены в озернинский субвулканический комплекс нижнепалеозойского возраста. Последующие исследователи, меняя возраст от нижнего до среднего палеозоя, придерживались этого же мнения.

В более поздней работе по Озернинскому рудному узлу (Л.Л. Зоричева, Э.Н. Зеленый, Л.С. Дорошкевич и др. (1983 г.)) обосновывается другая схема, где АМБ делятся по петрохимическим признакам на три группы: 1) плагиориолитовую, 2) плагиодацитовую, 3) андезито-дацитовую. Все они отнесены к озернинскому комплексу, а диабазовые порфириты из озернинского переведены в сурхэбтинский ($\epsilon-O$). Этому послужили следующие обоснования: 1) петрохимическое и петрографическое сходство АМБ с эффузивно-пирокластическими породами олдындинской свиты (ϵ_{1ol}); 2) конформность тел АМБ с вмещающими породами олдындинской свиты; 3) взаимоотношение АМБ с диабазовыми порфиритами (диабазовые порфириты рвут АМБ).

В настоящее время канавы 106, где обнаружено такое взаимоотношение, засыпана, а документация допускает неоднозначное толкование. В скв. 60 диабазовые порфириты вблизи АМБ имеют зону закалки, но непосредственного контакта не обнаружено.

Наши наблюдения по керну скв. 60 (р.л. 37) позволили установить в диабазовых порфиритах не только зону закалки, но и окварцевание, характерное для экзоконтакта флюидопорфиров (АМБ), и массу ксенолитов интенсивно измененных диабазовых порфиров во флюидопорфирах (табл. VIII, а). Это дает нам основание считать, что скв. 60 вскрыла параллельный контакт более поздних флюидопорфиров с диабазовыми порфиритами. Таким образом, есть основание говорить о последиабазовом и, следовательно, о послеолдындинском возрасте флюидопорфиров.

Большинство исследователей сходятся на том, что дайки сиенит-порфиров и долеритов пересекают субпластовые тела флюидопорфиров. Целенаправленные поиски явных интрузивных взаимоотношений между ними не увенчались успехом. Однако во многих скважинах и при геологическом картировании встречены флюидопорфиры с ксенолитами основных пород субвулканической фации. Эти ксенолиты имеют различный размер (до 20 см в поперечнике) и чаще всего — овальные очертания. Они интенсивно изменены: хлоритизированы, опацифицированы, эпидотизированы, сидеритизированы, окварцованы. Встречающиеся в них порфиробластические зерна кварца не имеют расплавных включений, но забиты газожидкими. В некоторых случаях (обр. 401—116, 337/0, 86/1, 68/1) встречаются слабоизмененные фрагменты основных пород, по петрографическому облику являющиеся аналогами долеритов (табл. VIII, б, в).

С дайками сиенит-порфиров непосредственного контакта флюидопорфиров также не встречено. Не встречено и их ксенолитов. Однако косвенные геологические данные позволяют нам условно считать сиенит-порфиры секущими флюидопорфирами.

Флюидопорфиры в ряде мест контактируют с базальными конгломератами.

Таблица 17. Химический состав флюидопорфиров, мас. %

Компонент	1000-40	1000-110	1002-63	1008-218	401-50	401-172	461-60-1	461-75	60-125	60-145	60-170	60-225	147-140	146-55	84-65
SiO ₂	63,96	58,81	68,46	67,03	64,08	70,04	84,82	77,16	57,73	49,52	69,92	64,54	69,62	64,40	67,02
TiO ₂	0,33	1,33	0,57	0,25	0,46	0,45	0,03	0,19	0,69	0,71	0,45	0,60	0,50	0,58	0,44
Al ₂ O ₃	15,58	13,28	13,13	11,57	15,26	14,00	1,46	8,83	21,12	27,87	13,20	17,26	14,27	15,87	14,52
Fe ₂ O ₃	2,24	5,39	1,17	2,10	1,52	0,35	0,46	0,54	2,23	4,74	0,71	2,06	0,49	0,87	1,29
FeO	2,46	5,65	2,97	3,69	2,80	0,96	2,33	2,27	2,27	2,23	2,96	1,86	2,81	2,19	2,81
MnO	0,12	0,13	0,18	0,71	0,07	0,04	0,04	0,09	0,03	0,14	0,11	0,08	0,07	0,22	0,06
MgO	1,46	2,69	1,13	3,04	1,41	0,41	0,76	1,74	2,20	1,98	0,52	0,80	0,70	0,72	0,94
CaO	1,07	3,02	2,42	4,19	2,09	1,11	1,71	3,08	0,70	1,80	2,06	1,08	0,95	2,82	1,24
Na ₂ O	3,31	3,36	2,24	3,12	2,82	3,20	0,13	1,09	3,33	1,24	4,75	5,28	7,30	7,03	3,70
K ₂ O	4,69	2,58	3,98	2,10	6,00	7,11	0,02	0,42	3,60	6,56	1,71	2,65	0,70	1,22	5,33
P ₂ O ₅	0,04	0,18	0,02	0,08	0,11	—	0,03	0,03	0,14	0,16	0,10	0,14	0,20	0,12	0,11
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	4,30	3,40	1,87	2,30	1,60	1,40	1,49
CO ₂	0,59	0,89	1,12	0,87	9,67	1,35	1,96	2,22	0,11	1,84	1,08	0,43	0,74	2,26	0,76
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	0,16	3,00	0,55	1,13	0,08	0,06	0,04
П.п.п.	2,81	2,42	3,29	2,17	3,43	1,57	4,00	4,47	5,29	7,31	3,61	3,57	2,31	3,36	2,19
Сумма	99,07	99,14	99,63	99,99	100,02	99,35	99,06	99,91	99,33	98,26	100,10	99,95	99,92	99,40	99,70

Компонент	124-252	133-560	2/9-A	2-3/9	3/9-1	3/9-3	4/9-1	6/9-A	11/9	12/9	153-340Б	115/1-2	115/1-5	115/1-6	115/1-9 ^а
SiO ₂	44,24	46,64	65,49	69,26	70,18	65,92	55,86	68,70	62,98	65,78	54,96	77,10	77,38	81,84	80,64
TiO ₂	1,98	2,48	0,37	0,50	0,37	0,66	0,83	0,50	0,20	0,40	0,52	0,16	0,15	0,15	0,12
Al ₂ O ₃	15,06	16,00	13,67	15,22	14,81	14,45	17,85	13,64	11,48	11,80	17,79	10,82	11,42	9,49	9,80
Fe ₂ O ₃	4,59	4,81	2,42	0,91	0,62	1,08	3,90	2,23	0,38	3,46	2,09	1,56	0,45	0,35	0,30
FeO	5,62	6,20	1,28	1,49	2,25	3,97	3,25	3,43	1,82	6,82	2,00	1,46	1,09	1,29	1,58
MnO	0,28	0,26	0,09	—	0,04	0,10	0,13	0,02	0,26	0,17	0,22	0,06	0,01	0,02	0,02
MgO	2,91	5,34	0,55	0,50	0,70	1,14	1,73	0,95	0,84	2,59	2,28	0,10	0,30	0,34	0,28
CaO	7,12	7,44	3,30	0,30	0,30	2,20	7,50	0,35	11,91	0,15	3,50	0,11	0,17	0,15	0,14
Na ₂ O	4,04	3,74	3,26	4,00	8,25	6,27	5,24	3,80	1,64	4,30	1,71	3,60	3,35	3,54	3,95
K ₂ O	2,86	1,53	5,31	5,12	0,84	2,48	0,70	5,30	6,29	0,11	6,43	4,52	4,19	1,73	1,61
P ₂ O ₅	2,13	1,00	0,10	0,13	0,10	0,08	0,13	0,10	0,06	0,09	0,08	0,02	0,01	0,03	0,02
H ₂ O	2,90	3,00	1,78	2,00	1,00	1,00	2,30	1,60	0,78	2,90	3,45	—	—	—	—
CO ₂	5,29	1,08	2,48	0,11	0,32	0,32	0,32	0,21	0,97	0,11	4,21	0,11	0,54	0,11	0,54
SO ₃	0,09	0,35	0,01	—	0,04	0,04	0,01	0,04	0,05	0,03	0,40	—	—	—	—
П.п.п.	8,72	3,93	4,18	2,30	1,25	1,56	2,84	1,34	1,78	4,34	7,78	0,95	1,02	1,03	1,37
Сумма	99,55	99,37	100,02	99,73	99,71	99,91	99,96	100,34	99,64	100,01	99,36	100,46	99,54	100,06	99,83

Т а б л и ц а 17 (продолжение)

Компонент	115-1-9 ^б	13/0	59/0	84/0-Г	1/9-В	942-38 ^г	942-108	942-120	942-135	22/1-1	45/1-1	72/1	102-9	102-15	461-182 ^а
SiO ₂	72,00	70,00	69,58	70,08	66,24	52,54	61,24	72,18	77,00	69,06	78,82	70,36	76,54	77,56	73,52
TiO ₂	0,18	0,45	0,31	0,46	0,40	0,61	0,52	0,39	0,17	0,44	0,19	0,40	0,25	0,20	0,32
Al ₂ O ₃	12,38	13,70	13,30	14,15	13,67	19,00	17,22	13,30	10,95	13,74	9,72	13,94	12,14	12,27	11,18
Fe ₂ O ₃	0,40	2,02	1,69	1,88	1,78	2,48	3,45	1,09	0,25	0,38	0,16	3,64	0,29	0,46	1,83
FeO	2,56	2,16	1,64	1,74	2,35	5,39	2,12	2,12	1,99	3,00	2,05	1,18	2,05	1,42	2,56
MnO	0,06	0,06	0,15	0,03	0,09	0,13	0,05	0,04	0,06	0,15	0,04	0,03	0,01	0,01	0,21
MgO	1,00	0,86	0,88	0,48	0,80	1,61	1,16	0,38	0,34	0,53	0,59	0,43	0,78	0,28	3,05
CaO	1,49	0,88	3,52	0,45	2,96	0,15	0,10	0,19	1,24	2,92	0,24	0,16	0,18	0,24	1,33
Na ₂ O	1,96	3,82	3,35	3,95	4,38	0,24	1,36	2,88	4,42	5,21	0,68	2,65	5,17	6,35	1,23
K ₂ O	4,40	4,13	1,81	4,18	3,90	10,66	9,18	6,14	1,24	1,46	6,55	5,77	1,50	0,30	3,13
P ₂ O ₅	0,02	0,11	0,06	0,12	0,10	0,08	0,08	0,04	0,01	0,09	0,04	0,07	0,02	0,02	0,03
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	3,24	0,21	1,65	0,11	2,27	2,65	1,00	0,35	1,71	1,51	0,22	0,10	0,75	0,43	1,20
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	3,46	2,12	3,72	1,75	3,52	6,45	3,29	1,23	2,30	3,11	1,23	1,68	1,06	1,01	3,24
Сумма	99,91	100,31	100,00	99,28	100,19	99,93	99,97	99,98	99,94	100,09	100,31	100,31	99,99	100,13	99,62

Компонент	461-182 ^б	461-688-2	806 ^а -434	508 ^а -127 ^а	808 ^а -144-1	808 ^а -144-2	808 ^а -340	928-35	361-145	C-146-168	C-163-403	C-285-150	C-285-180	C-294-211	C-363-125
SiO ₂	68,40	69,34	66,18	73,86	81,80	68,18	65,72	71,54	67,70	65,74	70,82	54,14	67,42	64,04	62,86
TiO ₂	0,30	0,65	0,25	0,16	0,16	0,29	0,47	0,22	0,39	0,62	0,35	0,38	0,38	0,46	0,65
Al ₂ O ₃	13,59	20,15	14,84	13,48	8,28	15,46	15,47	13,12	12,70	11,37	12,84	14,09	13,03	11,73	15,51
Fe ₂ O ₃	1,94	2,11	1,11	1,43	—	1,45	1,53	1,46	4,66	1,41	1,28	2,88	1,19	2,55	2,18
FeO	3,73	1,17	1,28	0,95	2,05	1,96	1,50	1,34	2,19	6,25	2,87	4,56	3,83	7,74	2,62
MnO	0,20	0,03	0,05	0,11	0,12	0,23	0,06	0,11	0,01	0,62	0,30	1,18	0,56	0,88	0,43
MgO	1,52	1,11	0,18	0,39	0,21	0,62	0,09	0,60	1,24	1,14	0,88	1,41	0,64	0,88	1,26
CaO	1,22	1,45	2,44	0,48	0,27	0,01	1,52	1,80	0,13	0,56	1,47	1,88	1,56	0,92	2,41
Na ₂ O	1,27	1,58	4,60	3,72	2,77	3,75	1,13	4,27	1,56	0,29	1,52	3,25	2,30	1,48	1,78
K ₂ O	3,61	8,20	5,38	3,06	1,60	4,37	3,48	2,35	5,23	7,63	4,00	4,35	3,00	7,50	5,22
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,03	0,01	0,01	0,03	0,08	0,01	0,12	0,08	0,08	0,11	0,07	0,09	0,15
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	1,50	—	0,07	0,43	0,82	0,06	—
CO ₂	1,04	0,72	1,37	0,23	0,74	0,70	1,14	1,50	—	—	—	3,67	1,90	1,14	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	0,40	0,14	0,24	—	—	—	0,29
П.п.п.	3,95	4,07	2,46	1,50	1,57	2,88	2,95	2,79	2,40	4,28	3,06	4,39	3,27	4,07	4,29
Сумма	99,75	98,90	99,80	99,15	99,80	100,23	99,99	99,61	98,33	100,13	99,78	96,72	99,80	100,53	99,65

