

**Федеральное государственное унитарное предприятие
ЦЕНТРАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ
МЕТАЛЛОВ (ФГУП ЦНИГРИ)**

На правах рукописи



Серавина Татьяна Валерьевна

Условия локализации золото-серебро-полиметаллического оруденения Березовогорского
рудного поля (Рудный Алтай)

Специальность 25.00.11 – Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых,
минерагения

Диссертация на соискание ученой степени кандидата
геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
профессор, доктор геол.-мин. наук Г.В. Ручкин

Москва – 2016

Оглавление

Введение	3
1. Геологическое строение Змеиногорского рудного района	8
1.1. История геологического изучения Змеиногорского рудного района	8
1.2. Этапы формирования структур Рудного Алтая и положение Змеиногорского рудного района в региональных структурах	11
1.3. Особенности строения Змеиногорского рудного района	15
1.4. Условия локализации полиметаллического оруденения в Змеиногорском рудном районе	23
1.5. Полиметаллическое оруденение Змеиногорского рудного района	27
2. Структурно-формационные и литолого-фациальные особенности Березовогорского рудного поля	31
2.1. Особенности геологического строения Березовогорского рудного поля	31
2.2. Принципы литолого-фациального анализа Березовогорского рудного поля	40
2.3. Структуры Березовогорского рудного поля, сформированные жерловыми (субвулканическими породами), околожерловыми и промежуточными фациями вулканизма	44
2.3.1. Жерловые фации	44
2.3.2. Околожерловые и промежуточные фации	48
2.3.3. Особенности химического состава пород жерловой, околожерловой и промежуточных фаций	49
2.4. Структуры Березовогорского рудного поля, сформированные удаленными фациями вулканизма	54
2.5. Измененные породы Березовогорского рудного поля	60
3. Особенности геологического строения месторождений и рудопроявлений Березовогорского рудного поля	63
3.1. Майское полиметаллическое месторождение	63
3.2. Тушканихинское и Хлебниковское месторождения	72
3.3. Рудопроявления Березовогорского рудного поля	80
4. Прогнозно-поисковая модель месторождений Березовогорского рудного поля	85
4.1. Основы построения прогнозно-поисковых моделей	85
4.2. Поисковые критерии и признаки поиска месторождений в пределах Березовогорского рудного поля	88
4.3. Условия ведения поисков месторождений в пределах Березовогорского рудного поля	96
4.4. Поисковые участки в пределах Березовогорского рудного поля	97
4.4.1. Восточно-Майский участок	97
4.4.2. Центральнo-Березовогорский участок	108
Заключение	119
Список литературы	121

Введение

Актуальность проблемы. В настоящее время годовая добыча свинца и цинка в Российской Федерации составляет соответственно 194 и 348 тыс. т. Весь объем добычи полностью востребован внутренним потреблением и экспортом в ряд развивающихся стран. Проектом развития черной и цветной металлургии до 2030 г и Программой воспроизводства МСБ и геологического изучения недр 2013-2020 гг. предусмотрено увеличение потребления цинка и свинца, что повлечет за собой исчерпание известных месторождений. Расширение сырьевой базы необходимо для воспроизводства запасов полиметаллических руд, компенсирующих их добычу. Одним из наиболее перспективных регионов РФ по развитию минерально-сырьевой базы полиметаллических руд является Рудный Алтай, который должен стать одним из центров опережающего экономического роста.

Змеиногорский рудный район с входящим в его состав Березовогорским рудным полем, является одним из наиболее перспективных в российской части Рудного Алтая. Предприятиями Уральской Горно-Металлургической Компании (УГМК) ведется добыча полиметаллических руд на наиболее крупных месторождениях (Зареченское, Степное, Рубцовское, Корбалихинское). Обеспеченность действующих добычных предприятий активными запасами полиметаллических руд является критической. Апробированные к настоящему времени прогнозные ресурсы категории P_1+P_2 и плановые на 2015-2017 гг. могут обеспечить воспроизводство запасов для современного уровня добычи только на 3 года.

В связи с этим возникает необходимость выявления новых особенностей локализации скрытых (в том числе глубокозалегающих) полиметаллических рудных тел, выработки критериев их оценки и выделения перспективных площадей для проведения поисковых работ, что и определяет актуальность исследований по теме.

Проведившимися ранее прогнозно-металлогеническими исследованиями в Змеиногорском рудном районе были выявлены основные закономерности размещения полиметаллических месторождений: их приуроченность к определенным геологическим формациям и фациям, локализация рудных залежей в пределах определенных литолого-стратиграфических уровней, контроль их палеоструктурами и т. д.

К настоящему времени накоплен значительный объем материалов, позволяющих обосновать потенциальную продуктивность известных рудоносных уровней. Вместе с тем, значительная часть территории Змеиногорского рудного района недостаточно изучена. В частности, на Березовогорском рудном поле поисковые работы проводились еще в 50-60-х годах прошлого века. В связи с этим, расшифровка условий рудолокализации на этом поле

весьма актуальна не только для уточнения основных направлений поисковых работ, но и для прогнозной оценки других потенциально перспективных площадей.

Целью работы являлся анализ условий локализации полиметаллического оруденения и разработка поисковых критериев и признаков скрытого и скрыто-погребенного оруденения рудноалтайского типа, обеспечивающих повышение эффективности геолого-поисковых работ по выявлению новых объектов и оценки флангов и глубоких горизонтов известных полиметаллических месторождений Березовогорского рудного поля.

В соответствии с поставленной целью в пределах Березовогорского рудного поля решались следующие задачи:

1. Выявление условий локализации полиметаллического оруденения в пределах продуктивной базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной формации;
2. Изучение структурно-формационных, литолого-фациальных и палеоструктурных особенностей вулканогенно-осадочных отложений и их влияния на размещении полиметаллических руд;
3. Построение и анализ прогнозно-поисковой параметрической модели месторождений рудного поля;
4. Разработка комплекса критериев и признаков скрытого и глубокозалегающего полиметаллического оруденения для локального прогноза.

Защищаемые положения:

1. Вулканогенно-осадочные образования Березовогорского рудного поля, относящиеся к девонской ($D_{1-2e-gv}$) базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной формации, образуют ряды по отношению к центрам вулканических структур: от жерловых, околожерловых и промежуточных фациальных зон к удаленным.

2. Рудовмещающие вулканогенные образования Березовогорского рудного поля характеризуются преобладанием пород кислого состава при незначительном развитии пород основного и среднего состава. Продукты кислого вулканизма относятся к нормальному ряду калинатовой серии, с преобладанием калия над натрием. Карбонатная составляющая вулканогенно-осадочных и осадочных пород представлена магниальными, известковистыми доломитами и доломитами.

3. Месторождения и рудопроявления Березовогорского рудного поля локализованы в удаленной и промежуточной фациальных зонах, представленных кремнистыми разностями вулканогенно-осадочных пород, которые на флангах фациально замещаются глинисто-терригенными, терригенными и карбонатно-терригенными отложениями. Рудные тела имеют линзовидную форму и существенно свинцово-цинковый

состав. Вмещающие породы и рудные тела претерпели контактовый метаморфизм мусковит-роговиковой фации, связанный с внедрением гранитоидов позднедевонско-раннекаменноугольного возраста.

4. Создана параметрическая прогнозно-поисковая модель месторождений Березовогорского рудного поля, согласно которой они приурочены к разрезу вулканогенно-осадочных пород эмс-раннеживетского цикла вулканизма и занимают надкупольное положение по отношению к центрам вулканических структур и относятся к проксимальному типу. На основе разработанных поисковых критериев и признаков, соответствующих элементам модели, в пределах рудного поля выделены Восточно-Майский и Центрально-Березовогорский поисковые участки.

Фактический материал. В основу диссертации положены материалы, полученные автором в период с 2012 по 2015 год во время полевых и камеральных исследований в составе Алтайской партии ЦНИГРИ на Березовогорском рудном поле. Эти работы проводились под руководством кандидата геолого-минералогических наук В.В. Кузнецова в рамках работ по Государственным контрактам 64-Ф и 74-Ф.

Фактической основой диссертации послужили: литолого-стратиграфические и литолого-фациальные карты масштаба 1:50 000 Змеиногорского рудного района и масштаба 1:10 000 Березовогорского рудного поля, в составлении которых участвовал автор; материалы изучения и документации около 10 000 погонных метров керна 17 поисковых скважин и старых горных выработок; данные микроскопического исследования свыше 100 прозрачных шлифов и 50 аншлифов. В диссертации использованы результаты 250 масс-спектрометрических с индуктивно связанной плазмой (МС ИСП) анализов горных пород и метасоматитов; 10 количественных химических анализов атомно-абсорбционным методом для определения золота и серебра; 5 газообъемных анализов (для определения органического углерода); 15 количественных химических анализов, методами: атомно-эмиссионным с индуктивно связанной плазмой, пламенно-спектрофотометрическим, сжигания в токе кислорода, титриметрическим, гравиметрическим. Перечисленные анализы выполнены аналитическим центром ЦНИГРИ.

В диссертационной работе также учтены опубликованные и фондовые материалы предшествующих исследователей.

Научная новизна. В пределах Березовогорского рудного поля впервые проведен анализ условий локализации полиметаллических руд: структурно-формационный, литолого-фациальный, палеоструктурный и рудно-формационный.

В итоге впервые получены следующие научные результаты.

1. Выявлено, что в пределах Березовогорского рудного поля развиты отложения базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной формации эмс-нижнеживетского возраста, которая подразделяется на риолитовую и туфогенно-осадочную субформации.
2. Установлено, что вулканиты Березовогорского рудного поля относятся к нормальному ряду калинатровой серии с преобладанием калия над натрием.
3. Показано, что вулканогенные породы Березовогорского рудного поля практически идентичны по своему химическому составу вулканогенным породам Змеиногорского рудного поля. Основное отличие - повышенные содержания оксидов магния и железа.
4. Изучен химический состав карбонатных пород, характеризующийся большим разнообразием, и сделан вывод о преобладании среди них магнезиальных доломитов.
5. Создана параметрическая прогнозно-поисковая модель месторождений Березовогорского рудного поля на основе характеристик Майского и Тушканихинского месторождений-эталонов.
6. Разработаны критерии и признаки размещения скрытого и глубокозалегающего оруденения, по которым в пределах рудного поля выделены поисковые участки. Путем сопоставления с параметрами месторождений-эталонов оценена их перспективность.

Практическая значимость. Предложены критерии и признаки прогнозирования скрытых и глубокозалегающих полиметаллических месторождений для Березовогорского рудного поля. В основу их разработки положены результаты анализа материалов предшествующих ГРП, полевых и камеральных исследований, выполненных с применением современных технологий, включая ГИС. С учетом этих критериев и признаков оценены фланги и глубокие горизонты изученных месторождений и рудопоявлений, оконтурены перспективные площади в ранге поисковых участков. В пределах участков по рекомендациям автора проведено поисковое бурение, выявлены и оконтурены рудные тела, проведена оценка их прогнозных ресурсов.