Таблица 18

Числовые петрографические характеристики флюидопорфиров по А.Н. Заварицкому

Параметр	1000-40	1000-110	1002-63	1008-218	401-50	401-172	461-60-1
<i>a</i>	14,10	12,20	10,70	9,60	15,00	17,30	0,30
<i>c</i>	1,40	3,00	3,00	2,80	2,60	0,70	0,90
<i>b</i>	12,00	15,80	7,10	13,00	8,50	2,60	4,90
<i>s</i>	72,50	69,00	79,20	74,60	73,90	79,40	93,90
<i>f'</i>	36,00	65,00	57,00	45,00	47,00	47,00	51,00
<i>m'</i>	20,00	29,00	27,00	38,00	48,00	26,00	25,00
<i>c'</i>	—	5,00	—	17,00	—	26,00	24,00
<i>n</i>	51,00	68,00	48,00	69,00	41,00	41,00	100,00
<i>a'</i>	44,00	—	16,00	—	5,00	—	—
γ	0,64	0,67	0,60	0,63	0,73	0,93	0,13

Параметр	808 ^a -340	928-35	942-38 ^Г	942-108	942-120	942-135	22/1-1
<i>a</i>	7,60	12,70	16,70	16,50	14,70	11,30	13,60
<i>c</i>	1,90	2,20	0,20	0,10	0,30	1,50	2,30
<i>b</i>	14,30	3,90	20,10	13,30	5,50	3,00	5,50
<i>s</i>	76,20	81,20	63,00	70,10	79,50	84,20	78,60
<i>f'</i>	19,00	64,00	39,00	38,00	51,00	73,00	62,00
<i>m'</i>	13,00	26,00	14,00	15,00	11,00	18,00	16,00
<i>c'</i>	—	—	—	—	—	—	22,00
<i>n</i>	33,00	73,00	3,00	18,00	42,00	85,00	84,00
<i>a'</i>	68,00	10,00	47,00	47,00	38,00	9,00	—
γ	0,36	0,73	0,63	0,71	0,86	0,78	0,75

Параметр	115/1-9 ^Б	13/0	59/0	84/0-Г	1/9-В	2/9-А	2-3/9
<i>a</i>	10,60	14,30	10,10	14,70	15,10	15,20	15,80
<i>c</i>	1,80	1,10	4,00	0,50	1,60	1,70	0,30
<i>b</i>	6,80	5,80	5,10	6,80	7,30	6,70	6,50
<i>s</i>	80,80	78,80	80,80	78,00	76,00	76,40	77,40
<i>f'</i>	43,00	64,00	63,00	48,00	53,00	51,00	34,00
<i>m'</i>	25,00	24,00	30,00	11,00	19,00	14,00	12,00
<i>c'</i>	—	—	8,00	—	28,00	35,00	—
<i>n</i>	41,00	57,00	74,00	59,00	63,00	54,00	55,00
<i>a'</i>	32,00	12,00	—	41,00	—	—	54,00
γ	0,65	0,83	0,56	0,79	0,83	0,81	0,79

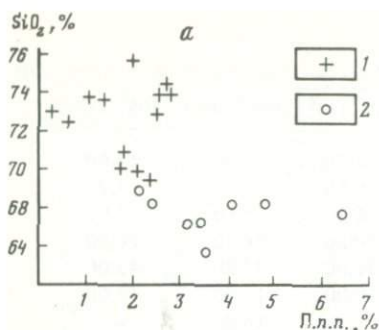
Параметр	60-145	60-170	60-225	147-140	146-55	84-65	124-252	133-560
<i>a</i>	12,00	13,00	15,40	16,90	17,60	15,90	14,80	11,10
<i>c</i>	2,10	2,30	1,40	1,00	2,00	1,50	4,10	5,90
<i>b</i>	30,00	4,50	9,80	3,40	5,80	6,00	22,10	24,30
<i>s</i>	55,90	80,20	73,40	78,70	74,60	78,60	59,00	58,70
<i>f'</i>	21,00	77,00	37,00	63,00	55,00	64,00	49,00	45,00
<i>m'</i>	11,00	18,00	13,00	33,00	20,00	27,00	25,00	40,00
<i>c'</i>	—	5,00	—	4,00	25,00	—	26,00	15,00
<i>n</i>	22,00	81,00	75,00	94,00	90,00	51,00	68,00	79,00
<i>a'</i>	68,00	—	50,00	—	—	9,00	—	—
γ	0,33	0,74	0,67	0,89	0,81	0,82	0,64	0,49

	461-75	461-182 ^a	461-182 ^Б	461-688-2	806 ^a -434	508 ^a -127 ^a	808 ^a -144-1	808 ^a -144-2
	3,00	6,60	7,60	15,70	18,00	12,20	8,00	14,60
	3,70	1,50	1,30	1,80	1,00	0,60	1,20	1,20
	6,70	13,20	19,10	13,10	4,60	6,60	2,50	7,60
	86,60	78,70	72,00	69,40	76,40	80,60	88,30	76,60
	39,00	30,00	53,00	22,00	49,00	31,00	77,00	42,00
	43,00	36,00	12,00	14,00	7,00	10,00	13,00	13,00
	—	—	—	—	43,00	—	10,00	—
	82,00	37,00	37,00	23,00	56,00	65,00	73,00	56,00
	18,00	34,00	34,00	63,00	—	59,00	—	44,00
	0,25	0,47	0,45	0,57	0,90	0,71	0,77	0,71

	45/1-1	72/1	102-9	102-15	115/1-2	115/1-5	115/1-6	115/1-9 ^a
	10,40	13,70	12,70	12,70	13,70	12,80	9,50	10,10
	0,30	0,20	0,30	0,30	0,10	0,20	0,20	0,20
	4,30	8,70	5,70	3,20	2,70	3,20	9,90	5,40
	86,00	77,40	81,30	83,80	83,50	83,80	86,40	84,30
	45,00	48,00	37,00	46,00	88,00	42,00	38,00	30,00
	22,00	8,00	23,00	14,00	7,00	14,00	13,00	37,00
	—	—	—	—	5,00	—	—	—
	14,00	41,00	84,00	97,00	54,00	55,00	76,00	79,00
	33,00	44,00	40,00	41,00	—	44,00	49,00	33,00
	0,85	0,76	0,82	0,88	1,01	0,88	—	0,83

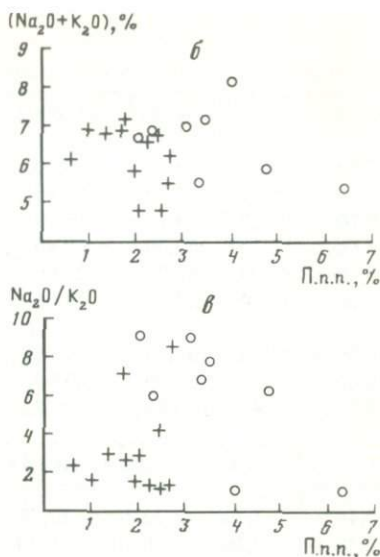
	3/9-1	3/9-3	4/9-1	6/9-А	11/9	12/9	152-340-Б	60-125
	18,80	17,10	13,10	15,50	12,30	9,10	14,40	12,30
	0,20	0,90	6,10	0,40	1,40	0,20	4,70	0,90
	3,90	8,20	13,40	7,90	16,40	19,00	11,30	21,50
	77,10	73,80	67,40	76,20	69,90	71,70	69,60	65,30
	68,00	67,00	51,00	63,00	15,00	48,00	38,00	19,00
	29,00	23,00	23,00	20,00	8,00	23,00	38,00	17,00
	3,00	20,00	26,00	—	77,00	—	—	—
	94,00	79,00	93,00	52,00	28,00	99,00	28,00	59,00
	—	—	—	17,00	—	29,00	24,00	64,00
	0,98	0,90	0,52	0,88	0,81	0,60	0,55	0,44

	361-145	C-146-168	C-163-403	C-285-150	C-285-180	C-294-211	C-363-125
	10,80	11,80	8,90	15,10	9,50	19,50	11,90
	0,20	0,70	1,70	2,50	1,80	0,80	3,00
	13,40	11,90	10,00	12,80	10,70	9,70	10,70
	75,60	75,60	79,40	69,60	78,00	7,00	74,40
	44,00	65,00	41,00	71,00	48,00	67,00	46,00
	15,00	16,00	15,00	21,00	11,00	15,00	21,00
	—	—	—	—	—	17,00	—
	31,00	6,00	36,00	53,00	53,00	32,00	35,00
	41,00	19,00	44,00	8,00	41,00	—	33,00
	0,65	0,77	0,63	0,71	0,54	0,83	0,55



Р и с. 35. Содержания SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ относительно содержания летучих (п.п.п.)

1 — АМБ плагиориолитового, 2 — плагиодацитового состава; силикатные анализы приведены по Л.Л. Зоричевой, Э.Н. Зеленому, Л.С. Дорошкевич и др.



тами (PZ₃—MZ) в северо-западной части рудного узла. На правобережье руч. Эхе-Горхон контакт их тектонический, в других местах неясный. В конгломератах обломки флюидопорфиров не установлены, тогда как галька сиенит-порфиров широко распространена. В то же время сиенит-порфиры другой разновидности секут конгломераты. Обращает на себя внимание пространственная связь флюидопорфиров с дайками.

Деление флюидопорфиров на плагиориолитовые и плагиодацитовые и андезито-дацитовые, нам кажется, не имеет основания. Плагиодациты и плагиориолиты разделены по содержанию SiO_2 . Содержание щелочей и в той и другой разновидности одинаково. Химический состав флюидопорфиров вообще имеет большую дисперсию по всем компонентам (табл. 17, 18; см. рис. 34), так как флюидопорфиры автометасоматически изменены.

Нами была составлена вариационная диаграмма SiO_2 — п.п.п. (рис. 35), из которой видно, что эти параметры связаны обратной зависимостью. Построены диаграммы п.п.п. — $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (см. рис. 35, б, в). Флюидопорфиры андезито-дацитового состава выделены петрохимически по трем анализам, что не позволяет критически рассмотреть правильность такого деления. Следует заметить, что на других колчеданных месторождениях флюидопорфиры (АМБ) среднего состава не известны. Таким образом, деление флюидопорфиров по составу не имеет основания.

Петрография

Впервые петрографическое описание флюидопорфиров (АМБ) Озернинского рудного узла произведено Л.П. Хряниной [87]. Во многом мы вполне согласны с этим высококвалифицированным описанием, но некоторые особенности своеобразных горных пород мы понимаем несколько иначе.

Флюидопорфиры Озерного месторождения повсеместно изменены постмагматическими процессами, и расшифровка первоначального облика и состава представляет значительные трудности. Создается впечатление, что первоначального — чисто магматического облика — этих пород и не существовало, так как рождение и изменение расплава, а затем и раскристаллизованных тел под действием трансмагматических растворов происходили одновременно. Нам кажется, что флюидопорфиры являются самыми типичными представителями магматических образований, сформированных под действием трансмагматических растворов в субвулканической фации глубинности. Они являются подтверждением идеи Д.С. Коржинского о трансмагматических растворах и магматическом замещении [46, 48].

Цвет флюидопорфиров серый, зеленовато-серый, розовый. Структура порфировая, местами гломеропорфировая. Основная масса чаще всего grano-, лепидограно-, гранолепидобластовая, реже микропикритовая и микролитовая, иногда встречается перлитовая на фельзитовой основе.

Порфировые выделения представлены кварцем и плагиоклазом. Кроме того, изредка встречаются опацизированные, серицитизированные, карбонатизированные темноцветные минералы. Порфировые выделения составляют в среднем 25–35%, достигая иногда 60%.

Плагиоклаз представлен альбитизированными призмами и осколковидными зернами. Размер выделенного плагиоклаза в среднем 1,5–2 мм. Количество зерен достигает 20–25% площади породы.

Порфировые выделения кварца (табл. VIII, 2) большей частью имеют кристаллографический габитус, искаженный в процессе роста заливами, бухтами и лагунами включений измененной основной массы и трещинами. В отличие от предыдущих исследователей изъязы в конфигурации кристаллов кварца мы отнесли не к коррозии и дроблению, а к первичным дефектам роста. Нередко порфиробласты кварца выглядят осколковидными. Размер выделений кварца доходит до 6 мм в диаметре, и на общем фоне породы они выглядят глазками ("глазковый кварц"), по которым визуально легко распознаются флюидопорфиры. Количество выделений кварца варьирует от одиночных до 10% площади шлифа. Включения основной массы в кварце представлены кварц-серицитовым, серицитовым агрегатами, эпидотом, рудными минералами и т.д. Нередко в заливах отмечается зональность, где минерал, родственный минералу-хозяину (кварцу), отлагался на кристалле, а серицит или эпидот накапливался в центре. При зарастании таких лагун образовывались кольце- и серповидные выделения гидротермально-метасоматических минералов. Нередко вокруг бухт и лагун в кварце проходит "строчка" газово-жидких включений, видимых в шлифах. Внешне контуры выделений кварца не всегда бывают четкими. Местами они постепенно переходят во вмещающую среду. Вмещающей средой в таких случаях часто бывает криптогранобластовый агрегат кварца. Изредка в шлифах удается увидеть, как внешняя зона кварца отделяется от внутренней пояском флюидных включений. Эти признаки указывают на продолжающийся рост кварца в постмагматическую стадию.

Темноцветные минералы встречаются довольно редко и представлены роговой обманкой, пироксеном и биотитом, как правило нацело или почти нацело замещенными вторичными минералами и диагностируемыми чаще всего по внешнему габитусу. По призмам и шестиугольным поперечным

сечениям роговой обманки обычно развиты кальцит, хлорит, рудные опацитовые минералы. По призмам с квадратным сечением пироксена развиты хлорит, эпидот, рудные минералы. Чешуи биотита обычно замещены хлоритом и рудными минералами.

Зерна роговой обманки чаще всего сохраняются в кварце.

Калиевый полевой шпат диагностируется главным образом во вторичных образованиях, в которых он образует таблички, рваные и овальные зерна. В фенокристаллах он бывает очень редко. Обычно эти вкрапленники заполнены серицитом, карбонатом, баритом и т.д. Судить о том, вторичный он или первичный, трудно. Скорее всего, вторичный. Местами наблюдаются каемки *КПШ* вокруг зерен плагиоклаза. По всей вероятности, первичным калиевым полевым шпатом являются реликты пелитоморфного вещества в альбитовых фенокристаллах. В основной массе породы калиевый полевой шпат диагностируется методом окрашивания. Судя по высоким содержаниям K_2O , в породе содержится значительное количество первичного *КПШ*.

Основная масса породы представлена криптокристаллическим агрегатом кварца, калиевого полевого шпата, серицита, альбита (местами в микролитах), хлорита и тонкой пылью рудного вещества. Серицит основной массы огибают выделения минералов и замещает их. Лишь фенокристаллы кварца ярко выделяются на его фоне. Хлорит слагает интерстиции минералов или чередуется в полосах с серицитом.

Из аксессуарных минералов встречаются апатит, циркон, магнетит и сфен. Апатита содержится до 1%, циркон встречается редко и в неравномерно распределенных зернах. Магнетит бывает в сростках со сфеном и установлен в зернах кварца.

В верхней части Озернинского субвулканического тела флюидопорфиров, там где оно распадается на апофизы, развиты так называемые эруптивные брекчии. Мощные апофизы имеют эруптивные брекчии в подошве, кровле и в местах выклинивания, а менее мощные — полностью состоят из брекчий.

Эруптивные брекчии — это одна из характерных черт флюидопорфиров, не зависящая ни от региона, ни от возраста. Они представляют собой массу ксенолитов вмещающих пород, сцементированную флюидопорфирами, а точнее, массу обломковидных и штироподобных реликтов недозамещенного субстрата вмещающих пород. В кровле и подошве эруптивные брекчии представляют собой расчлененные флюидопорфирами или метасоматическими кварц-серицитовыми, альбит-серицитовыми, кварц-альбит-серицитовыми, микроклин-серицитовыми, кварц-микроклин-серицитовыми, хлорит-альбитовыми и хлоритовыми прожилками вмещающей породы без их смещения. На Озерном месторождении вмещающими породами являются известняки, туффиты и туфы. При удалении от кровли и подошвы к середине апофизы фрагменты вмещающих пород уменьшаются и превращаются в кварциты, в кварц-альбитовые и кварц-микроклиновые метасоматиты, окруженные флюидопорфирами.

Во вмещающих известняках вблизи эруптивных брекчий часто встречается глазковый кварц с такими же габитусами и с такими же заливами, как и у флюидопорфиров. Такой же кварц встречается и в ксенолитах основных магматических пород. В отличие от глазкового кварца флюидо-

порфиров он не содержит расплавных включений. Во флюидопорфирах эруптивных брекчий содержится большое количество осколковидного кварца. Флюидопорфиры становятся трудноотличимы от туфов кислого состава, за которые они обычно и принимаются. Осколковидный кварц возникает и в метасоматитах по туфам и туфам как в экзоконтактах флюидопорфиров, так и на значительном удалении от них. Многие исследователи такой кварц во флюидопорфирах принимают за истинные осколки, возникшие при автобрекчировании флюидопорфиров [87], а в вулканогенно-осадочных породах за туфы, кристаллокласты [75].

Многочисленные наблюдения за поведением осколковидного кварца позволили нам установить, что встречается он также и в ксенолитах известняков, и в породах, вмещающих эти ксенолиты с глазковыми зернами. Часто он образует оторочки известняковых фрагментов, трассируется вдоль трещинок, сопровождаясь серицитом, и т.д. Для кварца характерны ассоциации с серицитом. Серицитовые массы даже без полевых шпатов часто сопровождаются зернами и осколковидного, и глазкового порфиробластического кварца. Осколковидный кварц лишен расплавных включений. Все это убедило нас в том, что осколковидный кварц имеет метасоматическое происхождение, глазковый кварц имеет и магматическое, и метасоматическое происхождение. Заливы и лагуны в глазковом кварце возникают не в результате коррозии, а обусловлены особенностями роста этого минерала.

Эруптивные брекчий довольно интенсивно калишпатизированы, особенно с боков. Микроклин замещает альбит вкрапленников и основную массу. В всячем боку отмечаются баритизация и флюоритизация, развитые весьма неравномерно. Эти изменения характерны не только для эруптивных брекчий, но и для вмещающих пород. В целом для экзоконтактовых зон флюидопорфиров характерны повышенные содержания SiO_2 , щелочей (чаще K_2O), Ba , Fe , Mg , Zn , P_2O_5 (до 3%).

Нами было изучено 20 контактов флюидопорфиров с вмещающими породами. Иногда экзоконтакты имеют зональное строение. В обр. 461-121 наблюдается зональный контакт с известняком. Выделяются три зоны: первая (ближе к флюидопорфирам) — микрозернистая, существенно кварцевая с серицитом, вторая — кварц-серицит-карбонатная и третья — кварц-серицит-хлорит-карбонатная. Между первой и второй, второй и третьей встречены тонкие баритовые зонки. В обр. 461-60 наблюдается зональный контакт с известняками. Около интенсивно серицитизированного флюидопорфира имеется зона интенсивного окварцевания с вкрапленностью пирита, а дальше — интенсивно сидеритизированные известняки.

На контактах с алюмосиликатными породами процессы идут дальше и вместо ореолов окварцевания образуются ореолы порфиризации. Для самого типичного разреза флюидопорфиров характерны породы с порфировыми выделениями кварца характерного вида и большого количества калиевого полевого шпата. Порфировые (скорее всего, бластические) выделения *КПШ* имеют футлярную, коробчатую форму; внутри выделений развиты более мелкозернистый *КПШ*, серицит и альбит. Довольно часто встречаются гломерокристовые срастания кварца и *КПШ*, имеющие между собой гранофировые прорастания. Зона порфиризации представляет собой лепидогранобластовый агрегат кварц-калиевополевошпат-сери-

Т а б л и ц а 19
Химический состав эндоконтактных частей флюидопорфиров, мас.%

Компо- нент	476-450 ^a	476-420-1	476-465-1	461-75	808 ^a -127 ^a	808 ^a -144-2	942-38 ^Г	942-108	12/4	13/4	14/4a	$\bar{X}$
SiO ₂	54,20	60,80	53,70	77,16	73,86	68,18	52,54	61,24	59,80	62,00	68,00	62,86
TiO ₂	0,68	0,51	0,72	0,19	0,16	0,29	0,61	0,52	0,94	1,01	0,60	0,57
Al ₂ O ₃	19,91	16,68	20,97	8,83	13,48	15,46	19,00	17,22	17,48	17,18	15,03	16,48
Fe ₂ O ₃	4,56	3,38	5,55	0,54	1,43	1,45	2,48	3,45	4,54	5,09	3,68	3,29
FeO	3,58	3,80	2,57	2,27	0,95	1,96	5,39	2,12	3,19	2,13	1,68	2,69
MnO	0,29	0,09	0,37	0,09	0,11	0,23	0,13	0,05	0,17	0,11	0,12	0,16
MgO	1,02	1,12	0,80	1,74	0,39	0,62	1,61	1,16	0,56	0,48	0,84	0,94
CaO	1,82	3,45	1,84	3,08	0,48	1,01	0,15	0,10	2,67	2,33	2,46	1,75
Na ₂ O	2,30	1,80	2,52	1,09	3,72	3,75	0,24	1,36	2,46	3,65	3,23	2,38
K ₂ O	6,20	3,50	6,40	0,42	3,06	4,73	10,66	9,18	4,22	4,12	3,02	5,01
P ₂ O ₅	0,09	0,95	0,11	0,03	0,01	0,03	0,08	0,08	0,12	0,13	0,12	0,16
п.п.п.	4,50	5,30	3,70	4,47	1,50	2,88	6,45	3,29	3,80	1,90	1,70	3,59
Сумма	99,15	100,38	99,25	99,91	99,15	100,23	99,34	99,77	99,95	100,13	100,38	99,88
CO ₂				2,22	0,23	0,70	2,65	1,00				1,36
S				0,07	0,10	0,18	0,10	0,10				0,11
F				0,07	0,04	0,06	0,15	0,10				0,08
Ba	1,11	0,47	2,50						0,48	0,43	0,37	0,89
Sr	0,024	0,027	0,0478	0,017	0,013	0,014	0,0029	0,0035	0,0229	0,0347	0,0355	0,022
Zn				0,034	0,0065	0,0069	0,0075	0,0042				0,012
Pb				0,006	0,006	0,006	0,006	0,006				0,006
Cu				0,027	0,034	0,032	0,005	0,0027				0,02

Т а б л и ц а 20
Химический состав наименее измененных флюидопорфиров, мас.%

Компо- нент	60-170	808 ^a -340	942-135	401-50	22/1-1	45/1-1	102-9	102-15	59-0	2/9-а	3/9-1	4/9-1	6/9-а	146-55
SiO ₂	69,92	65,72	77,02	64,08	69,06	78,82	76,56	77,56	69,58	65,49	70,18	55,86	68,70	68,40
TiO ₂	0,45	0,47	0,17	0,46	0,44	0,19	0,25	0,20	0,31	0,37	0,37	0,83	0,50	0,58
Al ₂ O ₃	13,20	15,47	10,95	15,26	13,74	9,72	12,14	12,27	13,30	13,67	14,81	17,85	13,64	15,87
Fe ₂ O ₃	0,71	1,53	0,25	1,52	0,38	0,16	0,29	0,46	1,69	2,42	0,62	3,90	2,23	0,87
FeO	2,96	1,50	1,99	2,80	3,00	2,05	2,05	1,42	1,64	1,28	2,25	3,25	3,43	2,19
MnO	0,11	0,06	0,06	0,07	0,15	0,04	0,01	0,01	0,15	0,09	0,04	0,13	0,02	0,22
MgO	0,52	1,09	0,34	1,41	0,53	0,59	0,78	0,28	0,88	0,55	0,70	1,73	0,95	0,72
CaO	2,06	1,52	1,24	2,09	2,92	0,24	0,18	0,24	3,52	3,30	0,30	7,50	0,35	2,82
Na ₂ O	4,75	1,12	4,42	2,82	5,21	0,68	5,17	6,35	3,35	3,36	8,25	5,24	3,80	7,03
K ₂ O	1,71	8,48	1,24	6,00	1,46	6,55	1,50	0,31	1,81	5,31	0,84	0,70	5,30	1,22
P ₂ O ₅	0,10	0,08	0,01	0,08	0,09	0,04	0,02	0,02	0,06	0,10	0,10	0,13	0,10	0,12
П.п.п.	3,61	2,95	2,30	3,43	3,11	1,23	1,06	1,01	3,72	4,18	1,25	2,84	1,34	3,36
Сумма	100,10	99,99	99,94	100,02	100,09	100,31	99,99	100,13	100,00	100,02	99,71	99,96	100,34	99,40
H ₂ O	1,87								1,78	1,00	2,30	1,60	1,40	4,30
CO ₂	1,08	1,14	1,71	1,67	1,51	0,22	0,75	0,43	1,65	2,48	Следы	0,32	0,71	2,26
S	0,55	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10		0,01	0,02	0,01	0,04	0,06
F		0,05	0,03	0,04										
Ba	0,13				0,071					0,13	0,0426	0,0455	0,11	
Sr	0,0064	0,068	0,0059	0,01	0,0135					0,0251	0,0178	0,18	0,0302	
Zn	0,0056	0,0058	0,0021	0,04	0,0059	0,087	0,168	0,0019		0,013	0,0098	0,0096	0,01	0,016
Pb	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006		0,008	0,006	0,006	0,006	0,006
Cu	0,0026	0,022	0,0032	0,011	0,005	0,0013	0,0015	0,0013		0,001	0,0015	0,0055	0,0016	0,0016

Таблица 20 (продолжение)

Компонент	60-125	928-35	942-120	401-172	1/4	3/4	4/4	72/1	13/0	84/0-Г	1/9-В	2/3-9	84-65	361-145
SiO ₂	57,73	71,54	72,18	70,04	68,80	61,00	65,20	70,36	70,00	70,08	66,24	69,26	67,02	67,70
TiO ₂	0,69	0,22	0,39	0,45	0,60	0,98	0,98	0,40	0,45	0,46	0,40	0,50	0,44	0,39
Al ₂ O ₃	11,12	13,12	13,30	14,00	14,86	18,01	15,65	13,94	13,70	14,15	13,67	15,22	14,57	12,70
Fe ₂ O ₃	2,23	1,46	1,09	0,35	2,57	5,60	4,94	3,64	2,02	1,88	1,78	1,91	1,29	4,66
FeO	2,77	1,34	2,12	0,96	1,68	2,24	1,12	1,18	2,16	1,74	2,35	1,49	2,81	2,19
MnO	0,03	0,11	0,04	0,04	0,11	0,25	0,05	0,03	0,06	0,04	0,09	Следы	0,06	0,01
MgO	2,20	0,60	0,38	0,41	0,56	0,88	0,56	0,43	0,86	0,48	0,80	0,50	0,94	1,24
CaO	0,70	1,80	0,19	1,11	2,84	1,33	1,33	0,16	0,88	0,45	2,96	0,30	1,24	0,13
Na ₂ O	3,33	4,27	2,88	3,20	4,60	2,62	4,35	2,65	3,82	3,95	4,38	4,00	3,70	1,56
K ₂ O	3,60	2,35	6,14	7,11	2,38	4,30	3,42	5,77	4,13	4,18	3,90	5,12	5,33	5,23
P ₂ O ₅	0,14	0,01	0,04	0,11	0,11	0,10	0,14	0,07	0,11	0,12	0,10	0,13	0,11	0,12
П.п.п	5,29	2,79	1,23	1,57	1,40	3,00	2,40	1,68	2,12	1,75	3,52	2,30	2,19	2,40
Сумма	99,33	99,61	99,98	99,35	100,51	100,31	100,14	100,31	100,31	99,28	100,19	99,73	99,70	98,33
H ₂ O					Не обн.	Не обн.	Не обн.				1,40	2,00	1,40	1,50
CO ₂	0,11	1,50	0,35	1,35				0,10	0,21	0,11	2,27	0,11	0,76	след.
S	0,16	0,48	0,10	0,11				0,10			Следы	Следы	0,04	0,40
F		0,03	0,04	0,02										
Ba	0,31				0,14	0,36	0,40	0,11						1,60
Sr	0,0102	0,0077	0,0041	0,01	0,0186	0,0148	0,0426	0,0056						0,0118
Zn	0,020	0,0077	0,0019	0,0032				0,013			0,015	0,006	0,014	
Pb	0,027	0,006	0,006	0,006				0,006			0,006	0,006	0,0096	
Cu	0,0034	0,069	0,034	0,013				0,0011			0,0029	0,002	0,0042	

цитового состава. Среди этой тонкозернистой массы редко встречаются небольшие (меньше, чем во флюидопорфирах) порфиروبласты кварца и *КПШ* (микроклина). В прожилках и пятнах серицит-сидеритового состава количество порфиробластов возрастает. Порфиробласты кварца иногда имеют сростки с порфиробластами *КПШ* и образуют гранофировые выделения. Довольно часто в кварце встречаются включения сидерита и серицита. Порфиробласты *КПШ* крупные, чаще коробчатые. Внутри содержат агрегат тонкозернистого *КПШ* либо сидерита, серицита, редко альбита. Очень тесно с микроклином ассоциирует сидерит (в участках с повышенным содержанием сидерита есть микроклин). Местами наблюдаются их тесные сростания. Ближе к флюидопорфирам возрастают количество и размеры порфиробластов.