Апробация диссертации. Основные положения и результаты работы представлялись и докладывались на: V научно-практической конференции молодых ученых и специалистов «Геология, поиски и комплексная оценка месторождений твердых полезных ископаемых» (11-12 декабря 2013 г., Москва, ВИМС); I научно-практической конференции «Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири» (28-30 января 2014 г., Новосибирск, СНИИГГиМС); XX научной молодежной школе «Металлогения древних и современных океанов–2014. Двадцать лет на передовых рубежах геологии месторождений полезных ископаемых» (21–25 апреля 2014 г., Миасс, Институт минералогии); IV научной молодежной

школе «Новое в познании процессов рудообразования» (1-5 декабря 2014 г., Москва, ИГЕМ РАН); Научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений благородных и цветных металлов — состояние и перспективы» (14-15 апреля 2015 г., Москва, ЦНИГРИ); II научно-практической конференции «Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири» (21-24 апреля 2015 г., Новосибирск, СНИИГГиМС). Все материалы конференций опубликованы в качестве тезисов докладов.

Результаты исследований вошли в виде отдельных глав в отчеты по Государственным контрактам: «Опережающие геолого-геофизические работы для обоснования переоценки перспектив полиметаллического оруденения Рудного Алтая (Алтайский край) с целью разработки основы для создания ведущего в Российской Федерации центра по добыче свинца и цинка» и «Поисковые работы на золото-серебро-полиметаллическое оруденение в пределах Змеиногорско-Березовогорской площади в Змеиногорском рудном районе (Алтайский край)».

Публикации. По материалам диссертации опубликовано 11 работ, среди которых 3 статьи в реферируемых журналах.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из 4 глав, введения и заключения общим объемом текста 129 страниц, 72 рисунков, 5 таблиц. Список использованной литературы включает 94 наименования.

Благодарности. Автор благодарит всех, кто оказывал поддержку и содействие в проведении исследований, подготовке работы. Искреннюю признательность за помощь в разработке общих принципов исследования и высокую требовательность на всех этапах работ автор выражает научному руководителю - доктору геолого-минералогических наук, профессору Г.В. Ручкину и кандидату геолого-минералогических наук В.В. Кузнецову.

Создание работы было бы невозможно без консультаций, конструктивной критики, советов и рекомендаций на разных стадиях проведения исследований Н.Г. Кудрявцевой, Т.П. Кузнецовой, В.С. Звездова, А.Л. Галямова, С.А. Миляева. За помощь в оформлении материалов работы, техническом содействии, автор благодарит сотрудников отдела цветных металлов ФГУП ЦНИГРИ и коллег: С.В. Кузнецову, Е.В. Иваненкову, С.Л. Елшину, Т.М. Коновалову, А.А. Конкину, Н.П. Кудрявцеву, А.А. Медведева, Н.Н. Богославца, И.С. Кухмазова, И.Г. Ожерельеву.

Автор признателен ФГУП ЦНИГРИ за предоставленную возможность работать с лицензионным программным комплексом фирмы Esri и сотрудникам ОАО «Рудно-Алтайская экспедиция» в лице Ю.Н. Бузоверова, Л.М. Половниковой, при поддержке которых проводились полевые исследования.

1.1. История геологического изучения Змеиногорского рудного района

Географически Рудный Алтай расположен в пределах восточного Казахстана и Алтайского края РФ, между реками Чарыш и Иртыш. К Рудному Алтаю относятся Убинский, Колыванский, Калбинский хребты и отроги хребтов Тигирецкого, Ивановского, Ульбинского, Холзун (высота 1200-2000 м). К западу, они постепенно снижаются, приобретая характер низкогорья (Нехорошев, 1958, Кудрявцева и др., 2012 г).

Изученность территории Рудного Алтая и выделенного в его пределах Змеиногорского рудного района в целом достаточно высока. Некоторые участки в составе старых горнорудных районов были известны с XVIII-XIX столетий, имеют богатую историю геологического изучения. Они подробно описаны в опубликованной и фондовой литературе. В то же время, Березовогорское рудное поле исследовано недостаточно.

Первые сводные работы по геологическому строению Алтая появились в середине-конце XIX века. Следует отметить труды П.А. Чихачева, Г.Е. Щуровского, Б. Коты, а также интересные работы И.И. Билля, Г.Г. Петца и Г.И. Танфильева, которые в настоящее время представляют лишь исторический интерес. Систематические геологические исследования начались в двадцатые годы XX века. В это время появляются многочисленные работы В.П. Нехорошева, посвященные стратиграфии, тектонике и металлогении Алтая.

В 1949 г. были начаты планомерные региональные *геологосъемочные исследования* северо-западной части Рудного Алтая, нашедшие отражение в отчетах ВАГТа и геологосъемочных партий Рудно-Алтайской экспедиции ЗСГУ (К.Я. Михайлов, 1955; Г.И. Полтораков, 1961, 1963; В.М. Чеботарев, 1961-1966; В.И. Сереткин, 1974). В период с 1955 по 1975 год Змеиногорский рудный район был полностью покрыт геологической съемкой масштаба 1:50 000, сопровождавшейся общими поисками. При поисках и съемке широко применялись горные и буровые работы.

Прогнозно-металлогенические исследования охватывали в основном девонские вулканогенно-осадочные образования исследуемого района, что обусловлено приуроченностью к ним полиметаллического оруденения. В 1960-63 гг. геологами Рудно-Алтайской экспедиции составлена прогнозная карта Змеиногорского рудного района в масштабе 1:200 000 (Г.И. Полтораков, 1963). Создана классификация рудных формаций и промышленных типов руд, обоснована связь промышленных типов полиметаллических руд с гранитоидами змеиногорского интрузивного комплекса, определена ведущая роль

структурно-литологических факторов в распределении полиметаллического оруденения. В 1968-1976 годах сотрудниками ЦНИГРИ в пределах Российской и Казахстанской частей Рудного Алтая коллективом авторов под руководством Д.И. Горжевского (Е.И. Филатов, И.П. Пугачева, И.В. Крейтер и др., 1976) проводились работы по созданию прогнозно-металлогенических карт Змеиногорского рудного района в масштабе 1:50 000. При этом были детализированы схемы стратиграфии и магматизма; уточнены стратиграфические уровни локализации полиметаллического оруденения, предложена методика выявления полиметаллических месторождений. В 1976 году было изучено тектоническое строение фундамента южной части Кулундинской впадины; выделены, оконтурены и описаны различающиеся в металлогеническом отношении структурно-формационной зоны. В 1983-1988 годах тематической партией КТЭ ПГО «Запсибгеология» составлен комплект прогнозно-металлогенических карт Рудного Алтая масштаба 1:200 000 на листах М-44-IV, X, XI. Дана перспективная оценка северо-запада Рудного Алтая на полиметаллическое оруденение.

В результате детальных исследований месторождений северо-западной части Рудного Алтая, проведенных Э.Г. Дистановым, Г.Г. Королевым, В.М. Чекалиным, И.В. Гаськовым, А.П. Беляевым, А.Ф. Черных, А.Г. Кузнецовым, Е.И. Филатовым, В.В. Кузнецовым, И.В. Крейтер, И.П. Пугачевой, Н.Г. Кудрявцевой, Л.К. Филатовой, Т.Г. Колдаевой и др. в 80-90-х годах 20 века, доказана генетическая связь полиметаллического оруденения с вулканизмом.

В 1990-2000 гг. региональной партией ОАО «Рудно-Алтайская экспедиция» под руководством О.В. Мурзина и В.М.Чекалина проводились работы по составлению Госгеолкарты-200 второго листов М-44-X, XI, сопровождавшиеся ГДП-200 и геохимическим опробованием.

В период с 1960 года по настоящее время Рудно-Алтайская экспедиция, а вдоль границы с Республикой Казахстан – Березовская экспедиция ВКГУ, занимались планомерным проведением *поисковых и разведочных работ*. Выполнен большой объем горных и буровых работ, опоискован ряд площадей, перспективных на полиметаллы, железо, а в последние годы - на золото и уголь. Разведаны и утверждены в ГКЗ запасы по Майскому, Тушканихинскому, Среднему, Зареченскому, Корбалихинскому и другим месторождениям полиметаллических руд, было значительно уточнено и детализировано (в том числе и на глубину) геологическое строение территории.

Геохимические поиски по первичным, вторичным ореолам рассеяния и гидрохимические поиски сопровождали все геологосъемочные работы масштаба 1:50 000 начиная с 1956 года и все поисковые работы, начиная с 1968 года. Общим недостатком работ является сокращенное количество (5-8) анализируемых элементов. В период с 1969 по 2000

годы Рудно-Алтайской экспедицией проводились целенаправленные геохимические поиски полиметаллического оруденения по первичным и вторичным ореолам в комплексе с геофизическими методами. В результате выполненных работ составлены геохимические основы и прогнозные карты масштабов 1:200 000 и 1:50 000, использованные ПГО «Запсибгеология» при составлении окончательного варианта прогнозных карт северо-западной части Рудного Алтая.

С 1950 года Горно-Алтайской экспедицией СГТ; Каменской, Центральной, Алтайской геофизическими экспедициями ЗСГУ проводились систематические геофизические съемки (магнитометрия, гравиметрия, электроразведка) в масштабах 1:200 000 и 1:50 000; детальные геофизические работы с целью поисков полиметаллических руд масштабов 1:25 000–1:2000, а также работы по определению физических свойств горных пород. Этот материал обобщен в ряде трудов Белаша В.А., Бондаренко Л.П., Кочеткова И.А., Ковалева А.А., Фатина В.И. и др.

В 1983 г. ФГУП ЦНИГРИ, под редакцией Е. И. Филатова, был выпущен прогнозно-поисковый комплекс (ППК) (Филатов, 1983), который учитывал необходимость выделения прогнозно-металлогенических категорий разного ранга: металлогенических зон, рудных районов, потенциальных рудных полей, перспективных участков (месторождений).

С 2009 по 2012 гг. ФГУП «ЦНИГРИ» были проведены «Опережающие геолого-геофизические работы для переоценки перспектив полиметаллического оруденения Рудного Алтая (Алтайский край) с целью разработки основы для создания ведущего в Российской Федерации центра по добыче свинца и цинка». Работы осуществлялись ФГУП ЦНИГРИ совместно с субподрядными организациями: ГОУ ВПО «Томский политехнический университет», НПП «Геологоразведка», ГФУП «ВНИИГеофизика», ФГУП СНИИГГиМС, ФГУП «ИМГРЭ», ФГУП «ВСЕГЕИ» и ОАО «РАЭ», по результатам которых был выделен ряд перспективных площадей на полиметаллическое оруденение, оценены и апробированы прогнозные ресурсы категории P_3 для ряда площадей, в том числе в пределах Змеиногорского рудного района. В настоящее время, проводится оценка данных перспективных площадей и локализация в пределах их прогнозных ресурсов меди, свинца и цинка (Вересухинско-Комиссаровская площадь, Змеиногорско-Березовогорская площадь, Новокузнецовская площадь), в которых автор диссертации принимает непосредственное участие.

1.2. Этапы формирования структур Рудного Алтая и положение Змеиногорского рудного района в региональных структурах

По особенностям тектонического строения, истории развития и металлогении Рудноалтайская структурно-формационная зона (СФЗ) входит в состав восточной краевой системы (система Юго-Западного Алтая), образующей, совместно с западной краевой системой (Иртышско-Зайсанская система) Зайсанскую герцинскую складчатую область (структуру Большого Алтая) (Овчинников и др. 1973; Филатов и др., 1975; Филатов, 1986; Щерба и др., 2000; Кудрявцева, 2001; Кудрявцева и др., 2011), расположенную между каледонидами Алтае-Саянской области на востоке и Чингиз-Тарбогатайской – на западе (рис. 1.1).

Помимо Рудноалтайский, восточная краевая система включает в себя также: Южно-Алтайскую (или Белоубинско-Маймырскую), Холзуно-Сарымсактинскую, Коргонскую (на востоке) и Иртышскую (на западе) СФЗ. Система Юго-Западного Алтая развивалась на пассивной окраине Алтае-Саянского палеоконтинента, структурно-формационные комплексы которого, представлены кремнисто-терригенными и карбонатно-терригенными шельфовыми формациями венд-раннепалеозойского – силурийского возраста, пронизанными позднекаледонскими гранитоидами, т.е. эта территория (Кудрявцева и др., 2011) уже в начале девона сформировалась на коре континентального типа. Анализ особенностей развития структур и строения латерально-вертикальных рядов геологических формаций позволили выделить три основных этапа формирования складчатой системы Юго-Западного Алтая. Первый этап охватывает промежуток времени от раннего девона до франского века и обусловлен процессами континентального рифтогенеза (Кудрявцева, 2001; Кудрявцева и др., 2012). Второй этап – от фаменского века до раннего карбона (серпуховский ярус), соответствует обстановкам, сопоставимым с островодужными. При этом латеральный ряд последовательно образующихся структур первого этапа развивается с востока на запад, а второго – с запада на восток. Третьим, завершающим формирование системы, является этап коллизии Сибирского и Казахского континентов в период средний карбон – ранний триас. С конца коллизионного этапа и по настоящее время отмечается спокойный период стабилизации с преобладанием глыбовой тектоники, эрозией и денудацией воздымающихся структур, и накоплением континентальных отложений во впадинах.

Рифтогенный этап начинался с формирования Коргонского (ранний девон) и Холзунско-Сарымсактинского (эмс) рифтогенов, завершающих свое развитие практически одновременно в раннем живете. К западу от Холзунско-Сарымсактинской и Коргонской зон

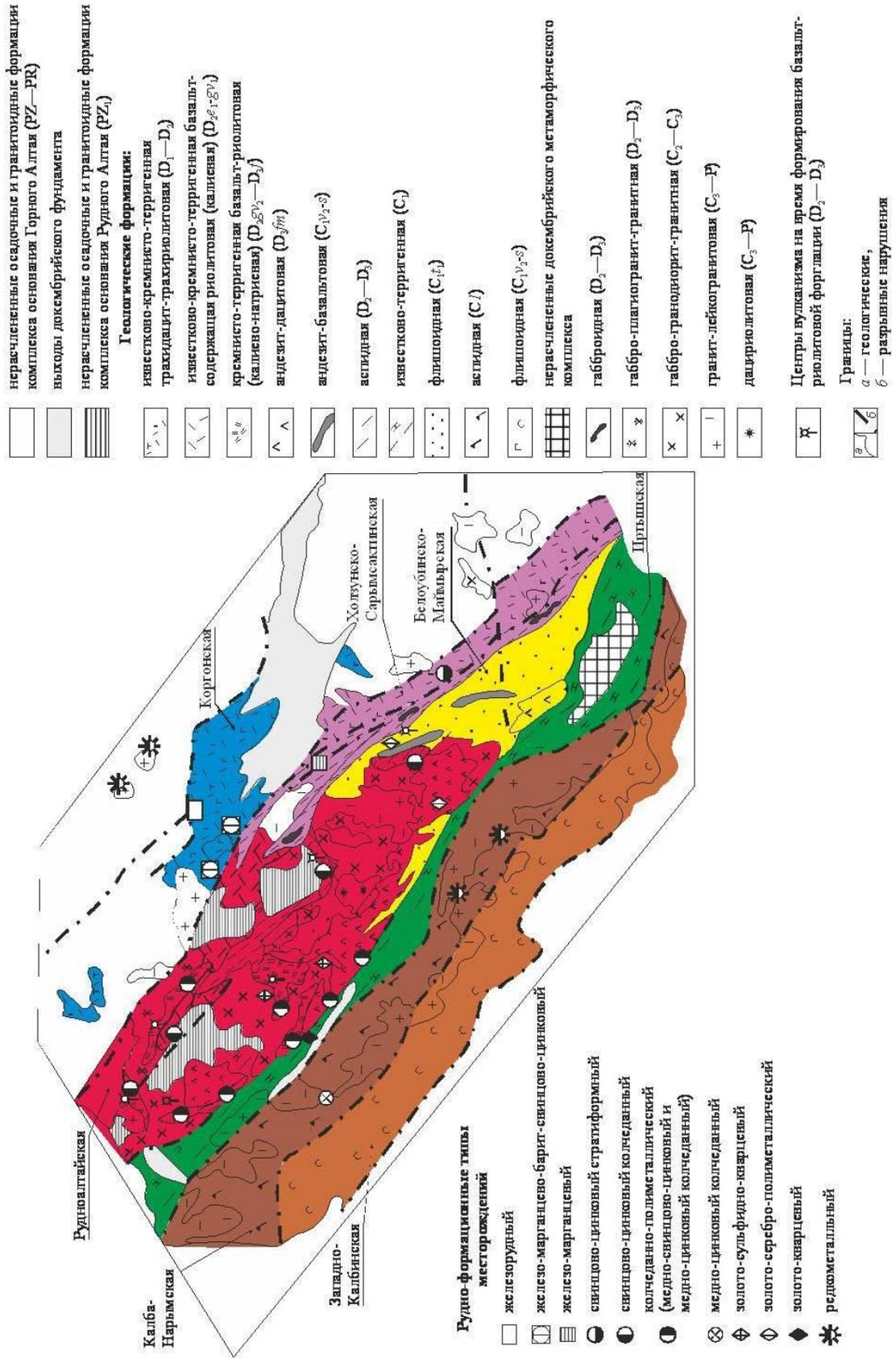


Рисунок 1.1. Структурно-формационная схема складчатой системы Юго-Западного Алтая (Кудрявцева и др., 2012)

располагается Рудноалтайская СФЗ (эмс-фран), подразделяющаяся с востока на запад на Синюшинскую (Лениногорско-Зыряновскую), Быструшинскую и Алейскую подзоны. Синюшинской, Быструшинской и Алейской подзонам отвечают одноименные рифтогенные прогибы. Завершается этап внедрением гипабиссальных и гиповулканических образований габбро-долеритовой формации позднедевонского возраста, приуроченных к системе глубинных разломов. По составу это габбро-долериты, долериты, относящиеся к натриево-калиевой серии) (Кудрявцева, 2001; Кудрявцева и др., 2011).

Становление структур фамен-раннекаменноугольного этапа отвечает модели формирования активных окраин с островодужным режимом развития. В течение позднего девона ареал проявления вулканизма в северо-западной части Рудноалтайской зоны заметно расширился. Развитие его происходит в антидромной последовательности (от андезит-дацитовой к андезит-базальтовой формации) (Кудрявцева и др., 2012). Цепи вулканических островов разделяли прогибы междуговых бассейнов, выполненные отложениями терригенно-карбонатных и флишоидных формаций.

В начале коллизионного этапа были сформированы две формации: в раннюю стадию (средний–верхний карбон) – габбро-гранодиорит-гранитная, а в позднюю (верхний карбон–пермь) – гранит-лейкогранитовая. К габбро-гранодиорит-гранитной формации относятся массивы, состоящие из пестрых по составу пород от габбро до гранитов с широким развитием гибридных пород (гранодиоритов, диоритов, монцодиоритов, сиенитов, диоритов). На всем протяжении этого этапа, вплоть до начала триаса, проходил процесс общей коллизии Европейского, Казахстанского и Сибирского континентов. Океаны закрывались, возникали складчато-покровные сооружения (Кудрявцева, 2001; Кудрявцева и др., 2012).

Северо-западная часть Рудного Алтая, включающая Золотушинский, Змеиногорский и Рубцовский рудные районы, соответствует структурно-формационным подзонам (СФП): Алейской и Быструшинской (Горжевский и др. 1960; Кудрявцева и др., 2012).

Быструшинский прогиб при ширине 10-20 км протягивается с северо-запада на юго-восток более чем на 100 км. В этом же направлении отмечается его погружение и увеличение мощности выполняющих его отложений с 3-4 км до 4-6 км. Прогиб характеризуется ассиметричным строением, которое выражено в пологом падении юго-западного крыла и более крутым – северо-восточного крыла. Он разбит серией разнонаправленных разломов и имеет блоковую структуру, а также осложнен антиклинальными и синклинальными складками более высоких порядков.

Анализ обстановок локализации разноранговых объектов показывает (Щерба, 1977, 1983; Яковлев, 1972, 1984) что в металлогенических зонах рудноалтайского типа рудные

районы эквивалентны структурно-формационным блокам, которые представляют собой крупные вулкано-тектонические депрессии, выполненные отложениями одной рудоносной формации. На примере металлогенических зон Рудного Алтая показано, что среди них выделяются краевые и внутренние депрессии. Размеры рудных районов с месторождением рудноалтайского типа составляют: длина (L) – 40—100 км, ширина (M) – 10—30 км, размах по вертикали (H) — 0,3—1,5 км, площадь выхода на поверхность (S) – 400—1500 км². Рудные районы соответствуют крупным вулкано-плутоническим депрессиям, которые выполнены одной из рудоносных (базальт-риолитовой или базальтсодержащей риолитовой формаций), а также подрудными (подстилающими) и надрудными (перекрывающими) образованиями. Подстилающие породы представлены комплексом основания, сложенным породами известково-терригенной формации нижнего палеозоя, а перекрывающие — породами флишоидной вулканогенно-терригенной риолит-дацит-андезитовой формации верхнего девона (Кузнецов и др., 2011).