Геологическое, петрографическое и петрохимическое изучение флюидопорфиров Озерного месторождения позволяют сформулировать следующие выводы: флюидопорфиры сформированы в ходе неравновесной кристаллизации флюидонасыщенной магмы. Причем объем изменений около тел флюидопорфиров не может быть объяснен дистилляцией флюидов непосредственно из этих тел.

Петрохимические данные флюидопорфиров (см. табл. 17, 18, рис. 34) свидетельствуют о чрезвычайной неравномерности распределения в них породообразующих окислов. Разброс векторов на обеих плоскостях диаграммы А.Н. Заварицкого (см. рис. 34) большой: по числовой характеристике *b* (см. табл. 18) от андезит-дацитов до липаритов. Породы пересыщены глиноземом, что обусловлено развитием серицита. Флюидопорфиры в большинстве соответствуют породам с нормальной щелочностью.

Повышенные содержания (в %): Ti — 0,1–0,6; Cr — 0,01–0,03; Mn — до 0,4; V — до 0,01; Ba — 0,01–0,1; Zn — 0,001–0,03 [20] в совокупности с большим разбросом фемического показателя могут свидетельствовать о связи флюидопорфиров с магмой основного состава.

В эндоконтактной зоне флюидопорфиров по сравнению с внутренними частями содержания K_2O , FeO, CO_2 , F, Ba, Zn, Pb, п.п.п. повышены и понижены содержания SiO_2 , Na_2O (табл. 19). В целом, по нашим данным, для флюидопорфиров характерны повышенные содержания щелочей при преобладании K над Na (табл. 20).

Петрология

Флюидопорфиры были изучены не только методами петрографии и петрохимии, но и термобарогеохимическими. Расплавные включения (РВ) во флюидопорфирах распространены довольно широко и нередко достигают очень больших размеров (до десятых долей миллиметра). Характерно присутствие во включениях свободной флюидной фазы воды с температурой гомогенизации порядка 180 °С. Силикатная фаза РВ содержит светлую слюду (мусковит) — 50–80 об.% и практически всегда рудную фазу, идентифицированную на рентгеновском микроанализаторе как магнетит. Очень часто вокруг РВ имеется ореол дочерних газовой-жидких включений, что говорит о том, что внутреннее флюидное давление в РВ достигало очень больших величин, превышающих прочностные свойства кварца.

Ход фазовых превращений в РВ следующий: начало плавления — 700–750 °С, температура плавления силикатной фазы — 850–875 °С, плавления магнетита — 1000–1050 °С, полная гомогенизация (растворение газового пузырька) — 1050–1100 °С. Объем включения увеличивается после нагревания в 2–3 раза, причем основное увеличение объема происходит при нагревании более чем до 900 °С (до 900 °С объем РВ увеличивается примерно в 1,7). Содержание воды во флюидной фазе РВ в среднем 2,6%, в силикатной фазе (доля мусковита 0,5) — 2,2%, в целом в РВ — 4,8%, а в исходном расплаве с учетом увеличения объема вакуоли до температуры 1100 °С (2,3 раза) — 2,1%, до температуры 900 °С (1,7 раз) — 2,8% (табл. 21). Но это водосодержание, по-видимому, можно считать минимальным, так как флюид в РВ имеет более сложный состав. Анализ дочерних включений по диаграмме коэффициент наполнения — температура гомогенизации (табл. 22) по ранее описанной методике [84] показывает, что свойства флюида можно описать системой вода—труднорастворимый газ. Следовательно, оценка коэффициента наполнения флюида в РВ по его температуре частичной гомогенизации дает заведомо завышенные величины. Содержание воды при этом занижается. Приблизительные оценки (исходя из сравнения с дочерними включениями) показывают, что содержание свободной флюидной фазы воды может быть в 2–5 раза больше.

Однако наличие такого высокого водосодержания входит в противоречие с высокими температурами гомогенизации РВ. Данные К.У. Бернэма [9] по устойчивости роговой обманки (Hb) показывают, что исходное водосодержание в таких расплавах должно быть не меньше 3%, а появление ее в порфириновых выделениях требует содержания воды в расплаве порядка 4–5%. С другой стороны, поле максимальной устойчивости Hb при активности воды 0,5 ограничено температурами 950–1000 °С, т.е. очевидно соответствие минералогических и термобарогеохимических данных по содержанию воды и их несоответствие по температуре гомогенизации. Это можно объяснить двумя причинами: скрытой аномальностью включений и потерей включениями водорода. Скрытоаномальные включения возникают при росте кристаллов из гетерогенной среды и захвате вакуолью разнородных фаз (расплава и флюида). Гомогенизация такого комбинированного включения наступает только при перегреве выше температуры захвата. Отсутствие в пластинах сопутствующих флюидных включений как бы противоречит такой возможности. Однако сопутствующие включения могут быть ультрамикроскопическими, могут по каким-либо причинам вообще не захватываться отдельно, и, кроме того, интенсивное образование газовых пузырьков в расплаве происходит при сбросе давления, но в это время идет растворение кварца. Возможна потеря водорода из включения по механизму, описанному в [74], однако этот механизм эффективен только в расплавах с высокими содержанием Fe^{+2} . Температура расплава, по-видимому, лежит в пределах 850–1000 °С (температура растворения силикатной фазы в РВ — максимальная температура устойчивости Hb).

Высокое исходное водосодержание и особенно присутствие второго, кроме воды, труднорастворимого флюида должны приводить к ранней дистилляции расплава. Кипение расплава — процесс, идущий с увеличе-

Таблица 21

Содержание воды в расплавных включениях во флюидопорфирах
исходя из чисто водной модели флюида [64, 71]

№ пп	$V_{\text{п}}^{\text{отн}}, \%$	$T_{\text{Г}}, ^\circ\text{C}$	$d, \text{г/см}^3$	$V_{\text{фл}}^{\text{отн}}, \%$	$m_{\text{фл}}^{\text{H}_2\text{O}}, \text{мг}$	$m_{\text{сил}}, \text{мг}$	$m_{\text{сил}}^{\text{H}_2\text{O}}, \text{мг}$	$C_{\text{фл}}^{\text{H}_2\text{O}}, \%$	$C_{\text{рв}}^{\text{H}_2\text{O}}, \%$
1	1,3	190	0,876	10,58	9,20	246,1	5,5	3,6	5,8
2	2,05								
3	2,1								
4	0,3								
5	0,54								
6	0,54								
7		200	0,865						
8		167	0,900						
9		190	0,876						
10		157	0,910						
11		220	0,840						
12		220	0,840						
13	1,8	182	0,876	14,50	12,70	235,10	5,3	5,1	7,3
14	0,52	130	0,935	7,7	7,20	253,8	5,7	2,8	4,9
15	1,33	160	0,901	13,1	11,80	239,0	5,4	4,7	6,9
16	0,64	133	0,933	9,60	8,96	248,6	5,6	3,5	5,7
17	0,88	177	0,890	8,0	7,12	253,0	5,7	2,7	4,9
18		190	0,876						
19		167	0,900						
20		180	0,887						
21	0,35	183	0,884	3,0	2,65	266,8	6,0	1,0	3,2
22	0,6	183	0,884	5,2	4,60	260,7	5,7	1,7	8,9
23	0,85	183	0,884	7,3	6,45	254,9	5,6	2,5	4,6
24	0,82	183	0,884	7,1	6,28	255,5	5,6	2,4	4,5
25	0,45	211	0,852	3,1	2,64	266,5	6,0	1,0	3,2
26	0,57	211	0,852	3,9	3,32	264,3	5,9	1,2	3,4
27	0,81	156	0,911	9,1	8,29	250,0	6,6	3,2	5,8
28	0,65	181	0,886	5,7	5,05	259,3	5,7	1,9	4,1
29		193	0,876						
30	0,62	171	0,898	6,1	5,48	258,2	5,5	2,1	4,2
Сред- нее	0,86	181	0,886	7,54	6,68	254,3	5,72	2,64	4,8

Примечание. $V_{\text{п}}^{\text{отн}}$ — относительный объем газового пузыря в расплавном включении (замеры сделаны на столике Федорова); $T_{\text{Г}}$ — температура гомогенизации флюидной части расплавного включения; d — плотность флюида; $V_{\text{фл}}^{\text{отн}}$ — относительный объем флюидной части в РВ; $m_{\text{фл}}^{\text{H}_2\text{O}}$ — масса воды во флюиде; $m_{\text{сил}}$ — масса силикатной составляющей РВ; $m_{\text{сил}}^{\text{H}_2\text{O}}$ — масса воды, заключенной в силикатах (мусковите); $C_{\text{фл}}^{\text{H}_2\text{O}}$ — концентрация флюидной воды в РВ; $C_{\text{РВ}}^{\text{H}_2\text{O}}$ — общая концентрация воды в РВ.

Таблица 22

Температуры гомогенизации дочерних флюидных включений около РВ

№ п/п	F, %	T _г , °C	T _г , °C	ΔT, °C	№ п/п	F, %	T _г , °C	T _г , °C	ΔT, °C
1	93,6	157	121	36	6	96,5	171	80	91
2	96,3	157	82	75	7	96,6	174	78	96
3	96,2	165	86	79	8	97,2	163	66	97
4	97,8	170	56	114	9	94,2	169	114	55
5	98,1	171	50	121					

П р и м е ч а н и е. F — коэффициент заполнения; T_г — температура гомогенизации; T_г — расчетная из F температура гомогенизации [82–84]; ΔT — разница между T_г и T_г.

нием объема, поэтому флюидное давление при ретроградном кипении резко возрастает [9]. В момент, когда внутреннее давление превысит предел прочности кровли, происходит разгрузка — внедрение расплава в вышележащие породы. При этом происходит сброс давления в камере, вызывая дистиляцию мощного слоя расплава [70]. Важно отметить следующее. Несмотря на то что флюидоотделению предшествовал труднорастворимый газ, заканчивается дистиляция флюидом существенно водного состава. При высоком давлении достигаются условия насыщения для труднорастворимого газа, и он отделяется в виде флюида. Вода, содержащаяся в расплаве, перераспределяется между двумя фазами: расплавом и флюидом, отделяясь во флюид даже в условиях недонасыщенности расплава водой. При более низком давлении коэффициент распределения воды резко растет в пользу флюида. Масса расплава намного превышает массу флюида, поэтому содержание воды во флюиде определяется в первую очередь коэффициентом распределения воды между расплавом и флюидом. Это приводит к накоплению воды в верхних частях магматического очага. Второй флюидный компонент иссушающе действует на расплав, "перекачивая" из нижних в верхние горизонты очага воду [21].

Во флюидопорфирах отмечаются петрографические признаки резкой смены давления: скелетность и оплавленность кристаллов кварца, оплавленность кристаллов плагиоклаза. Так как наклон кривых плавления $\partial P/\partial T$ у плагиоклаза гораздо круче, чем у кварца, на перепад давления кварц должен реагировать более интенсивно, что и отмечается в шлифах.

Изменяется во времени и солевой состав флюида. При кристаллизации расплава соотношение щелочей в расплаве и флюиде определяется следующей зависимостью: $X_{Ort}^{распл}/(X_{Ort}^{распл} + X_{Ab}^{распл}) \approx X_{KCl}^{фл}/(X_{KCl}^{фл} + X_{NaCl}^{фл})$. По мере кристаллизации плагиоклаза доля калия во флюиде незначительно растет. Как только становится устойчивой в расплаве роговая обманка, за счет буферирования доли $X_{Ab}^{распл}$, а следовательно и $X_{NaCl}^{фл}$, сосуществующими Nb и Pl начинает расти доля KCl до стехиометрии флюида по хлору. Значение $X_{KCl}^{фл}/(X_{KCl}^{фл} + X_{NaCl}^{фл})$ может достигать 0,75 при значении $X_{Ort}^{распл}/(X_{Ort}^{распл} + X_{Ab}^{распл}) = 0,23$. Поэтому, если самый ранний дистиллят, проходя через закристаллизовавшиеся породы, мог производить альбитизацию, то более поздний — интенсивную калишпатизацию.

Эта закономерность коррелируется с закономерностями, отмечаемыми в рассматриваемом рудном узле: 1) полная альбитизация плагиоклаза во флюидопорфирах; 2) наложение калишпатизации на флюидопорфиры, особенно на эндоконтактные разности, аутометасоматический характер этого процесса; 3) интенсивная калишпатизация вмещающих флюидопорфиры породы; 4) альбитизация в общем случае предшествует калишпатизации.