В пределах Быструшинского прогиба располагается Змеиногорский рудный район (рис. 1.2), который занимает полосу северо-западного направления шириной до 15 и длиной 80 км. На северо-востоке он отделяется от СФЗ Горного Алтая Северо-Восточной зоной смятия, на юго-востоке ограничивается ядерной частью Алейского поднятия, которое пересекается Отрадининско-Верхнеалейским разломом (Центральная зона смятия). На северо-западе, от Золотушинского и Рубцовского рудных районов, принадлежащих Алейской подзоне, Змеиногорский рудный район отделен Никольским поднятием додевонского фундамента. На юго-востоке граница с сопредельными структурами Лениногорского района проходит по Опалихинскому поднятию Быструшинского прогиба (Кудрявцева и др., 2012).

Рудные поля рудноалтайского типа соответствуют прогибам (Авдонин, 1995, 1998; Филатов и др. 1999; Кузнецов и др. 2014). В сложнопостроенных вулкано-тектонических депрессиях, контролирующих рудные районы, они занимают различное положение по отношению к поднятиям, имеющим вид вулканических построек кремнекислых вулканитов. Выделяется три типа прогибов: межвулканические, надвулканические и склоновые. Они отличаются друг от друга морфологией, размерами и составом выполняющих их отложений.

Внутренняя их структура осложнена небольшими экстрозивными и лавовыми куполами; потоками, сопряженными с ними мелкими некомпенсированными впадинами, заполненными промежуточными, удаленными, нередко кремнистыми фациями, отвечающими месторождениям. Впадины, вмещающие месторождения занимают надкупольное, склоновое либо надвулканическое положение, в том числе на бортах рифогенных построек. Различаются дистальные и проксимальные залежи в зависимости от наличия или отсутствия зоны подводящего канала (Кузнецов и др., 2014).

По ареалам развития рудоносных вулканогенных формаций в рудном районе выделены 9 рудных полей (рис.1.2), с расстояниями между ними в 10-15 км (с СЗ на ЮВ): Березовогорское (наименее изученное), Корбалихинское, Змеиногорское, Кандидатское, Зайцевское, Комиссаровское, Лазурское, Белоглинское, Семеновское, в каждом из которых от одного до нескольких месторождений и многочисленные рудопроявления колчеданно-полиметаллического типа (Кузнецов и др., 2014). Руды известных месторождений относятся к колчеданно-полиметаллической и полиметаллической формациям (Корбалихинское, Лазурское, Змеиногорское, Зареченское, Среднее, Семеновское, Масляное месторождения). Промышленное оруденение локализуется преимущественно на двух основных стратиграфических уровнях эмс-эйфельском (мельничная свита) (Змеиногорское, Зареченское, Среднее, Семеновское, Майское месторождения) и позднеживетско-раннефранском (каменевская свита) (Корбалихинское, Лазурское, Пихтовское, Масляное месторождения) при преимущественной концентрации на верхнем уровне – 62% всех разведанных балансовых запасов руды и 70% суммы металлов и нижнем – 32 и 25%, соответственно.

1.3. Особенности строения Змеиногорского рудного района

В строении Змеиногорского рудного района участвуют образования девонско-каменноугольного структурного этажа. Также выделен ряд вулканотектонических структур, которые имеют самостоятельное значение: Рассыпушинский, Караульный, Буточный, Садовушинский, Ключевской палеовулканы и Маячная и другие вулканотектонические депрессии.

Змеиногорский рудный район сложен вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами кислого, среднего и основного составов. Преобладают продукты кислого вулканизма калиевого и калиево-натриевого профиля. Широко развиты экструзивные и субвулканические тела риолитов, лавы, потоки риолитов, пирокластические разности пород (туфы, туффиты, тефроиды). Осадочные породы представлены известковистыми, кремнистыми алевролитами, реже песчаниками, известняками с примесью туфогенного материала (Филатов и др., 1981).

Вулканогенно-осадочные породы по составу, возрасту и соотношению вулканогенной и осадочной составляющих относятся к формации, соответствующей нижнему из двух циклов вулканизма, - эмс-эйфель-раннеживетскому, - калиевой базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной.

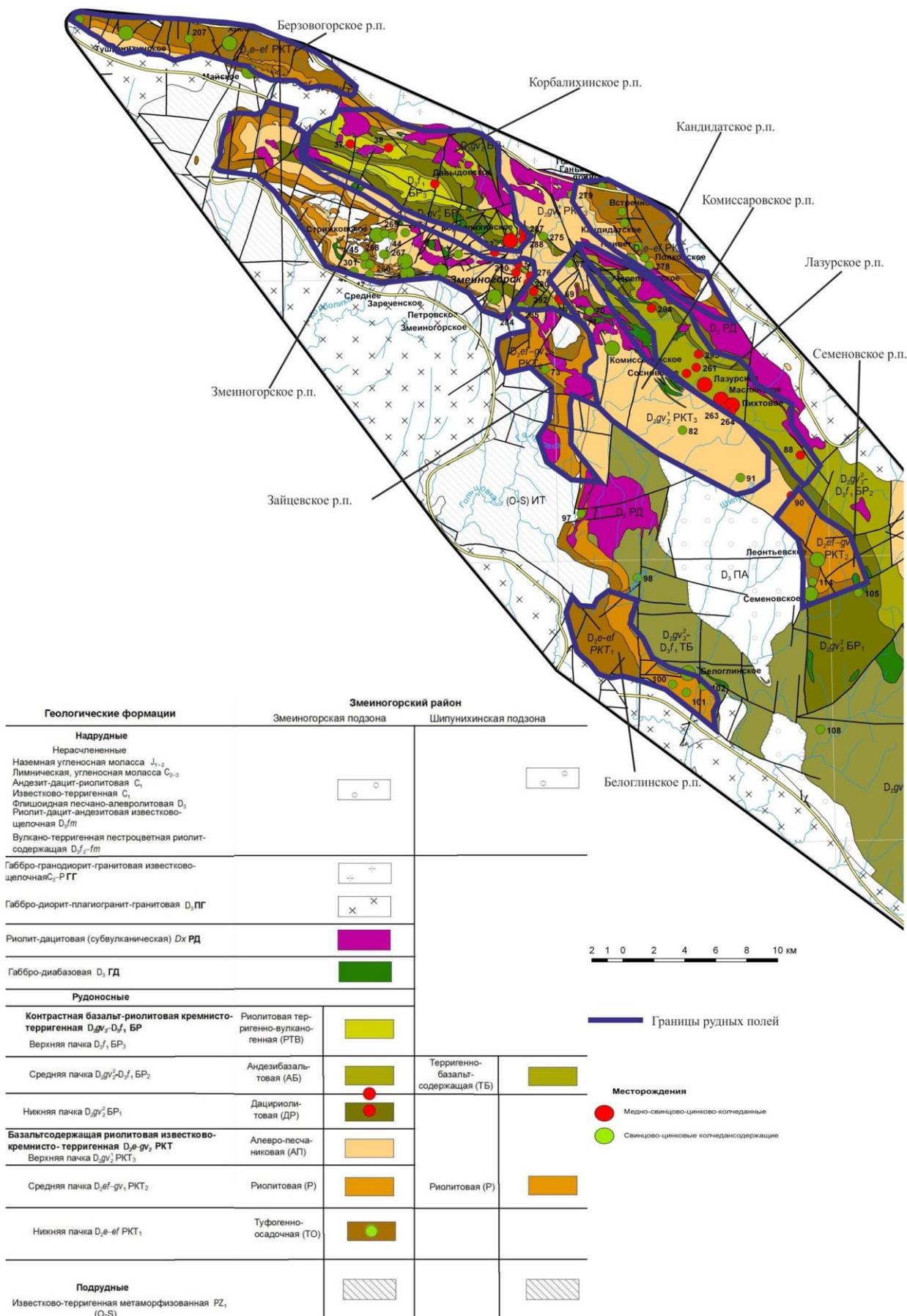


Рисунок 1.2. Структурно-формационная схема Змеиногорского рудного района (Кудрявцева и др., 2011 г)

В рудном районе в основании разреза залегают породы карбонатно-терригенной формации раннего палеозоя (O-S), метаморфизованные до амфиболитовой фации. Перекрывает рудоносные комплексы островодужная терригенно-вулканогенная андезитацитовая формация позднедевонского возраста (D_{3fm}) (Кузнецов и др., 2014).

Структурно-формационное строение Змеиногорского рудного района приведено на основе анализа материалов предыдущих исследований (Фоминых А.Ф., Сорокин Б.В., Пугачева И.П., Филатов Е.И., Чекалин В.М., Доронин А.Я., Мурзин О.В.), в результате чего были приняты стратиграфические подразделения, приведенные на Государственной геологической карте масштаба 1:200 000 (Гутак и др., 2000, Мурзин, 2000; Мурзин и др., 2000), с некоторыми изменениями автора. Согласно этому ниже показана краткая характеристика стратиграфии исследуемого района (рис. 1.3).

Ордовик-силурийская система

Корбалихинская толща (O-S?kr)

Отложения, отвечающие данной толще, отмечаются в виде останцов среди гранитоидов Алейского плутона и протягиваются полосами по северо-восточному и юго-западному крыльям Алейского поднятия. Толща сложена метапесчаниками, метаалевролитами, сланцами кварц-серицит-хлоритовыми, эпидот-кварцевыми, кварц-хлоритовыми, кварц-эпидот-хлоритовыми, кварц-карбонатными и др., редко отмечаются конгломераты и мраморы.

Общая мощность отложений составляет более 5000 м. По совокупности данных возраст определён в пределах ордовик–силур. Породы корбалихинской толщи являются подрудными по отношению к средне–верхнедевонскому рудовмещающему разрезу.