Возникающая гидротермальная система способствует извлечению из расплава рудных компонентов. В кислых расплавах комбинированный коэффициент распределения Zn близок к 1; Pb около 0,55–0,65; Ba около 2, что свидетельствует о некотором накоплении свинца, обеднении Ba расплава в ходе кристаллизации и индифферентном поведении Zn [73]. Но поведение Ba не столь очевидно. В тех случаях, когда КПШ не является окололиквидусным минералом, расплав может обогащаться Ba . Поведение Ba можно аппроксимировать поведением K , которое было рассмотрено выше. Коэффициент распределения Zn между флюидом и расплавом равен 2 [57, 108], т.е. Zn будет накапливаться преимущественно во флюиде. Это же подтверждают данные И.Д. Рябчикова по коэффициенту распределения $D_{Zn/Fe}$ между магнетитом (биотитом) и флюидом, который равен 20–50 с накоплением во флюиде Zn . Причем приведенные в литературе коэффициенты распределения металла между флюидом и расплавом можно считать минимальными, так как эксперименты ведутся с расплавами с высоким содержанием металла, а, согласно эффекту прогрессирующего концентрирования [73], чем ниже содержание, тем выше коэффициент распределения [3]. Таким образом, для извлечения Zn из магматической системы особенно важно раннее начало дистилляции, когда подавляющее количество Zn еще не связано в порообразующие железосодержащие минералы. В отличие от Zn Pb накапливается в остаточном расплаве, и при прочих равных условиях концентрация Pb в более поздних порциях флюида должна возрастать.

Изменение флюидного (водного) давления в ходе развития магматической системы вызывает изменение режима серы. Показатель $f_{SO_2}^{фл}/f_{H_2S}^{фл}$ находится в обратной зависимости от P_{H_2O} . При падении давления воды резко возрастает $f_{SO_2}^{фл}/f_{H_2S}^{фл}$, а из-за очень слабой растворимости SO_2 в расплаве это приводит к резкому перераспределению S в пользу флюида [23]. Возможный уход из магматической камеры водорода, образующегося при диссоциации воды, еще более может повысить f_{O_2} , а следовательно и $f_{SO_2}^{фл}/f_{H_2S}^{фл}$, что способствует полному извлечению серы из расплава. С падением температуры SO_2 гидролизует с образованием H_2S и H_2SO_4 , давая сульфиды и сульфаты [21, 73]. Такая сульфидно-ангидритная ассоциация достаточно характерна для колчеданных месторождений, в том числе для Озерного [2, 40]. Ниже 300–500 °C (в зависимости от f_{O_2}) сульфидная форма серы становится преобладающей [73].

Из приведенного обзора видно, что флюидопорфиры Озерного месторождения следует считать флюидопроводниками магмы с высоким исходным содержанием флюида. Имеющиеся закономерности в размещении флюидопорфиров [5], зональности и последовательности механизма рудообразования хорошо описываются в рамках ортодоксальной магматической теории: расплав—источник тепла, флюида, металлов и пр. Однако

наличие такой возможности не означает ее реализацию. Пока нет данных по содержанию рудных компонентов в расплаве, сосуществующем флюиде, твердых фазах, вопрос об источнике рудного вещества остается открытым. И тем не менее мы можем сказать, что первоначальным источником рудного вещества являются недифференцированные магмы основного состава и образуемые ими горные породы. Флюидопорфиры играли промежуточную роль между основными магмами и породами и преобразующими их трансмагматическими растворами. Тесная пространственная связь флюидопорфиров с породами основного состава (диабазовыми порфиритами и долеритами) и наличие реликтов основных пород во флюидопорфирах подтверждают такое представление.

Обобщая изложенный фактический материал по Озернинскому рудному узлу, приходим к выводу о закономерном контроле оруденения геологическими структурами, литологическим составом вмещающих пород, магматизмом и метасоматизмом.

Структурный контроль.

1. Оруденение Озернинского рудного узла находится в зоне тектономагматической активизации Байкальской складчатой области верхнепалеозойско-мезозойского времени, как и полиметаллические месторождения и рудопроявления Восточного Забайкалья (Нерчинско-Заводское, Кличкинское, Широкинское и др. [4, 18]).

2. Региональной структурой, в которой расположен Озернинский рудный узел, является горст северо-восточного направления, ограниченный с северо-запада и юго-востока меловыми впадинами с вулканогенно-терригенными отложениями. Вулканогенные породы хысехинской свиты (K_1hs) обрамляют озернинский горст с обеих сторон.

3. Рудовмещающими породами являются вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные карбонатные породы фундамента поднятого мегаблока, объединенные в олдындинскую свиту (ϵ_1ol).

4. Все типы оруденения контролируются зонами расщеливания и дробления, пологими срывами и надвигами, сопровождающими круто падающие разрывы северо-восточного и субмеридионального простирания. Благоприятными для локализации рудных тел являются участки пересечения разломов северо-восточного и субмеридионального направлений. Протяженность рудных тел контролируется дизъюнктивами северо-западного и субширотного направлений как экранирующими структурами.

Литолого-стратиграфический контроль.

1. Все типы оруденения подчиняются литологическому контролю: рудные тела локализуются в контактовых зонах известняков с силикатными породами (эффузивами, туфами, туффитами, интрузивными телами).

2. Литологический контроль оруденения обуславливает в какой-то степени стратиграфический контроль: подавляющая часть оруденения приурочена к верхней подсвите в связи с тем, что в ней сосредоточена основная масса известняков олдындинской свиты. А так как верхняя подсвита сохранилась от эрозии в большей мере в синклиналиях прогибах, то в них и сосредоточена большая часть оруденения.

Магматический контроль.

1. Все типы рудных месторождений локализуются в приконтактных зонах интрузивных тел.

2. Колчеданно-полиметаллические месторождения и рудопроявления (Озерное, Звездное, Ульзутуй-1 и 2, Солнечное, Октябрьское, Таежное), барит-медно-железородные (Гундуй и Турхульское) и медно-железное Аришинское месторождения приурочены к экзоконтактовым зонам субвулканических тел флюидопорфиров.

3. Железородное (апатит-магнетитовое) месторождение Гурвунур и цинково-железородное (сфалерит-магнетитовое) месторождение Назаровское локализируются в экзоконтактовых зонах сателлитов измененных кварцевых диоритов. Причем некоторые гурвунурские рудные тела накладываются на эти сателлиты. Железородное месторождение Солонго-Магнетитовое расположено в экзоконтактовой зоне лейкократовых гранитов.

4. Озерное, Назаровское и Звездное месторождения локализованы среди роев даек. Многие рудные тела Назаровского месторождения приурочиваются к контактовым зонам даек долеритов.

Метасоматический контроль.

1. Все месторождения и рудопроявления контролируются метасоматитами. Они расположены в метасоматически-измененных зонах контактов силикатных пород с карбонатными вблизи интрузивных тел.

2. Полиметаллические месторождения и рудопроявления контролируются кремниево-щелочными метасоматитами зон выщелачивания (кварц-серицитовыми, кварц-альбит-серицитовыми, кварц-калиевополевошпат-серицитовыми), переходящими в метасоматиты зон осаждения выщелоченных компонентов (кварц-сидеритовых, кварц-хлорит-сидеритовых, кварц-магнетит-сидеритовых, кварц-сидерит-пиритовых).

3. Железородные, железородные с цинком, железородные с медью и баритом месторождения контролируются, с одной стороны, зонами скарирования и околоскарновых роговиков и альбититов, с другой — кварц-серицитовыми и кварц-серицит-альбитовыми, кварц-серицит-калиевополевошпатовыми метасоматитами. Если железородное месторождение Солонго-Магнетитовое локализуется между зонами высокотемпературного выщелачивания (гранитизации) и зоной осаждения (скарнами), то барит-медно-железородное Турхульское месторождение — между зоной скарирования и кварц-серицитовыми метасоматитами. Другими словами, месторождения железородного профиля обычно связываются и со скарнами, и с кварц-серицитовыми и кварц-серицит-полевошпатовыми метасоматитами высоких температур.

4. Молибденовое оруденение, развитое в форме молибденита, связано как со скарнами, так и грейзенизированными гранитами.

5. Апатитовое оруденение парагенетически связано с формированием метасоматического железного (магнетитового) оруденения и распределено как в магнетитовых рудах, так и в метасоматически измененных диоритах (месторождения Гурвунур и Северный Гурвунур).

На Озерном и других месторождениях рудного узла выявлены и генетически обоснованы следующие метасоматические образования: 1) вулканические кремниево-щелочные метасоматиты, принимавшиеся ранее за кислые эффузивы и их туфы; 2) тектоно-метасоматические рудные и безрудные брекчии, считавшиеся ранее осадочными; 3) обломковидные сульфидные метасоматиты, считавшиеся истинными обломками руды;

4) псевдослоистые метасоматиты, принимавшиеся за осадочные рудные и нерудные слои.

Эти типы метасоматитов развиты на большинстве колчеданных месторождений мира и также являются одной из главных причин в дискуссиях о происхождении оруденения.

На примере Озерного месторождения освещена петрология субвулканических тел флюидопорфиров на базе термобарометрических исследований и петрографии и показана возможная их роль в рудообразовании.

Флюидопорфиры (автомагматические брекчии) являются дериватами вторичных флюидонасыщенных коровых магм, возникающих при магматическом замещении в потоке поднимающихся по глубинным разломам трансмагматических растворов.

Флюидопорфиры служили проводниками кремниево-щелочных и рудоносных растворов, сформировавших ореолы метасоматитов выщелачивания и осаждения выщелоченных компонентов и оруденения.

На основании возрастных взаимоотношений флюидопорфиров с дайками долеритов (ксенолиты долеритов во флюидопорфирах) возраст их установлен как верхнепалеозойско-мезозойский, а не нижнепалеозойский, как считалось ранее. Есть предположение, что они окажутся еще более молодыми.

Разработаны методы диагностики взаимоотношения оруденения с дайками и определения относительного возраста рудных месторождений.

Температура образования типичных сплошных полосчатых колчеданно-полиметаллических руд по термобарометрическим исследованиям газово-жидких включений в минералах составляет 157–110 °С, давление рудообразующих растворов во время рудообразования в пределах 1,5–0,42 кбар.

Возраст разнотипного оруденения на Озернинском рудном узле моложе интрузивного магматизма и оказывается не нижнепалеозойским, как считалось ранее, а верхнепалеозойско-мезозойским.

Возраст Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения исходя из взаимоотношения оруденения с дайками является мезозойским.

Условия образования оруденения на Озернинском рудном узле во многом сходятся со свинцово-цинковым стратиформным оруденением в зонах активизации платформ, освещенных в работе В.В. Архангельской и Ф.И. Вольфсона [4]. По минеральному составу руд Озерное месторождение следует относить к колчеданно-свинцово-цинковой формации по Ф.И. Вольфсону [18].

Разносторонний анализ генетических признаков Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения показал, что упрощенный подход к использованию метода актуализма в решении проблемы формирования колчеданных месторождений может привести к необоснованным выводам в науке и практике. Кажущаяся стратиформность месторождения не всегда истинная, а стратиформные рудные тела — далеко не всегда осадочные.

ПРОГНОЗ ОРУДЕНЕНИЯ И РЕКОМЕНДАЦИИ НА ПОИСКОВЫЕ РАБОТЫ

Изложенные в заключительных выводах закономерности размещения оруденения дают возможность прогнозировать дальнейшие поиски оруденения на Озернинском рудном узле и за его пределами.

Пространственное сопряжение короны субвулканических тел флюидопорфиров с приконтактовыми зонами кремнево-щелочного метасоматического изменения силикатных горных пород с карбонатными (известняками, известковистыми туффитами) — главный поисковый признак на полиметаллическое оруденение в изученном районе.

Корона субвулканических флюидопорфиров обычно представляет собой распадающуюся на апофизы верхнюю часть тела, сложенную эруптивными брекчиями, переходящими на выклинивании в зоны метасоматической порфиризации. Корона может быть просто одиночной, выклинивающейся частью дайкообразного тела флюидопорфиров.

Благоприятной средой для рудообразования, кроме перечисленных факторов, являются пологозалегающие субвулканические или эффузивно-пирокластические тела, контрастные по составу и физико-механическим свойствам кремнево-щелочным метасоматитам, играющие роль своеобразных экранов.

Поиски колчеданно-полиметаллических, железных, медно-баритовых и других руд на территории Западного Забайкалья следует проводить среди блоковых структур в зонах верхнепалеозойско-мезозойской активизации. Благоприятными для размещения оруденения следует считать приподнятые блоки (горсты) с двухъярусным строением — фундаментом и чехлом. В фундаменте рудовмещающими породами являются вулканиты с обязательным присутствием основных или средних разностей, переслаивающихся с известковистыми осадками (известняками, известковистыми туффитами, известковистыми сланцами). Среди интрузивных пород фундамента благоприятными являются также породы основного и среднего состава, претерпевшие в период активизации гранитизацию. Фундамент должен быть проницаемым мегаблоком с сопряженными зонами сжатия (взбросы, надвиги, расланцевание) и вкрест им ориентированными зонами растяжения, с трещинами, выполненными дайками. Глубинная проницаемость фундамента распознается по наличию даек и других тел основного состава, интенсивного кремнево-щелочного метасоматоза с зонами выщелачивания и осаждения выщелоченных компонентов (переотложения).

Чехлом (верхним ярусом) должны быть породы этапа тектоно-магматической активизации: вулканиты различного состава, в том числе глубинного основного и обязательно кислого корового. Магматизм основного и среднего состава является источником рудного вещества. Коровый кислый магматизм совместно с кремнево-щелочными флюидами служит концентратором и переносчиком рудных компонентов. Некоторые рудные компоненты экстрагируются кислой магмой, такие, как молибден, вольфрам, частично цинк, свинец и др. Но при дистилляции магмы в процессе кристаллизации они выносятся флюидом во вмещающие породы. Свинец

часто накапливается в кристаллизующихся полевых шпатах, из которых он удаляется постмагматическими растворами, фильтрующимися через магматические тела. Вот почему сочетание основного и кислого магматизма с широко развитым кремниево-щелочным метасоматизмом является благоприятным фактором для рудообразования.

Флюидопорфиры, образуясь под действием трансмагматических растворов на путях внедрения по разломам основной магмы, играют роль магматических мобилизаторов рудных компонентов и флюидопроводников, через которые они выносятся во вмещающие породы.

Гидротермально-метасоматические колчеданные месторождения формируются в основном на глубинах не более 2 км в благоприятных для рудоотложения горных породах и структурах. Об этом свидетельствуют геологические данные и определения температуры и давления рудообразующей среды по газово-жидким включениям, проведенные нами и другими исследователями [81, 105]. На Озернинском рудном узле такими породами являются известняки олдындинской свиты (фундамента) на контакте с силикатными породами, а рудолокализирующими структурами — разрывные нарушения, пологие срывы, магматогенные экраны, пересекающиеся дизъюнктивы. В верхнепалеозойско-мезозойском вулканогенно-осадочном чехле карбонатных пород в данном районе нет. Максимальная мощность верхнепалеозойско-мезозойского чехла здесь не превышала 2 км, а в структурах, испытавших поднятие, гораздо меньше. Следовательно, глубина и структурно-литологические условия в фундаменте оказались более благоприятными для рудоотложения, чем в чехле. Но это не значит, что в чехле рудообразование отсутствовало.

Оруденение в верхнепалеозойско-мезозойском чехле должно отличаться от одновозрастного с ним оруденения в фундаменте меньшими концентрациями полезных компонентов, структурами и текстурами руд. В основном они будут вкрапленные, прожилково-штокверковые, приуроченные к вулканическим центрам, разрывным нарушениям, зонам дробления и расщепления, дренирующими в прошлом гидротермальные растворы. Переработанные гидротермами зоны дробления при фрагментарном метасоматическом замещении обычно выглядят как полимиктовые брекчии и часто ошибочно принимаются за взрывные и эруптивные брекчии и вулканические жерла. Подобные рудопроявления известны в Евравчинском районе — это Восточно-Эгитинское полиметаллическое и др.

При прогнозировании поисков оруденения важно выбирать объект со следующими геологическими признаками: 1) активизированный вулканогенно-осадочный фундамент, инъецированный интрузивным магматизмом основного и более молодого кислого состава с широко развитым процессом гранитизации; 2) эрозионный срез поднятого блока фундамента должен быть минимальный, о чем свидетельствуют останцы пород чехла; 3) широко развитая блоковая тектоника с зонами расщепления и дробления; 4) интенсивный кремниево-щелочной метасоматизм; 5) инъекции флюидопорфиров и даек различного состава; 6) наличие вулканогенных образований в чехле.

Для развития гидротермально-метасоматического оруденения благоприятна приграничная зона фундамента и чехла. Здесь контрастно сменяются тектонические, литологические, физические и химические характерис-

тики горных пород. Это вызывает резкую смену физико-химического состояния фильтрующихся рудоносных растворов и приводит к осаждению рудных компонентов. К тому же горные породы в чехле, как правило, менее нарушены динамометаморфизмом, чем в фундаменте. По этой причине они часто играют роль общего экрана для рудообразующих растворов. На глубину рудоотложения, кроме прочих факторов, влияет давление фильтрующегося рудоносного раствора, которое зависит и от мощности чехла и от его проницаемости. Поэтому данные характеристики также следует учитывать при прогнозе.

Всеми этими особенностями обладает Озернинский рудный узел.

Генеральное направление поисков новых месторождений колчеданно-свинцово-цинковой и других формаций в других тектонических блоках региона должно ориентироваться на останцы нижнепалеозойских и верхнепалеозойско-мезозойских вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород в совместном двухъярусном залегании среди полей гранитоидов с обязательным присутствием в нижнепалеозойском фундаменте известняков и силикатных пород, инъецированных интрузивными телами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные факты по Озернинскому рудному узлу и их генетическая интерпретация не исчерпывают всей характеристики геологических явлений этого весьма интересного и представительного для науки и практики объекта. Еще многие исследователи найдут здесь свои интересы по различным областям геологических знаний и особенно в петрологии и рудообразовании. Этот объект включает в себе довольно большое разнообразие месторождений и рудопроявлений по виду и качеству минерального сырья, по условиям локализации, по связи с магматизмом и метасоматизмом. Но при всем своем разнообразии и длительности геологического развития он представляет собой объект одноактного рудообразующего процесса, совершившегося в период активного тектоно-магматического развития участка земной коры в верхнепалеозойско-мезозойское время. Несмотря на обилие высказываний о полигенности и полихронности оруденения, полученные нами факты убеждают в том, что все типы обнаруженных здесь руд являются звеньями единой цепи разнофациально проявленного гидротермально-метасоматического процесса. Различная глубина эрозионного среза и буровые скважины вскрыли на разных глубинах разнотипное оруденение. Наиболее глубинное и высокотемпературное молибденовое оруденение располагается непосредственно в лейкократовых грейзенизированных гранитах или связанных с ними скарнах; железное и борное локализуется в скарнах близ интрузивов гранитов; железное (апатит-магнетитовое) — близ диоритов; железное и медное — близ скарнов; железо-цинковое и золотое — на некотором удалении от скарнов; свинцово-цинковое — на меньшей глубине и на большем удалении от скарнов и гранитоидов. В целом изученные рудные месторождения в своих разновидностях представляют единую рудно-метасоматическую зональность, обусловленную физико-химическим состоянием фильтрующихся гидротерм, осложненную тектоническими и литологическими факторами.

Между колчеданно-полиметаллическим и другим оруденением и гранитоидным магматизмом рудного узла устанавливаются пространственная и, по-видимому, генетическая связи; для изучения последней необходимы специальные исследования.

Флюидопорфиры, с которыми наиболее тесно связано полиметаллическое оруденение, вероятно, являются продуктами магматического замещения горных пород в зонах разломов при объемной гранитизации пород основного состава на больших глубинах.

Отвергаемая в последние десятилетия связь колчеданных месторождений с гранитоидным магматизмом на Озернинском рудном узле снова находит свое признание. Только признаваемая связь находится не в полной аналогии

с прежней: гранитоидная магма не является непосредственным источником рудного вещества, а, по-видимому, играет роль экстрактора его из основных пород и переводчика в более подвижную форму.

Нет никаких оснований полагать, что в рассматриваемом рудном узле имелись какие-то гидротермально-осадочные руды, так же как и нет никаких фактов о полихронности рудообразования. О метаморфизме и регенерации руд также не найдено никаких убедительных фактов, хотя некоторые исследователи и стараются это видеть в любом укрупнении рудных зерен. Наблюдения и физико-химические основы кристаллизации вещества свидетельствуют, что крутопадающие рудные тела при равных условиях, как правило, более крупнозернистые, чем пологие; в экранирующих породах рудная вкрапленность всегда крупнее, чем в экранируемых рудных телах. Колчеданно-полиметаллические руды Озерного месторождения считаются образцом наиболее тонкозернистых и труднообогатимых разновидностей для месторождений данного типа. Говорить о их метаморфизме беспричинно. Само же понятие "метаморфизм руд", по нашему мнению, настолько вольноопределяющееся, что на данном этапе геологического познания серьезно рассуждать об этом также нет оснований.

Распространившаяся идея о широко проявленных полигенности и полихронности рудных месторождений во многом не оправдывает себя, а порою, полагаем, наносит большой вред развитию учения о рудных месторождениях, подменяя диалектический подход к познанию явлений прошлого агностицизмом. В последние три десятилетия советская и зарубежная наука о происхождении колчеданных месторождений переживает кризисное состояние. Желание видеть в стратиформных рудных телах бывшие донные осадки без достаточно аргументированных доказательств на это — главная, с нашей точки зрения, "болезнь" многих геологов. Усугублению ее способствует отождествление современного сульфидообразования в рифтовых зонах морей и океанов с рудообразованием на континентах. Кризисное состояние, на наш взгляд, заключается еще и в том, что методология геологических исследований уклонилась в сторону формальных классификационных догм: созданные на определенном фактическом материале формационные классификации впоследствии становятся эталонами, с которыми сравниваются другие рудные месторождения. Изучение новых объектов часто сводится только к поиску признаков аналогии с существующими формационными шаблонами. Все, что не укладывается в шаблон, относится к второстепенным признакам, возникшим в результате, например, метаморфизма, регенерации, полигенности и др. Кроме того, классификации бывают основаны на ложных предпосылках, а это чревато пагубными последствиями в науке и практике.

По нашим представлениям, каждый геологический объект должен изучаться разносторонне на основе диалектической взаимосвязи и взаимообусловленности интерпретируемых по фактам явлений. Каждый факт должен быть не случайным, а научно обоснованным признаком того или иного явления. Каждый геологический объект, помимо общих для ряда однотипных объектов закономерных черт, имеет свои индивидуальные особенности, не вмещающиеся в рамки существующих классификационных понятий. Поэтому рассуждать о происхождении рудных месторождений можно только на конкретных примерах.

Большим пробелом в изучении рудных, особенно колчеданных, месторождений является, на наш взгляд, недоучет явлений конвергенции в геологии. В мировой геологической науке все еще недостаточно развито учение о конвергенции; отсутствуют банки данных о тождестве и различии генетических признаков геологических объектов.

Современная практическая геология при поисках рудных месторождений опирается в основном на геофизические и геохимические аномалии. Геологические предпосылки все больше и больше отодвигаются на задний план. Если при поисках аномальный объект оказался рудным месторождением, то на его разведку бросаются все силы, часто оставляя "на потом" планомерное геологическое изучение окружающей территории, без которого нельзя разобраться в происхождении месторождения и, соответственно, выработать правильные поисковые критерии по данному району. Генезис разведкуемого месторождения нередко обосновывается существующими представлениями авторитетной научной школы или авторитетного ученого, популярными классификациями. Если, например, колчеданное месторождение признано гидротермально-осадочным, то его рудные тела представляются согласными с вмещающими породами, для чего слои вмещающих пород без достоверных фактических данных вычерчиваются на геологических разрезах и картах параллельно контактам подсеченных скважинами рудного тела. Появляющиеся противоречивые факты (секущее положение рудных тел, наложение оруденения на магматические и метасоматические породы, зоны дробления и рассланцевания и т.д.) интерпретируются как вторичные явления, возникшие после основного этапа рудоотложения. Таким образом, появляется признак или регенерации, или метаморфизма, или полигенности и др. С присуждением месторождению названия "гидротермально-осадочное" на разрывные структуры, элементы кливажа, сланцеватости, дробления вмещающих пород внимание уменьшается. Увязка рудных пересечений по скважинам и другим горным выработкам ведется только с позиции осадочного пласта. Разрозненные рудные интервалы иногда объединяются в пространные рудные горизонты, сулящие якобы крупные запасы руды. Для глубинных поисков рудных горизонтов производятся большие объемы работ, а выполнение их, как правило, не дает положительных результатов. Изображаемая структура рудного объекта отражает идею, а не интерпретацию достоверного фактического материала. Получаемые в процессе разведки генетические и, соответственно, поисковые критерии используются на прилегающих к месторождению территориях и в конечном результате оказываются несостоятельными. Неэффективно тратятся большие материальные средства, остаются не обнаруженными имеющиеся рудные объекты. Доверие к геологическим критериям поисков теряется и на вооружении поисковиков остаются, в основном, геофизические методы (геохимические нередко также теряют свой престиж). Практика показывает, что геофизические аномалии, даже очень контрастные, часто оказываются нерудными и полагаться в поисках рудных месторождений только на геофизику малоэффективно. Кроме того, глубокоскрытые рудные объекты обычно контрастных аномалий не дают и расшифровка их природы без хорошего знания геологической ситуации практически невозможна.

Оценивая регион исследования в целом, можно сделать следующие выводы.

Прибайкальская полиметаллическая провинция изучается сравнительно недавно и, несомненно, раскрыта еще не полностью. Мало раскрыта и изучена ее Удино-Витимская ветвь, приуроченная к северо-восточной по простиранию зоне верхнепалеозойско-мезозойской тектоно-магматической активизации Байкальской складчатой области, звеном которой является Озернинский рудный узел. В этой зоне располагается ряд останцов вулканогенно-осадочных пород двухъярусного строения: в нижнепалеозойском фундаменте — вулканогенно- и терригенно-карбонатные породы, а в верхнепалеозойско-мезозойском чехле — вулканогенные, вулканогенно-осадочные. Такие останцы перспективны на выявление в них колчеданно-полиметаллического и другого оруденения и заслуживают пристального внимания ученых и практиков. В них могут быть обнаружены значительные количества свинцово-цинковых руд не только в фундаменте, но и в чехле. Кроме того, в карбонатных породах фундамента возможны концентрации свинца и цинка, подобные таковым в месторождениях Приаргунья, имеющих сходную с Удино-Витимской зоной геологическую ситуацию.

Изучение происхождения и выработка прогнозных и поисковых признаков колчеданных месторождений — проблема не только научная, но и социальная. Социальная потому, что между людьми науки и производства еще существуют аномальные морально-этические отношения, еще недостаточно осознана ответственность тех и других за свое слово и дело, в результате чего на поиски и разведку минерального сырья затрачиваются неоправданно большие материальные средства.