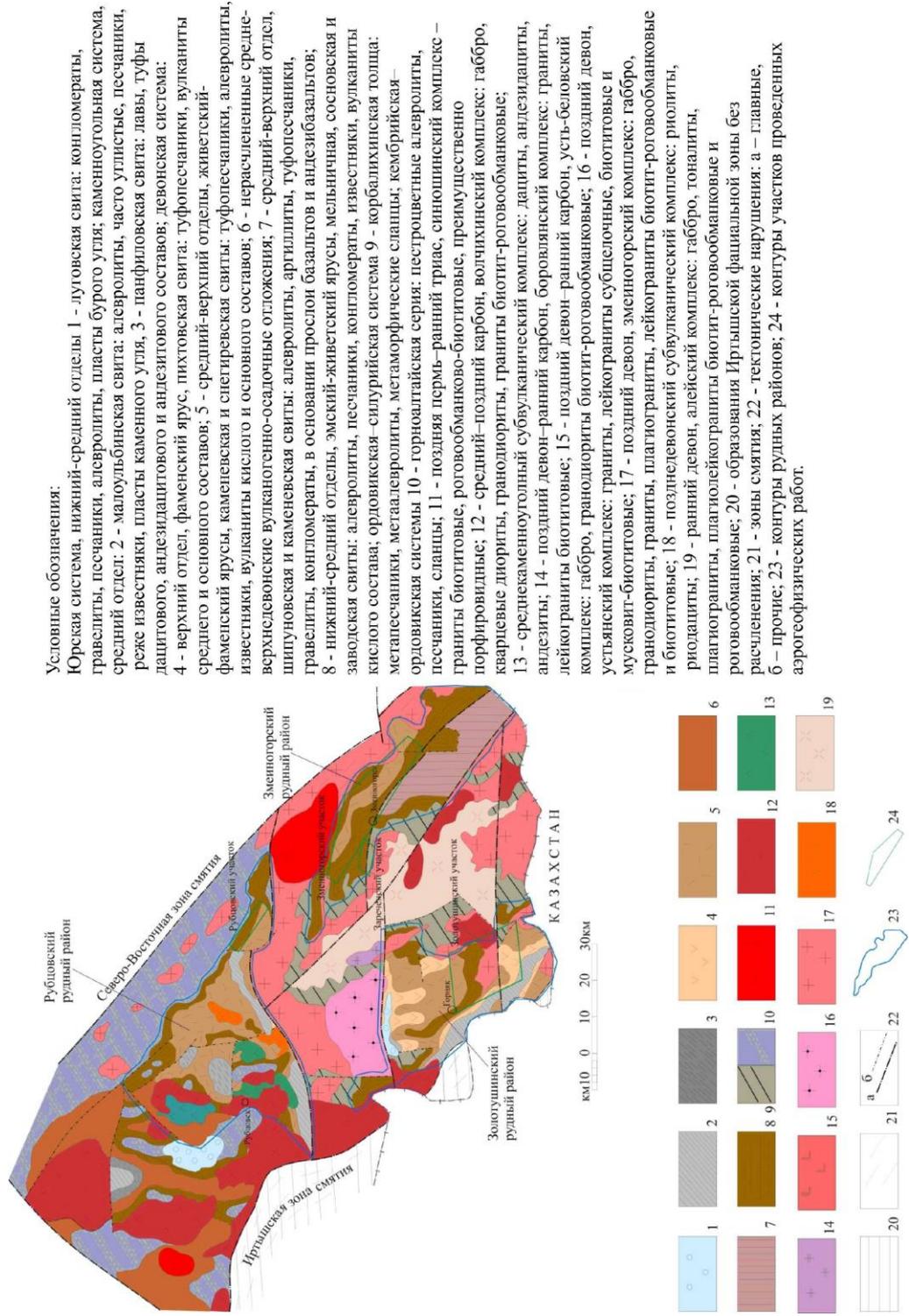
Девонская система, нижний средний отделы, эмский-эйфельский ярусы

Девонские отложения представлены мельничной, сосновской, заводской, давыдовской и каменевской свитами, которые являются рудовмещающими на месторождениях рудноалтайского типа Змеиногорского рудного района (рис. 1.4).

Выделяются снизу-вверх:

Мельничная свита (D_{2m1})

Отложения мельничной свиты структурно приурочены к крыльям Змеиногорско-Быструшинского прогиба и ядрам антиклинальных складок более высоких порядков в их пределах. Они трансгрессивно с несогласием и базальными конгломератами в основании залегают на породах корбалихинской зеленосланцевой толщи и согласно перекрываются кислыми вулканитами сосновской свиты. Большая часть объема мельничной свиты сложена



Условные обозначения:

Юрская система, нижний-средний отделы 1 - луговая свита; конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, пласты бурого угля; каменноугольная система, средний отдел: 2 - малоульбинская свита; алевролиты, часто углистые, песчаники, реже известняки, пласты каменного угля, 3 - панфиловская свита; лавы, туфы лацитового, андезидатового и андезитового составов; девонская система: 4 - верхний отдел, фаменский ярус, пихтовская свита; туфопесчаники, вулканиты среднего и основного составов; 5 - средний-верхний отделы, живецкий-фаменский ярусы, каменевская и снегиревская свиты; туфопесчаники, алевролиты, известняки, вулканиты кислого и основного составов; 6 - нерасчлененные средне-верхнедевонские вулканогенно-осадочные отложения; 7 - средний-верхний отдел, шипуновская и каменевская свиты; алевролиты, аргиллиты, туфопесчаники, гравелиты, конгломераты, в основании прослой базальтов и андезиталязов; 8 - нижний-средний отделы, эмский-живецкий ярусы, мельничная, сосновская и заволжская свиты; алевролиты, песчаники, конгломераты, известняки, вулканиты кислого состава; ордовикская-силурийская система 9 - корбалихинская толща: метапесчаники, метаалевролиты, метаморфические сланцы; кембрийская - ордовикская системы 10 - горноалтайская серия: пестроцветные алевролиты, песчаники, сланцы; 11 - поздняя пермь-ранний триас, синюшинский комплекс - граниты биотитовые, роговообманково-биотитовые, преимущественно порфириновые; 12 - средний-поздний карбон, волчинский комплекс: габбро, кварцевые диориты, гранодиориты, граниты биотит-роговообманковые; 13 - среднекаменноугольный субвулканический комплекс: дациты, андезидалиты, андезиты; 14 - поздний девон-ранний карбон, боровлянский комплекс: граниты, лейкограниты биотитовые; 15 - поздний девон-ранний карбон, усть-беловский комплекс: габбро, гранодиориты биотит-роговообманковые; 16 - поздний девон, мусковит-биотитовые; 17 - поздний девон, зменногорский комплекс: габбро, гранодиориты, граниты, лейкограниты, лейкограниты биотит-роговообманковые и биотитовые; 18 - позднедевонский субвулканический комплекс: риолиты, риодациты; 19 - ранний девон, алейский комплекс: габбро, тоналиты, платиограниты, платиолейкограниты биотит-роговообманковые и роговообманковые; 20 - образование Иртышской фациальной зоны без расчленения; 21 - зоны смятия; 22 - тектонические нарушения: а - главные, б - прочие; 23 - контуры рудных районов; 24 - контуры участков проведенных аэрогеофизических работ.

Рисунок 1.3. Схематическая геологическая карта докайнозойских образований северо-западной части Рудного Алтая (Мурзин и др., 2000)

Формации Субформации Свиты

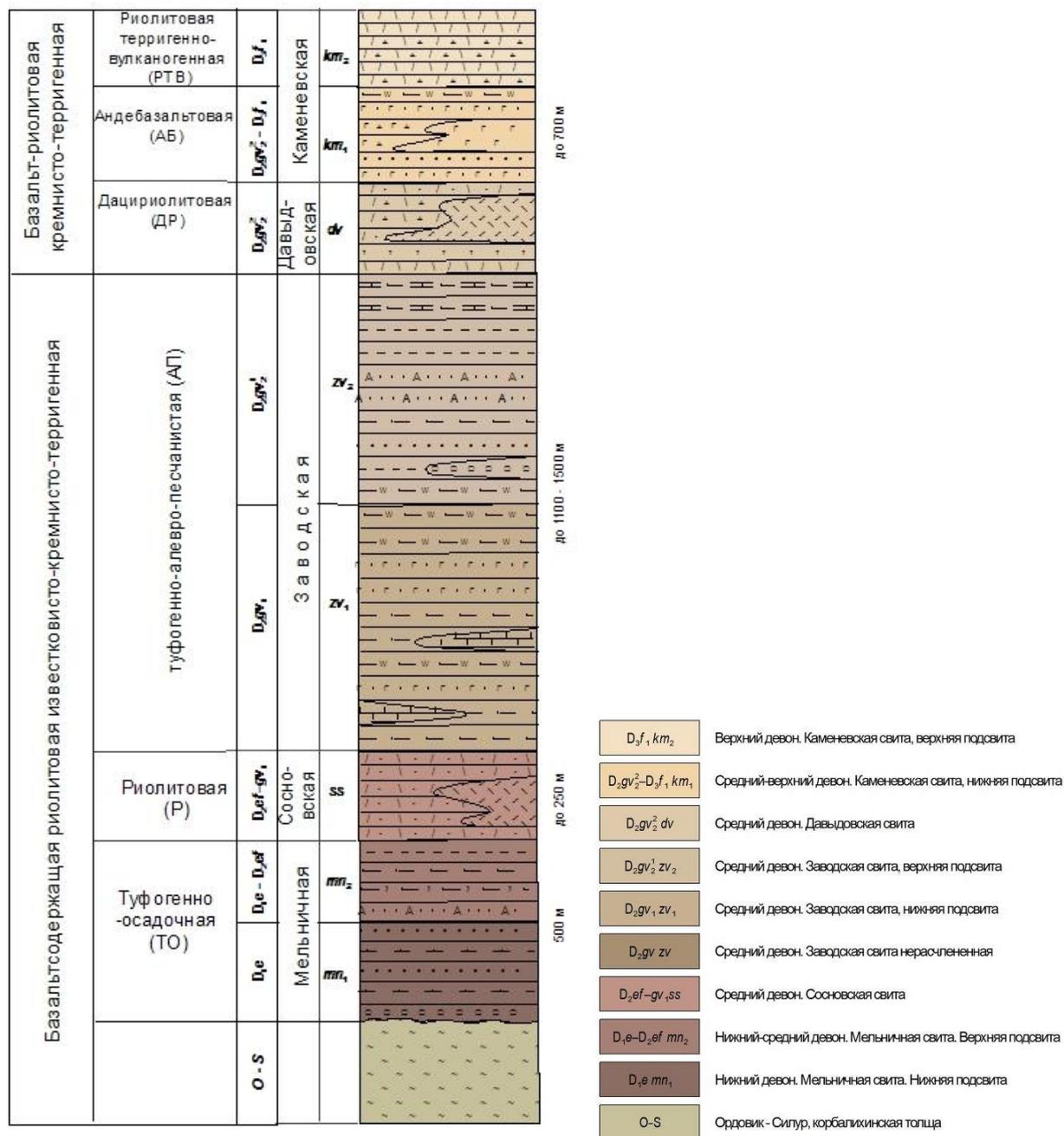


Рисунок 1.4. Стратиграфическое и формационное расчленение девонских отложений Змеиногорского рудного района

тонкообломочными осадочными породами: алевритами, часто известковистыми, содержащими пачки песчаников и отдельные линзы известняков, а вблизи основания гравелитов и конгломератов.

Вулканические породы представлены преимущественно пирокластическими образованиями риолитового состава, приуроченными к средней части свиты. По особенностям литологического состава образования свиты подразделяются на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Общая мощность мельничной свиты оценивается примерно 500 м. Эмс–эйфельский возраст отложений свиты определен по многочисленным палеонтологическим остаткам.

Живетский ярус

Сосновская свита (D_{2ss})

Отложения сосновской свиты наращивают разрез девонских образований и слагают крылья антиклиналей и синклиналей высших порядков в пределах Змеиногорско-Быструшинского прогиба. Свита сложена зеленовато - и буровато-серыми лавами, лавобрекчиями, игнимбритами, туфами, тефроидами риолитов, риодацитов, редко базальтов и андезибазальтов, содержит линзы и прослои алевролитов, аргиллитов известковистых и кремнистых, туфопесчаников, песчаников. Мощность свиты достигает 250 м. Раннеживетский возраст определяется по положению в разрезе Змеиногорского рудного района.

Заводская свита (D_{2zv})

Свита сложена темно-серыми, серыми алевролитами, аргиллитами, известняками, участками окремненными, содержит прослои песчаников, туфопесчаников, тефроидов, риолитов, линзы известняков, туфоконгломератов и гравелитов. Она согласно залегает на отложениях сосновской свиты и без перерыва перекрывается кислыми вулканитами давидовской свиты. Мощность колеблется от 80 до 1500 м. Комплекс окаменелостей позволяет отнести свиту к живетскому ярусу среднего девона.

Давыдовская свита (D_{2dv})

Свита сложена зеленовато-серыми лавами, лавобрекчиями, туфами, тефроидами риолитов и риодацитов, с линзами и прослоями туфопесчаников, туфоконгломератов, алевролитов. Значительным распространением среди лав пользуются игнимбриты кислого состава. На подстилающих отложениях заводской свиты залегают согласно и без видимого перерыва породы каменевской свитой. Мощность 100-350 м.

Позднеживетский возраст устанавливается по положению ее в разрезе Змеиногорского рудного района.

Средний - верхний отделы, живетский - франский ярусы

Каменевская свита (D_{2-3ktn})

В структурном отношении породы свиты приурочены к ядерным частям и крыльям синклинальных структур высших порядков, осложняющих Змеиногорско-Быструшинский прогиб. Отложения согласно залегают на подстилающих кислых породах давидовской свиты и представлены алевролитами, переслаиванием зеленовато-серых и серо-зеленых

алевролитов, туфопесчаников и туфогравелитов, кислых и основных туфов и эффузивов с редкими линзами гравелитов, рифогенными известняками.

По особенностям литологического состава, свита подразделяется на две подсвиты. Мощность свиты достигает 500 м. Позднеживетский–франский возраст надежно определен по многочисленным находкам макрофауны и конодонтов.

Верхнедевонские отложения алейской свиты являются надрудными образованиями по отношению к рудовмещающему разрезу.

Верхний отдел, франский - фаменский ярусы

Алейская свита (D_{3al})

Отложения свиты представлены переслаиванием серо-зеленых конгломератов, гравелитов, песчаников, туфопесчаников, тефроидов риолитов, алевролитов, аргиллитов. Наличие палеонтологических остатков, позволяет датировать возраст пород свиты как позднефранский – фаменский.

Интрузивные образования

Интрузивные образования Змеиногорского рудного представлены риолит-дацитовый субвулканической (D₂₋₃) и габбро-диабазовой (D₃) габбро-диорит-плагиогранит-гранитовой (D₃-C₁), габбро-гранодиорит-гранитовой известково-щелочной (C₃-P) интрузивными формациями (Чернов и др., 1957; Кузубный, 1975).

Риолит-дацитовая (субвулканическая) D₂₋₃.

Субвулканические интрузивные тела этой формации образуют штоко-, дайко-, воронкообразные тела.

Среднедевонские субвулканические образования и среднедевонские лавы и туфы, формировались, по-видимому, синхронно и, вероятно, являются субэкструзивными и эффузивными аналогами среднедевонских интрузивных образований.

Субвулканические породы образуют тела типа лакколлитов и дайки, вытянутые в субширотном и северо-западном направлениях. Размеры их от 0,5-2 до 20 км².

Возраст субвулканических образований определяется генетической связью их со среднедевонским вулканизмом и сходством по внешнему облику и петрографическим особенностям с эффузивными породами среднедевонского возраста. Кроме того, субвулканические риолиты и кварцевые альбитофиры аналогичны субвулканическим образованиям Новокузнецовского субвулкана, субвулканические образования которого прорывают эффузивно-осадочные отложения среднего девона и, в свою очередь, прорываются и метаморфизируются гранитами змеиногорского комплекса (Крейтер и др.,

1983). Породы субвулканических образований содержатся в гальках внутриформационных конгломератов среднего девона (Пугачева и др., 1981).

Габбро-долеритовая формация (D₃).

Формация широко распространена в Змеиногорском рудном районе. Она слагает ряд массивов в центральной и юго-западной частях площади. Цепочки интрузивных тел образуют две ветви Алейско-Змеиногорского очагового ареала. Массивы слагают мелкие штокообразные тела и выступы скрытых массивов среди вулканогенно-осадочных отложений девона в Змеиногорско-Быструшинском прогибе.

Выделяют четыре фазы внедрения: первая фаза представлена мелко- и среднезернистыми габбро и габбро-норитами, габбро-диоритами, вторая фаза – биотит-роговообманковыми гранодиоритами, третья фаза – гранитами, плагиогранитами, четвертая фаза внедрения представлена биотитовыми лейкогранитами. Габброиды первой фазы слагают небольшие изометричные и слабовытянутые тела среди гранитоидов более поздних фаз внедрения. Интрузивы сложены пространственно тесно ассоциирующими габбро, габбро-норитами, габбро-диоритами.

Габбро-диорит-плагиогранит-гранитовая формация (D₃-C₁).

В формации выделены четыре фазы внедрения. Габброиды первой фазы слагают небольшие изометричные и слабовытянутые тела среди гранитоидов более поздних фаз внедрения. Интрузивы сложены пространственно тесно ассоциирующимися габбро, габбро-норитами, габбро-диоритами.

- первая фаза представлена мелко- и среднезернистыми габбро и габбро-норитами, габбро-диоритами. Габброиды первой фазы слагают небольшие изометричные и слабовытянутые тела среди гранитоидов более поздних фаз внедрения. Интрузивы сложены пространственно тесно ассоциирующимися габбро, габбро-норитами, габбро-диоритами;

- вторая фаза – биотит-роговообманковые гранодиориты, третья фаза – граниты, плагиограниты, реже – нормальные граниты, связанные постепенными переходами; четвертая фаза внедрения представлена биотитовыми лейкогранитами слагающими мелкие массивы.

Габбро-гранодиорит-гранитовая известково-щелочная формация (C₃-P).

Формация представлена породами субвулканической и экструзивно-субвулканической фаций. Породы комплекса образуют несколько фаз внедрения. Габброиды незначительно распространены и слагают несколько мелких тел среди позднедевонских и каменноугольных стратифицированных отложений, а также среди гранитоидов более поздних фаз комплекса. Массивы сопровождаются штоками, дайками, силами долеритов, габбро-долеритов, долерит-порфиров, гранит-порфиров, мелкозернистых гранитов.

В тектоническом отношении территория представляет фрагмент Рудно-Алтайского тектонического блока, ограниченного на западе шовной тектонической структурой северо-западного направления – Иртышской зоной смятия. При этом краевая часть блока была захвачена названной зоной и испытала значительные разрушения, что подтверждается секущим положением зоны к современным структурам блока (Нехорошев, 1966 г).

1.4. Условия локализации полиметаллического оруденения в Змеиногорском рудном районе

Полиметаллическое оруденение является главным по своей промышленной значимости в северо-западной части Рудно-Алтайской металлогенической зоны. Оно характеризуется Cu-Pb-Zn составом без ярко выраженной специализации на какой-либо из этих элементов. Средние соотношения Pb:Zn:Cu в рудах месторождений составляют 1:3:1 (Филатов, 1986), хотя нередко в количественном отношении преобладает свинец. Для колчеданно-полиметаллической минерализации характерна тесная пространственная и генетическая связь с продуктами девонского субаквального вулканизма. Главные рудные минералы это пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, барит (Вейц, 1959). Среди рудных минералов преобладает пирит, его количество в рудах достигает 40—80%. Промышленными элементами являются Zn, Cu, Pb, Cd, Au, Ag, Sc, Se, Te — всего до 12 элементов. По морфологическим данным можно выделить два типа оруденения: а) сульфидное полиметаллическое сплошное и вкрапленное, обычно согласно залегающее с вмещающими породами, и б) прожилково-жильное, штокверковое, занимающее секущее положение по отношению к вмещающим породам (Горжевский, 1957; Овчинников, 1973; Щерба, 1983; Чекалин, 2006).

Рудноалтайские колчеданные месторождения ассоциируют с контрастной базальт-риолитовой кремнисто-терригенной формацией (Горжевский и др., 1977, Пугачева и др., 1981, Кривцов и др., 2002). Рудоносные комплексы северо-западной части Рудного Алтая подразделяются на две формации: базальтсодержащую риолитовую (калиевую) известково-кремнисто-терригенную, с которой связана полиметаллическая (свинцово-цинковая колчеданная) с золотом и серебром рудная формация, и базальт-риолитовую (калиево-натриевую) кремнисто-терригенную, с которой ассоциирует колчеданно-полиметаллическая (медно-свинцово-цинковая колчеданная) рудная формация (Вейц, 1953; Иванкин, 1962; Яковлев, 1979; Попов, 1995; Филатов, 1999; Еремин и др., 2003).

Нижняя, базальтсодержащая риолитовая известково-кремнисто-терригенная формация имеет трехчленное строение: (Кузнецов и др., 2014) (рис. 1.5):

- нижняя субформация – туфогенно-осадочная (алевролиты, песчаники, туфопесчаники, гравелиты, туфы кислого состава, редко лавы риолитов и их лавобрекчии);
- средняя субформация – риолитовая (риолиты и риодациты, их лавобрекчии, туфы кислого состава);
- верхняя субформация – туфогенно-алевро-песчаниковая (алевролиты, часто известковистые, кремнистые, песчаники, гравелиты, прослои туфов кислого состава, туффитов).

Верхняя, базальт-риолитовая кремнисто-терригенная формация также имеет трехчленное строение. Разрез характеризуется следующими субформациями:

- нижняя субформация – дацириолитовая (риолиты, дациты, их лавобрекчии, туфы кислого состава);
- средняя субформация – проявлены породы андезибазальтовой субформации (андезиты, андезибазальты, их лавобрекчии, туфы основного и кислого состава, с прослоями кремнистых алевролитов, песчаников);
- верхняя субформация – риолитовая терригенно-вулканогенная (риолиты, риодациты, лавы, лавобрекчии, тефроиды с прослоями алевролитов, аргиллитов).

Можно отметить следующие основные особенности данных двух рудоносных формаций. Нижняя формация – базальт содержащая риолитовая известково-кремнисто-терригенная (D_{2e-gv_2}) характеризуется преобладанием пород кислого состава ($SiO_2=75\%$) и незначительным (не более 5%) содержанием пород основного состава. Продукты кислого вулканизма относятся к калинатровой серии с преобладанием калия над натрием. Последнее свидетельствует о том, что продукты кислого вулканизма имеют коровое происхождение.