1. *Абдуллаев Х.М.* Дайки и оруденение. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 232 с.
2. *Андреев В.В.* Генетические особенности одного колчеданно-полиметаллического месторождения Западного Забайкалья // Тез. конф. "Научн.-техн. молодежь Восточной Сибири". Иркутск, 1969. С. 109–111.
3. *Антипин В.С., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д.* Коэффициенты распределения редких элементов в магматических породах. М.: Наука, 1984. 253 с.
4. *Архангельская В.В., Вольфсон Ф.И.* Геотектонические позиции и систематика стратиформных свинцово-цинковых месторождений. М.: Наука, 1977. 274 с.
5. Атлас морфоструктур рудных полей / Под ред. П.Ф. Иванкина. Л.: Недра, 1973. 163 с.
6. *Бабкин И.Н., Васильев И.Л., Трунева М.Ф.* Обломковидные сульфидные обособления на Озерном месторождении (Западное Забайкалье) // Материалы по минералогии, геохимии и петрографии Забайкалья: (Тез. докл.). Улан-Удэ: БФ СО АН СССР, 1972. Вып. 4. С. 58–62.
7. *Базарова Т.Ю., Бакуменко И.Т., Панина Л.И.* Включения в расплавах вулканических и субвулканических пород // Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Новосибирск: Наука, 1975. С. 55–99.
8. *Беличенко В.Т.* Нижний палеозой Западного Забайкалья. М.: Наука, 1969. 207 с.
9. *Бернз К.У.* Значение летучих компонентов // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 425–467.
10. *Бусленко А.И.* Тектурно-структурные особенности и условия формирования руд Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения // Материалы конференции молодых ученых и аспирантов "Проблемы региональной геологии и петрографии Сибири и методы геохимических и геофизических исследований". Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1970. Вып. 2. С. 74–77.
11. *Бусленко А.И.* Главные типы и тектурно-структурные особенности руд Назаровского колчеданно-полиметаллического месторождения Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 1975. № 10. С. 73–82.
12. *Бусленко А.И., Ковалев К.Р.* Геологические особенности и метаморфизм руд Назаровского колчеданно-полиметаллического месторождения (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1975. № 10. С. 73–83.
13. *Бусленко А.И., Ковалев К.Р.* Генетические типы руд Звездного колчеданно-полиметаллического месторождения // Вопросы генезиса стратиформных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. С. 180–189.
14. *Варламов В.А., Донец А.И.* Блокная тектоника и закономерности размещения колчеданно-полиметаллического оруденения в Еравнинском рудном районе (Бурятия) // Материалы конференции молодых сотрудников ЦНИГРИ. М.: Недра, 1970. Ч. 1. С. 84–86.
15. *Васильев И.Л.* Геология Еравнинского рудного поля: (Стратиграфия, фации осадков и палеогеография). Новосибирск: Наука, 1977. 126 с.
16. *Вахромеев И.С.* О вторичных вулканотипных толщах районов развития колчеданного оруденения на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1969. Т. 187, № 3. С. 625–628.
17. *Вахромеев И.С., Клемин В.П., Уразаев К.А.* и др. Условия локализации рудных тел и зональность колчеданных месторождений Южного Урала // Метасоматизм и колчеданное оруденение. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1975. С. 49–50.

18. Вольфсон Ф.И., Дружинин А.В. Главнейшие типы рудных месторождений. М.: Недра, 1975. 391 с.
19. Гапеева Г.М., Быковский Е.В., Ротман В.К. Формация порфиров // Тез. докл. на 3-м Всесоюз. петрограф. совещании "Магматические формации и связь с ними полезных ископаемых". Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1963. С. 32–36.
20. Геохимическая таблица / Под ред. В.В. Щербины. М.: Недра, 1973. 113 с.
21. Геохимия гидротермальных рудных месторождений / Под общ. ред. Х.Г. Барнса и др. М.: Мир, 1982. 622 с.
22. Гибшер Н.А. Образование гидротермальных полиметаллических месторождений Рудного Алтая, залегающих в вулканогенно-осадочных породах (по данным изучения включений) // Генетические исследования в минералогии. Новосибирск: Наука, 1976. С. 90–94.
23. Голубев В.С., Шарапов В.Н. Динамика эндогенного рудообразования. М.: Недра, 1974. 280 с.
24. Демидов В.В. Вещественный состав и условия формирования Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения (Западное Забайкалье) // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1968. Вып. 3 (5). С. 100–102.
25. Демидов В.В. Основные черты осадконакопления рудовмещающей толщи колчеданно-полиметаллического месторождения Озерное (Западное Забайкалье) // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1969. Вып. 6, ч. 1. С. 203–206.
26. Дистанов Э.Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. 352 с.
27. Дистанов Э.Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Западного Забайкалья и Салаира // Колчеданные месторождения СССР. М.: Наука, 1983. С. 148–162.
28. Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р. Текстуры и структуры гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения. Новосибирск: Наука, 1974. 175 с.
29. Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Тарасова Р.С. Геологическое строение и генезис Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения (Западное Забайкалье) // Геология руд. месторождений. 1972. № 2. С. 3–22.
30. Долгов Ю.А., Гибшер Н.А. Исследование процессов постмагматического минералообразования // Термобаро-геохимические исследования. Новосибирск: Наука, 1981. С. 56–63.
31. Долгов Ю.А., Шугурова Н.А. Состав газов из индивидуальных включений различных минералов // Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1969. Т. I. С. 290–298.
32. Жабин А.Г., Попов В.С. Эксперимент по взаимодействию базальтового расплава со сплошными сульфидными рудами // Геология руд. месторождений. 1971. № 4. С. 88–91.
33. Жаринов В.А., Алехин Ю.В., Рыскова В.Т. Некоторые физико-химические закономерности фильтрации растворов через горные породы // Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1973. С. 7–25.
34. Житков А.Н., Кравчинский А.Я. Палеомагнитное изучение стратиформных колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения // Геология, минералогия и пути освоения полиметаллических месторождений Забайкалья. Улан-Удэ: БФ СО АН СССР, 1985. С. 78–84.
35. Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 384 с.
36. Зеленый Э.Н., Литвиновский Б.А., Занвильевич А.Н. и др. Полихронная Озернинская вулкано-тектоническая структура: (Эволюция и металлогения) // Тез. докл. к VI Всесоюз. палеовулканологич. симпози. "Палеовулканологические карты и вопросы металлогении". Свердловск: ЦАЦ ИГГ, 1983. Т. 1. С. 105–107.
37. Иванкин П.Ф. О морфологических типах пучков малых интрузий и гидротермальных струй // Докл. АН СССР. 1963. Т. 149, № 4. С. 925–927.
38. Иванкин П.Ф. Морфология глубоковскрытых магматогенных рудных полей. М.: Недра, 1970. 288 с.
39. Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В. К вопросу о генезисе медно-колчеданных руд Урала // Вулканизм и рудообразование Урала. Уфа, 1982. С. 11–18.
40. Кекелия С.А., Твалчрелидзе А.Г., Ярошевич В.З. Геологические и физико-химические условия образования колчеданно-барит-полиметалличес-

ких месторождений // Сов. геология. 1984. № 10. С. 30–36.

41. Клемин В.П., Скрипиль Е.В. Генезис колчеданных месторождений Южного Урала // Геология, методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых. М.: ВИЭМС, 1977. № 1. С. 1–18. (Экспресс-информ.).

42. Ковалев К.Р. Контактный метаморфизм руд на Озерном колчеданно-полиметаллическом месторождении // Локальный метаморфизм руд. Новосибирск: Наука, 1975. С. 58–70.

43. Ковалев К.Р., Дистанов Э.Г., Коцеткова К.В. и др. Процессы гидротермально-осадочного отложения рудного вещества, диагенеза и метаморфизма руд Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения Бурятии // Зап. Забайкальск. фил. Географ. об-ва СССР. 1971. Вып. 53. С. 88–91.

44. Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Царева Г.М. и др. Расслоенное тело автомагматических брекчий кислото состава (Центральный Казахстан) // Сов. геология. 1971. № 1. С. 31–47.

45. Коржинский Д.С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях // Академику Д.С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности. М.: Изд-во АН СССР, 1946. С. 242–261.

46. Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 2. С. 56–69.

47. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969. 109 с.

48. Коржинский Д.С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации // Магматизм, формации кристаллических пород и глубины земли. М.: Наука, 1972. С. 144–153.

49. Коржинский Д.С. Метамагматические процессы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 12. С. 3–6.

50. Кормилицын В.С. О новой колчеданосной провинции в Западном Забайкалье // Докл. АН СССР. 1966. Т. 108, № 4. С. 878–882.

51. Крейтер И.В. Стадии околорудного метаморфизма на колчеданно-полиметаллическом месторождении в Западном Забайкалье // Геология и полезные ископаемые Забайкалья. Чита, 1967. С. 46–47.

52. Лапухов А.С. Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений. Новосибирск: Наука, 1975. 264 с.

53. Леммлейн Г.Г., Клевцов П.В. Влияние концентрации на температуру гомогенизации систем, состоящих из водных растворов солей // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1956. Вып. 85, № 3. С. 310–320.

54. Ляпичев Г.Ф., Цареградский В.А., Сердюков М.К. Формационно-тектонические особенности эндогенной промышленной рудоносности палеозойд Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1983. № 5. С. 15–20.

55. Малаев А.А., Ветров Д.В., Хрянина Л.П. и др. Геологическое строение колчеданно-полиметаллического месторождения в Западном Забайкалье // Тез. докл. Второй науч. конф. геолог. секции им. В.А. Обручева. Чита, 1965. С. 10–13.

56. Малаев А.А., Миронов Е.П., Хрянина Л.П. и др. Колчеданно-полиметаллическое оруденение в Западном Забайкалье // Геология медноколчеданных, свинцово-цинковых и никелевых месторождений. М.: Недра, 1967. С. 48–63.

57. Малинин С.Д., Хитаров Н.И. Рудные и петрогенные элементы в системе магматический расплав–флюид // Геохимия. 1984. № 2. С. 183–196.

58. Маракушев А.А. О влиянии окислительного потенциала и щелочности растворов на образование сульфидов и окисление железа в гидротермальных условиях. // Геология руд. месторождений. 1963. С. 3–17.

59. Масалович А.Н., Овчинников Л.Н. Состав, внутреннее строение и некоторые свойства гидротермального рудообразующего раствора // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974. С. 236–244.

60. Мельник Ю.П. Термодинамический анализ условий образования рудных минералов при метаморфизме железорудных формаций // Геология руд. месторождений. 1964. № 5. С. 3–14.

61. Мергенов Б.М., Пронин А.П. Температуры формирования девонских кислых вулканитов Рудного Алтая по расплавленным включениям в кварце // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1981. № 6. С. 63–67.

62. Миронов Е.П. Пирит колчеданно-полиметаллического месторождения Западного Забайкалья // Геологическое строение некоторых колчеданных месторождений / 1967. С. 212–221. (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 67).

63. Мюллер Р., Саксенд С. Химическая петрология. М.: Мир, 1980. 518 с.

64. *Наумов В.Б.* Определение концентрации и давления летучих компонентов в магматических расплавах по включениям в минералах // *Геохимия*. 1979, № 7. С. 997–1007.

65. *Нефедьев М.А., Виноградов Б.К.* Комплексообразование методов при прогнозировании и поисках рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1982. 166 с.

66. *Овчинникова Л.В., Овчинников Л.Н.* Нескарновые метасоматиты и их роль в формировании скарново-рудных месторождений Урала // *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Наука, 1974. С. 12–22.

67. *Павлова З.Н., Полякова Т.П., Слюсарев А.П.* и др. Опыт по нагреванию пирита: (К вопросу о термальном метаморфизме колчеданных руд) // *Изв. АН КазССР*. 1977, № 2. С. 52–60.

68. *Поспелов Г.Л.* О явлениях замещения при образовании эффузивовидных пород и об особенностях некоторых рудоносных вулканических комплексов Западной Сибири // *Магматизм и связь с ним полезных ископаемых*. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 345–371.

69. *Поспелов Г.Л., Лапухов А.С.* Строение и развитие рудообразующих флюидных динамических систем с полиморфной зональностью (на примере Салаирского рудного поля) // *Физические физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах*. Новосибирск: Наука, 1971. С. 8–56.

70. *Рейф Ф.Г.* Термобарогеохимический метод в петрологии: (Новые данные и новые вопросы) // *Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. "Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов"*. Львов: Вільна Україна, 1985. С. 129–130.

71. *Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д.* Магматический процесс и вольфрамовое оруденение. Новосибирск: Наука, 1982. 158 с.

72. *Рипп Г.С., Гурулев С.А., Грачев В.С.* и др. Вариации изотопного состава серы в месторождениях Саяно-Байкальской горной области // *Докл. АН СССР*. 1975. Т. 225, № 3. С. 680–683.

73. *Рябчиков И.Д.* Термодинамика флюидной фазы гранитных магм. М.: Недра, 1975. 232 с.

74. *Соболев А.В., Соболев С.В.* Теория, практика и петрологическое применение методов исследования расплав-

ных включений // *Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. "Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов"*. Львов: Вільна Україна, 1985. С. 113–114.

75. *Тарасова Р.С., Близнюк Н.В., Бабкин И.Н.* О формационном типе и генезисе Озерного свинцово-цинкового месторождения // *Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири*. М.: Наука, 1972. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 143). С. 79–97.

76. *Фации метаморфизма* / Н.Л. Добрецов, В.В. Ревердатто, В.С. Соболев и др. М.: Недра, 1970. 432 с.

77. *Феофилактов Г.А.* Новые данные о структуре Озерного месторождения (Западное Забайкалье) // *Сов. геология*. 1983, № 7. С. 41–47.

78. *Феофилактов Г.А., Царев Д.И., Нефедьев М.А.* и др. О роли разрывных нарушений в локализации полиметаллического и других типов оруденения Озернинского рудного узла // *Проблемы метасоматизма и рудообразования Забайкалья*. Новосибирск: Наука, 1985. С. 52–58.

79. *Филько А.С., Бабкин И.Н., Тарасова Р.С.* Озерное свинцово-цинковое месторождение // *Разведка и охрана недр*. 1967, № 3. С. 18–21.

80. *Фирсов А.П.* Об ошибке в определении флюидного давления по сосуществующим расплавленным и флюидным включениям // *Термобарогеохимия эндогенных процессов*: (Тез. докл.). Благовещенск, 1984. С. 151–152.

81. *Фирсов А.П.* Определение Р–Т параметров гомогенизации двухфазных флюидных включений // *Термобарогеохимия эндогенных процессов*: (Тез. докл.). Благовещенск, 1984. С. 82–83.