Верхняя формация – базальт-риолитовая кремнисто-терригенная формация ($D_{2gv_2-D_{3f_1}}$) характеризуется примерно равным соотношением пород кислого и основного состава. Породы кислого состава, также как аналогичные породы нижней формации, относятся к калинатровой серии, но содержат примерно равное соотношение калия и натрия. Породы основного состава обладают лейкократовым составом (отвечают лейкобазальтам) и выделяются резким преобладанием натрия над калием. Для данной формации характерна смена во времени продуктов кислого и основного вулканизма (кислый-основной-кислый). Наличие продуктов основного вулканизма свидетельствует о формировании их из более глубинного источника, чем продукты кислого вулканизма.

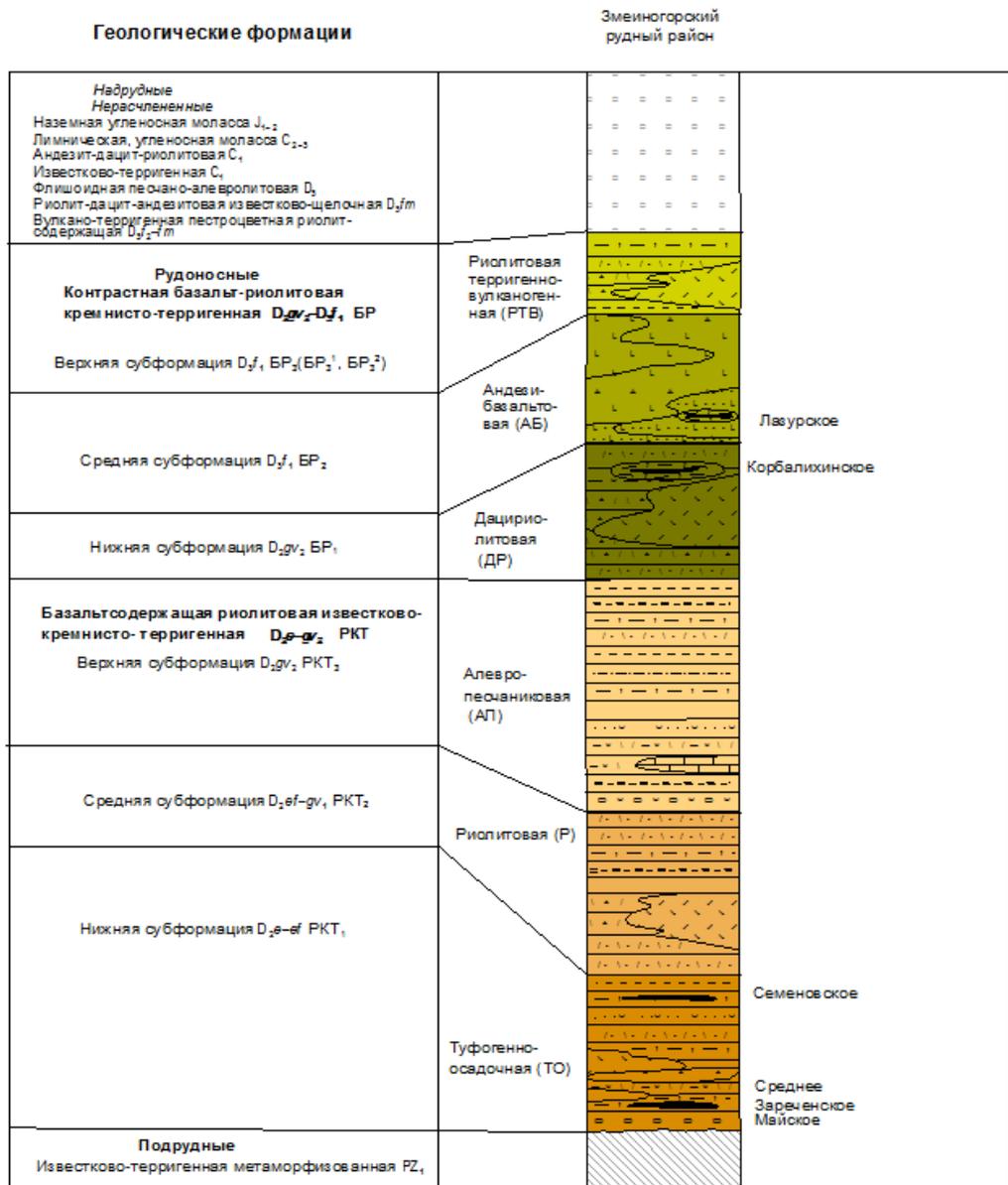


Рисунок 1.5. Схематическая литолого-стратиграфическая колонка рудоносных формаций Змеиногорского рудного района. Условные обозначения согласно рисунку 1.2

Размещение полиметаллического оруденения в Змеиногорском рудном районе (геолого-поисковая модель) контролируется рядом факторов:

- структурный контроль оруденения рудноалтайского типа обусловлен линейным (поясовым) расположением рудных узлов, полей, месторождений в северо-западном направлении. Глубинные разломы и связанные с ними более мелкие нарушения контролируют размещение палеовулканических аппаратов, зон дробления, расланцевания, гидротермально измененных пород и основных рудных объектов, последние располагаются в локальных вулканических впадинах, осложненных экструзивными куполами;
- стратиграфический контроль выражается в приуроченности месторождений к эмско-эйфельскому и франскому стратиграфическим уровням;

- литологический фактор заключается в расположении рудных объектов вблизи контактов существенно осадочных и вулканогенных толщ;
- магматический контроль обусловлен приуроченностью полиметаллического оруденения к девонским субвулканическим комплексам. Образование руд происходило на заключительных этапах контрастного базальт-риолитового вулканизма с маятниковым характером развития, что нашло отображение в составе оруденения: к существенно кислому мельнично-сосновскому комплексу приурочены месторождения преимущественно полиметаллических и золото-серебро-барит-полиметаллических руд;
- морфология рудных тел, как правило, линзо- и пластообразная, иногда отмечаются жилы и прожилки;
- рудные тела сопровождаются метасоматитами выщелачивания, имеющими зональное строение: внутренние части их обычно сложены кварцитами и кварц-серицитовыми породами, промежуточные – кварц-серицит-хлоритовыми, внешние – кварц-серицит-хлорит-карбонатными;
- геохимический контроль оруденения заключается в фиксировании рудных зон, полей, месторождений высокоинтенсивными комплексными геохимическими ореолами Cu, Pb, Zn, Be, Ag, Co, Mo, Sn, Ni, As, Cd, Bi;
- геофизический фактор обусловлен отражением рудных зон и отдельных рудных тел в аномалиях электроразведочных методов (ЕП, ВП, ЕЭП, МЭК, РВП, метод заряда).

Многие специалисты по колчеданным месторождениям отмечают сходство Рудно-Алтайских месторождений с месторождениями типа куроко (Япония) (Смирнов и др., 1968; Дергачев и др., 2004; Дергачев и др., 2008). Они сходны по вещественному составу руд и метасоматитов, сформировались в сходной геодинамической обстановке. Наиболее существенным различием является то, что месторождения типа куроко практически не преобразованы более поздними геологическими процессами.

Месторождения типа Куроко сформировались в пределах Японской энсиалической островной дуги в раннем-среднем миоцене (Промыслова, 2004). Рудные тела представляют собой линзообразные залежи, пространственно связанные с вулcano-купольными структурами и палеодепрессиями. Они залегают среди туфов риолитов и согласно перекрываются вулcano-терригенными и терригенными породами. Эти комплексы, залегающие почти горизонтально, образуют пологие брахиформные складки и с резким несогласием перекрывают метаморфизованный палеозойский фундамент (Ishihara, 1974; Ohomoto, 1983). Вулканиты образуют гомодромную дифференцированную натриевую серию. Рудная минерализация представлена золото-медно-полиметаллической формацией,

известен ряд крупных и большое количество мелких месторождений. Руды медно-колчеданные, а также (несколько более поздние) свинцово-цинковые и баритовые, в ряде случаев подстилаются сплошными залежами гипса.

Другие исследователи относят месторождения Рудного Алтая к отдельному рудноалтайскому типу (Смирнов, 1979; Ручкин и др., 2002; Кривцов и др., 2010). Они отмечают, что месторождения каждого типа имеют некоторые характеристики, сближающие их с месторождениями других типов, что в ряде случаев затрудняет отнесение конкретного объекта к тому или иному геолого-промышленному типу. Так, например, полиметаллические месторождения в осадочно-вулканогенных толщах разделены на два типа: рудноалтайский в связи с вулканогенными породами риолитового ряда и малокавказский в связи с вулканогенными породами андезитового ряда, к которому отнесены и месторождения Куроко.

1.5. Полиметаллические месторождения Змеиногорского рудного района

Рудный Алтай является одним из старейших районов добычи полиметаллов (меди, свинца, цинка), с сопутствующими золотом и серебром, в России. Добыча ведется с различной интенсивностью более 250 лет.

Здесь создана крупная минерально-сырьевая база цветной металлургии. Разведаны и защищены в ГКЗ СССР запасы 8 месторождений полиметаллических руд. В распределенном фонде недр Рудного Алтая балансовые запасы основных полезных компонентов полиметаллических руд составляют 26 602 тыс. т по категориям А+В+С₁. Основная часть месторождений распределенного фонда недр эксплуатируется ОАО «Сибирь-Полиметаллы» (Зареченское, Рубцовское и Корбалихинское) и ОАО «Уралэлектромедь» (Степное)

Компании «Сибирь-Полиметаллы» и ОАО «Уралэлектромедь», начиная 2011 г., увеличили добычу полиметаллической руды. Рост объемов производства был обеспечен увеличением добычи на Рубцовском и Зареченском месторождениях, а также вводом в эксплуатацию Степного месторождения и подготовкой к эксплуатации Корбалихинского месторождения. Обеспеченность добычи запасами является критической, составляя по Степному, Зареченскому и Рубцовскому месторождениям от 6 до 1,5 лет. Даже подготовленное к освоению Корбалихинское месторождение (при проектной добыче 1000 тыс. т руды в год) обеспечено на 22 года. При этом надо учитывать, что запасы руды Центрального участка (глубина отработки 100-300 м) составляют 1/3 запасов. 2/3 сосредоточены в северо-западном участке на глубинах 500-800 м.

Обеспеченность действующих добычных предприятий активными запасами полиметаллических руд является критической. Апробированные к настоящему времени

прогнозные ресурсы категории P_1+P_2 обеспечивают современный уровень добычи только на 3 года, поэтому необходимо разрабатывать новые методы поисков и прогнозирования полиметаллических месторождений региона.

Разработка направлений дальнейших работ определяется результатами прогнозно-металлогенических построений на основе совокупности результатов, полученных в ходе выполнения опережающих геолого-геофизических исследований, показавших высокую перспективность региона на выявление новых объектов. Решение поставленных задач будет способствовать обеспечению горнодобывающей отрасли экономики России минерально-сырьевыми ресурсами и социально-экономическому развитию региона на перспективу.