82. *Фирсов А.П.* Влияние теплового расширения минерала-хозяина на определение Р–Т параметров по включениям минералообразующей среды // *Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. "Термобарометрия и геохимия рудообразующ. флюидов"*. Львов: Вільна Україна, 1985. Ч. 1. С. 32–33.

83. *Фирсов А.П., Рейф Ф.Г.* О присутствии труднорастворимых газов во включениях пород // *X конференция молодых научных сотрудников по геологии и геофизике Восточной Сибири*: (Тез. докл.). Иркутск, 1982. С. 47–48.

84. *Фирсов А.П., Рейф Ф.Г.* Об эффекте присутствия труднорастворимых газов во включениях в связи с интер-

претацией термометрических данных // Геология и геофизика. 1983. № 7. С. 89–96.

85. Фирсов А.П., Халтанов Э.Р. Временное взаимоотношение даек и колчеданного оруденения на Озерном месторождении // Геология, минералогия и пути освоения полиметаллических месторождений Забайкалья и Прибайкалья. Улан-Удэ: БФ СО АН СССР, 1985. С. 63–73.

86. Хетчиков Л.Н., Павленков А.И., Дороговин Б.А. и др. О первичном составе кислых вулканитов непрерывной формации Южного Урала по данным изучения включений в кварце // Докл. АН СССР. 1983. Вып. 269, № 6. С. 1460–1462.

87. Хрянина Л.П. Автомагматические брекчии Северной Бурятии // Геологическое строение некоторых медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Южного Урала, Кавказа и Забайкалья / М.: Недра, 1967. С. 204–211. (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 67).

88. Хрянина Л.П. Возрастные соотношения колчеданно-полиметаллического оруденения с интрузивными образованиями на Озерном месторождении (Северная Бурятия) // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1968. № 8. С. 61–71.

89. Царев Д.И. Общегеологические факты о гидротермально-метасоматическом генезисе колчеданно-полиметаллических месторождений Бурятии // Геология и полезные ископаемые Сибири. Т. 3. Минералогия, геохимия полезных ископаемых. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1974. С. 174–176.

90. Царев Д.И. Метасоматоз и конвергенция в петрологии и рудогенезе. М.: Наука, 1978. 308 с.

91. Царев Д.И. Конвергенция признаков в псевдослоистых рудах // Геохимия горных пород и руд Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1980. С. 90–98.

92. Царев Д.И. Тектоно-метасоматическое брекчирование горных пород (на примере Озерного месторождения в Забайкалье) // Рудоносность геологических формаций Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1980. С. 61–65.

93. Царев Д.И. Палеовулканологические реконструкции и интерпретация генезиса колчеданных месторождений // Тез. докл. V Всесоюз. палеовулканологич. симпоз. "Пробл. палеовулканологич. реконструкций и картирование в связи с вулканогенным рудообразо-

ванием". Киев: Наук. думка, 1981. С. 105–107.

94. Царев Д.И. Генезис Озерного колчеданно-цинкового месторождения в Забайкалье // Изв. АН СССР. 1983. № 11. С. 97–107.

95. Царев Д.И. Морфологическая конвергенция в геологии и интерпретация генезиса колчеданных месторождений // Проблемы метасоматизма и рудообразования Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1985. С. 59–65.

96. Царев Д.И., Изупова В.Н. Взаимотношение колчеданного оруденения с диабазовыми порфиритами на Озерном месторождении (Западное Забайкалье) // Сов. геология. 1976. № 3. С. 144–146.

97. Царев Д.И., Фирсов А.П. Конвергенция признаков в сульфидных метасоматитах // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251, № 5. С. 1225–1228.

98. Царев Д.И., Моисохоев А.А., Миронов А.Г. и др. Эксперименты по исследованию динамики фильтрации растворов и осаждения вещества в горных породах при умеренных Р и Т // Кинетика и динамика геохимических процессов. Киев. Наук. думка, 1983. С. 88–99.

99. Шапенко В.В., Раткин В.В. Условия становления вулканитов кислого состава (по данным изучения включений в кварце) // Докл. АН СССР. 1980. Вып. 225, № 5. С. 1247–1251.

100. Язымир М.М. О распределении ископаемых форм в разрезах олдындинской свиты западной части Еравнинской зоны // Материалы по геологии и полезным ископаемым БурАССР. Улан-Удэ, 1972. Вып. 20. С. 57–65.

101. Язымир М.М., Перинова Э.П., Алексеев В.Н. Стратиграфия и формации раннего палеозоя Удино-Витимской зоны и ее дальнейшие подразделения // Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию БГУ. Улан-Удэ, 1967. С. 33–38.

102. Яковлева Е.Б. О некоторых особенностях кристаллизации магматических пород кремнекислого состава // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1979. Вып. 2, т. 54. С. 76–87.

103. Яковлева Е.Б., Парфенова О.В. Соотношение автомагматических брекчий и гранитоидов (на примере Тонарского массива, Центральный Казахстан) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1973. № 1. С. 59–66.

104. Яковлев Г.Ф., Яковлева Е.Б.

Рудоносные флюидопорфировые комплексы Юго-Западного Алтая // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1973. № 2. С. 72–86.

105. *Darimont Anne*. Etude des inclusions fluides des mineralisations Ba, F, (Zn, Pb) du district metallogenique Sud de Belgique // Bull. miner. 1984, V. 107, N 2. P. 227–232.

106. *French B.M., Eugster H.P.* Experimental control of oxygen fugacities of grafit-gas equilibriums // J. Geophys. Res. 1965. V. 70, N 1. P. 1529–1539.

107. *Haas J.Y.* Physical properties of coexisting phases and thermochemical properties of the H₂O components in boiling NaCl solutions // US Geological Survey, Bulletin 1421–A. Washington, 1976. P. 72–100.

108. *Holland H.D.* Granites, solutions and Base metal deposits // Econ. Geol. 1972. Vol. 67, N 3. P. 69–82.

109. Kanbara Hiroshi, Ichinose Tsu-

tom, Sugawara Mosuaki. Связь дацитов и кремнистых пород с оруденением типа Куроко (на примере месторождений Акетоси и Тоумей, рудник Ханава, Япония) // Mining Geol. 1984. Vol. 34, N 2. P. 81–99.

110. *Kullerud G., Joder H.S.* Pyrite stability relations in the Fe–S system // Econ. Geol. 1959. N 54. P. 87–98.

111. *Nelson J., Payne J.G.* Paleozoic volcanic assemblages and volcanogenic massive sulfide deposits near Tulsequach, British Columbia // Can. J. Earth Sci. 1984. Vol. 21, N 3. P. 379–381.

112. *Patoska F.* Vulkanika loziska masivnich sulfidichych rud // Vestn. Ustred. ustavu geol. 1983. Vol. 58, N 4. P. 227–233.

113. *Vernon R.H.* Microgranitoid enclaves in granites – globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment // Nature. 1984. Vol. 309, N 5987. P. 438–439.

ОБЪЯСНЕНИЕ ТАБЛИЦ

Т а б л и ц а I

а — обломковидное метасоматическое обособление колчеданной руды в хлоритизированных субвулканических диабазовых порфиритах оконтуривается слаборазличимыми трещинками (темное — пирит и сфалерит; светлое — кварц, располагается субпараллельными полосами и по периферии обособления); видны крупные порфиروبласты пирита; прозр.-полир. шлиф; увел. 5; *б* — сульфидное оруденение (светлые полосы) в хлоритизированных (темное) субвулканических диабазовых порфиритах (штольня Озерного месторождения); в середине образца видна ритмичная зональность: хлорит чередуется с сульфидами

Т а б л и ц а II

а — футлярные порфиروبласты микроклина в серицитизированных известняковых тектоно-метасоматических брекчиях — один из признаков роста минералов в твердой среде; *б* — известняковая тектоно-метасоматическая брекчия; в "обломках" — мраморизованный известняк, в "цементе" — сидеритизированный и микроклинизированный известняк; отмечается совпадение впадин с выступами в контурах соседних "обломков" и слабовыраженная концентрическая зональность; уменьш. в 2 раза; *в* — полевошпатовые метасоматиты (порфиризация) вдоль трещин в окварцованном известняке, напоминающие магматическую инъекцию; *г* — дендритовидный метасоматический микроклин, прорастающий между зерен кальцита в мраморизованном известняке; шлиф окрашен

Т а б л и ц а III

а — обломковидный фрагмент красного яшмовидного кварцита одним концом "врезан" в обломковидный фрагмент известняка; тонкие поперечные прожилки срезаются контуром яшмовидного фрагмента; *б* — рудная тектоно-метасоматическая брекчия (фрагментарный метасоматит), состоящая из различных рудных и нерудных обломковидных фрагментов среди "цементирующей" колчеданно-полиметаллической руды; такие образования обычно трактуются как осадочные брекчии с признаками полигенности и полихронности рудного процесса: 1–5 — обломковидные фрагменты мраморизованного известняка: 1 — незамещенные, 2 — замещенные с периферии или полностью сфалеритом, 3 — полностью замещенные сфалеритом (черное), совместно с пиритом (белое), 4 — замещенные сфалеритом и пиритом концентрически-зонально, 5 — полностью замещенные пиритом, с прожилками карбоната, срезаемыми контурами фрагмента

Т а б л и ц а IV

Рудная тектоно-метасоматическая брекчия; обломковидный рудный фрагмент (длинный темный слева) "врезан" верхним концом в обломковидный фрагмент известняка; некоторые фрагменты имеют концентрическую метасоматическую зональность

Таблица V

а — тектоно-метасоматическая брекчия с сидерито-сульфидным "цементом"; сформировалась по зоне катаклаза вдоль трещин кливажа в туффитах; сверху — сидеритизированная полоса; *б* — известняковая "полимиктовая" тектоно-метасоматическая брекчия, принимаемая за осадочную; полосчатость в центральном обломковидном фрагменте срезается его контуром ("факт в пользу обломков"), в то время как его верхний конец как бы подогнан выступами и впадинами к светлому фрагменту, что противоречит аллохтонному происхождению этих "обломков"; *в* — тектоно-метасоматическое брекчирование известняков; катаклазированный известняк замещается по трещинам кварц-сидерит-сульфидным агрегатом; фрагменты незамещенного известняка извилинами подогнаны друг к другу; *г* — известняковая тектоно-метасоматическая брекчия; соседние фрагменты контурами подогнаны друг к другу (их разделяют тонкие трещинки, по которым фильтровались растворы, и в их стенках происходило метасоматическое замещение)

Таблица VI

а-е — псевдослоистые метасоматические руды: *а* — ритмическая полосчатость гематита (темное) в стенке тонкой трещины (линия внизу) в диоритовом порфирите Акбастау-Комуруйского рудного поля; *б* — полосчатость гематита (темное) в аргиллизированной породе (Суырлы, Северное Прибалхашье); *в* — сульфидная полосчатость (светлое) в диабазовых порфиритах (колчеданно-полиметаллическое месторождение Озерное); *г* — ритмическая полосчатость сульфидов (светлое) в колчеданно-полиметаллической руде (Озерное); *д* — полосчатая колчеданно-полиметаллическая руда; с вогнутой стороны изгибающихся полос возникли кварц-сульфидные обломковидные метасоматические обособления (Озерное); *е* — полосчатая магнетитовая руда (темное) Коршуновского железорудного месторождения

Таблица VII

а — полоса метасоматической колчеданно-полиметаллической руды в известковистом туффите; сложное очертание верхней границы вызвано дорудным микрокливажом; такие полосы обычно считаются взмученными слоями рудных осадков; *б* — метасоматическая разноориентированная полосчатость, возникшая при филътрации растворов по трещинам скола и отрыва; подобные образования часто принимаются за косую слоистость; *в* — псевдослоистость и псевдосмещение в метасоматической полосчатой колчеданно-полиметаллической руде, возникшие при метасоматическом послетрещинном ритмообразовании сульфидов

Таблица VIII

а — ксенолит измененного диабазового порфирита (внизу справа) во флюидопорфире; шлиф 60-270; увел. 32; *б* — ксенолит долерита (вверху) во флюидопорфире; шлиф 401-116; увел. 32; *в* — ксенолит долерита (справа) во флюидопорфире; порфировое выделение кварца флюидопорфиров нарастает на ксенолит; шлиф 401-116; увел. 32; *г* — порфиробласты кварца в метасоматитах и флюидопорфирах; при наличии общего кристаллографического габитуса содержат включения основной массы и зерен магнетита

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1	
Геологическое строение Озернинского рудного узла	5
Стратиграфия	5
Нижнепалеозойские отложения	5
Верхнепалеозойско-мезозойские отложения	24
Тектоника	24
Интрузивный магматизм и метаморфизм толщи	25
Полезные ископаемые	27
Глава 2	
Закономерности локализации оруденения	28
Магматизм и оруденение	28
Взаимоотношение флюидопорфиров и оруденения	31
Связь оруденения с диоритами	34
Взаимоотношение интрузии диабазовых порфиров и оруденения	35
Изучение взаимоотношения даек и оруденения	46
Роль литологического фактора в локализации оруденения	69
Р-Т условия формирования колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения	72
Тектоника и оруденение	74
Складчатые структуры и оруденение	74
Разрывные нарушения и оруденение	75
Метасоматизм и оруденение	78
Высокотемпературный метасоматизм	79
Средне-низкотемпературный метасоматизм	81
Метасоматическая зональность	83
Глава 3	
Конвергентные метасоматиты	88
Вулканотипные метасоматиты	89
Отличие вулканотипных метасоматических пород от вулканических	90
Тектоно-метасоматические брекчии	95
Формирование кажущегося "врезания" одного обломка в другой	105
Псевдослоистые метасоматиты	106
Глава 4	
Флюидопорфиры	108
Флюидопорфиры Озернинского рудного узла	108
Петрография	114
Петрология	121
Глава 5	
Прогноз оруденения и рекомендации на поисковые работы	129
Заключение	132
Литература	136
Объяснение таблиц	142

2 р. 30 к.

4941