В Змеиногорском рудном районе находится наибольшее количество известных месторождений российской части Рудного Алтая: Корбалихинское, Зареченское, Среднее, Лазурское, Майское, Масленское, Петровское, Семеновское, Змеиногорское. Однако, несмотря на высокую изученность, именно в пределах его пределов имеются наибольшие перспективы для открытия новых месторождений полиметаллических руд.

Наиболее крупное Корбалихинское месторождение локализуется в одноименном структурно-фациальном блоке и приурочено к небольшой вулканической впадине Рассыпушинской вулканической постройки. Запасы руды утверждены в количестве: $A+B+C_1$ – 23181, C_2 – 1774 тыс. т; среднее содержание: меди – 1,46 %; свинца – 2,01 %, цинка – 9,81 %, серебра – 54,2902 г/т (Беляев и др., 1978; Чекалин, 2006).

Зареченское барит-полиметаллическое месторождение открыто Корбалихинской ГРП в 1958 г., а в 1961 г. была закончена его детальная разведка. Запасы руды утверждены в количестве: $A+B+C_1$ – 850, C_2 – 147 тыс. т; среднее содержание: меди – 1,04 %; свинца – 2,89 %, цинка – 3,91 %, серебра – 399,0270 г/т; при отношении главных компонентов $Pb:Zn:Cu = 1:1,4:0,4$.

На Среднем месторождении геологоразведочные работы проведены в 1951–1959 гг. РАЭ (Корбалихинской ГРП) под руководством В.Д. Велигжаниной и В.П. Дмитриева. Запасы руды утверждены в количестве: – $A+B+C_1$ – 6985, C_2 – 1950 тыс. т; среднее содержание: меди – 0,59 %, свинца – 2,68 %, цинка – 4,95 %, золота – 1,302 г/т, серебра – 61,5960 г/т; при отношении главных компонентов $Pb:Zn:Cu = 1:1,8:0,2$.

Запасы Лазурского колчеданно-полиметаллического месторождения отработаны на 7-13%, в 1972 г оно законсервировано. Запасы руды утверждены в количестве: $A+B + C_1$ – 2389 тыс. т, C_2 – 474 тыс. т; среднее содержание: меди – 1,2 %, свинца – 1,19 %, цинка – 4,78 %, золота – 0,707 г/т, серебра – 31,1480 г/т; при отношении главных компонентов $Pb: Zn: Cu = 1:4:4$.

Майское полиметаллическое месторождение открыто в 1952 г. Березовогорской ГРП и было разведано в 1952-60 гг. Запасы руды утверждены в количестве: $A+B + C_1 - 2979$ тыс. т; среднее содержание: меди – 0,44 %, свинца – 2,35 %, цинка – 4,67 %, золота – 0,419 г/т, серебра – 12,0175 г/т; при отношении $Pb:Zn:Cu = 1:4:0,8$.

Масленское полиметаллическое месторождение открыто в 1952 г. Березовогорской ГРП и было разведано в 1952-60 гг. Запасы руды утверждены в количестве: $A+B+C_1 - 452, C_2 - 55$ тыс. т; среднее содержание: меди – 3,23 %; золота – 0,608 г/т, серебра – 18,5841 г/т.

Семеновское полиметаллическое месторождение было открыто в 1762 г, разрабатывалось с перерывами по 1838 г. Затем разведочные работы были возобновлены в 1948 г, Алтайской экспедицией Забсибгеолуправления. В 1950 г. на месторождении организован рудник, который до конца 1972 г. проводил отработку месторождения открытым способом. Месторождение отработано на 50%, с 1975г находится на консервации. Запасы руды утверждены в количестве: $A+B + C_1 - 110$ тыс. т, $C_2 - 45$ тыс. т; свинца – 2,99 %, цинка – 7,07 %, золота – 0,932 г/т, серебра – 62,7049 г/т.

Отработанное Змеиногорское месторождение было открыто в 1736 г. Запасы руды утверждены в количестве: $A+B+C_1 - 3143, C_2 - 2592$ тыс. т; среднее содержание: меди – 0,21 %, свинца – 1,16 %, цинка – 1,76 %, золота – 2,194 г/т, серебра – 35,3140 г/т; при отношении $Pb:Zn:Cu=1:1,4:0,4$.

Также на территории рудного района было выявлено около 25 мелких месторождений и рудопроявлений, среди которых: Тушканихинское, Петровское, Карамышевское, Хлебниковское, и др.

На Тушканихинском месторождении с 1957 г проводились детальные поисковые работы, а разведано оно было в 1957-60 гг. Среднее содержание основных компонентов варьирует от десятых долей до нескольких процентов, составляя в целом по месторождению: меди – 8,2%, свинца – 3,58 %, цинка – 0,35 %, золота – 0,48 г/т, серебра – 7,1 г/т. Запасы и прогнозные ресурсы руды: $C_2 - 443,25, P_1 - 420$ тыс.т.

Петровское свинцово – цинковое месторождение открыто в 1749 г., эксплуатировалось с перерывами до 1871 г. Запасы руды утверждены в количестве: $A+B+C_1 - 110, C_2 - 45$ тыс. т; среднее содержание: свинца – 2,55 %, цинка – 6,18 %, серебра – 18,7097 г/т; при отношении $Pb:Zn:Cu=1:2,2:0,13$.

Карамышевское рудопоявление разрабатывалось с перерывами в 1745–1845, 1904–1915 гг. За этот период было добыто 47,6 тыс.т сортированных руд, со средними содержаниями серебра – 363 г/т, свинца – 0,5 %, меди – 0,4 %, из которых получено 17,2 т серебра.

Хлебниковское месторождение было открыто Березовогорской ГРП в результате поисковых работ в пределах Березовогорского рудного поля и разведано в 1957-60 гг. Содержание главных элементов: Pb – 3,5 % Zn – 0,9 %; Cu – 4,3 %; а попутных компонентов: Ag – 71 г/т; Au – 0,48 г/т. Запасы и прогнозные ресурсы руды: – C₂ – 257,2, P₁ – 260 тыс.т.

Глава 2. СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ И ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ БЕРЕЗОВОГОРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

2.1. Особенности геологического строения Березовогорского рудного поля

Березовогорское рудное поле является частью Змеиногорского рудного района и расположено на его северо-западе, протягиваясь с востока на запад и занимая площадь 64 км².

Полиметаллическая минерализация в пределах рудного поля была известна с конца XVIII в, однако последние детальные исследования в пределах Березовогорского рудного поля проводились лишь в 1950-60 гг. Березовогорской партией ЗСГУ.

В строении рудного поля принимают участие осадочные и вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы мельничной ($D_{1-2} mn$) и сосновской свит ($D_2 ss$), субвулканические риодациты ранне-среднедевонского возраста мельнично-сосновского вулканического комплекса ($\pi D_{1-2} ms$) и верхнедевонские породы змеиногорского интрузивного комплекса ($\gamma\pi, \delta\pi D_{3z}$) (рис. 1.3). Палеозойский фундамент на 90-95 % перекрыт рыхлыми мел-палеоген-четвертичными образованиями различного состава и мощности (Серавина, 2013).

В структурном плане Березовогорское рудное поле отвечает одноименной синклинали, являющейся складчатой структурой второго порядка, осложняющей Быструшинский синклинорий, которая вытянута в субширотном направлении на 18-20 км. Девонские отложения мельничной свиты, слагающие ее северо-восточное крыло, имеют моноклиналиное падение на юг.

Поскольку территория рудного поля покрыта почти сплошь мощным чехлом рыхлых мезо-кайнозойских отложений, то изучение его сложного геологического строения чрезвычайно затруднено.

По *геофизическим* данным фиксируется линейная структура Березовогорского рудного поля. В целом его территория приурочена к областям пониженных значений гравитационного и магнитных полей, характерных для крупных вулканических построек и интрузивных тел, сложенных породами кислого состава. На северном фланге, вплоть до восточного замыкания структуры рудного поля повышенные значения параметров геофизического поля отражают выступы нижнепалеозойского метаморфического основания.

Геохимические поля проявлены на исследуемой территории в слоистой толще и выражаются в повышенном содержании рудных компонентов, что отражено в линейных, участками прерывающихся, геохимических аномалий с преимущественно высокими величинами коэффициента зональности. Отдельными интенсивными геохимическими

аномалиями проявлены Отрадинское, Тушканихинское месторождение, Никольское, Хлебниковское, Капустинское проявления и Майское месторождение.

В пределах Березовогорского рудного поля вулканогенно-осадочные породы отвечают базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной формации нижнего-среднего девона ($D_{1e-D_2} \text{ef-gv}_2^1$). Здесь она представлена нижней - туфогенно-осадочной и средней - риолитовой субформациями (рис. 2.1).

Туфогенно-осадочная субформация является рудовмещающей. В ее составе среди разновидностей пород в порядке распространенности отмечаются: магнезиальные доломиты, известковистые доломиты, глинистые, известковые, алеврито-глинистые иногда углеродсодержащие алевролиты, кремнистые туфогенные алевролиты и кремнистые туффиты, реже туфы и лавы кислого и среднего состава. Для этих пород характерны повышенные содержания Zn, повышенные содержания Pb для туффитов. Карбонатные породы (магнезиальные доломиты, известковистые доломиты) отличаются повышенными фоновыми содержаниями Mn, Ba, Sr, а туфы смешанного состава, туффиты - Mo, Sn, Be и особенно W.

Риолитовая субформация является надрудной, в ее составе преобладают разнообломочные туфы риодацитов и риолитов, а также лавы и лавобрекчии того же состава. Интрузивные образования рудного поля представлены субвулканическими телами риодацитов и андезитов.

Петрохимические особенности вулканогенных пород Березовогорского рудного поля проанализированы в сопоставлении с породами Змеиногорского рудного поля (Колдаева и др., 1976; Авдонин и др., 1987), с использованием данных предыдущих исследователей (Микунов М.Ф., Пугачева И.П., Фоминых А.Ф., Филатов Е.И., Яковлев Г.Ф.). В таблицах 2.1. и 2.2 приведены значения химических элементов в коренных породах Змеиногорского и Березовогорского рудных полей. Установлено, что породы кислого состава исследуемой территории характеризуются: значительной дисперсией в содержании основных порообразующих окислов и слабой корреляционной связью между ними (рис. 2.2 - 2.3); пересыщенностью кремнекислотой и глиноземом; повышенной щелочностью (вплоть до образования субщелочных пород) (рис. 2.4); преобладанием калия над натрием.

Судя по диаграмме кислотности – щелочности этих пород, можно сделать вывод, о том, что вулканогенно-осадочные породы базальтсодержащей формации, развитые в пределах рудного поля, относятся к калинатровой серии (Серавина, 2015).

Отношение калия к рубидию в магматических породах Березовогорского и Змеиногорского рудных полей практически одинаково высокое (рис. 2.5).

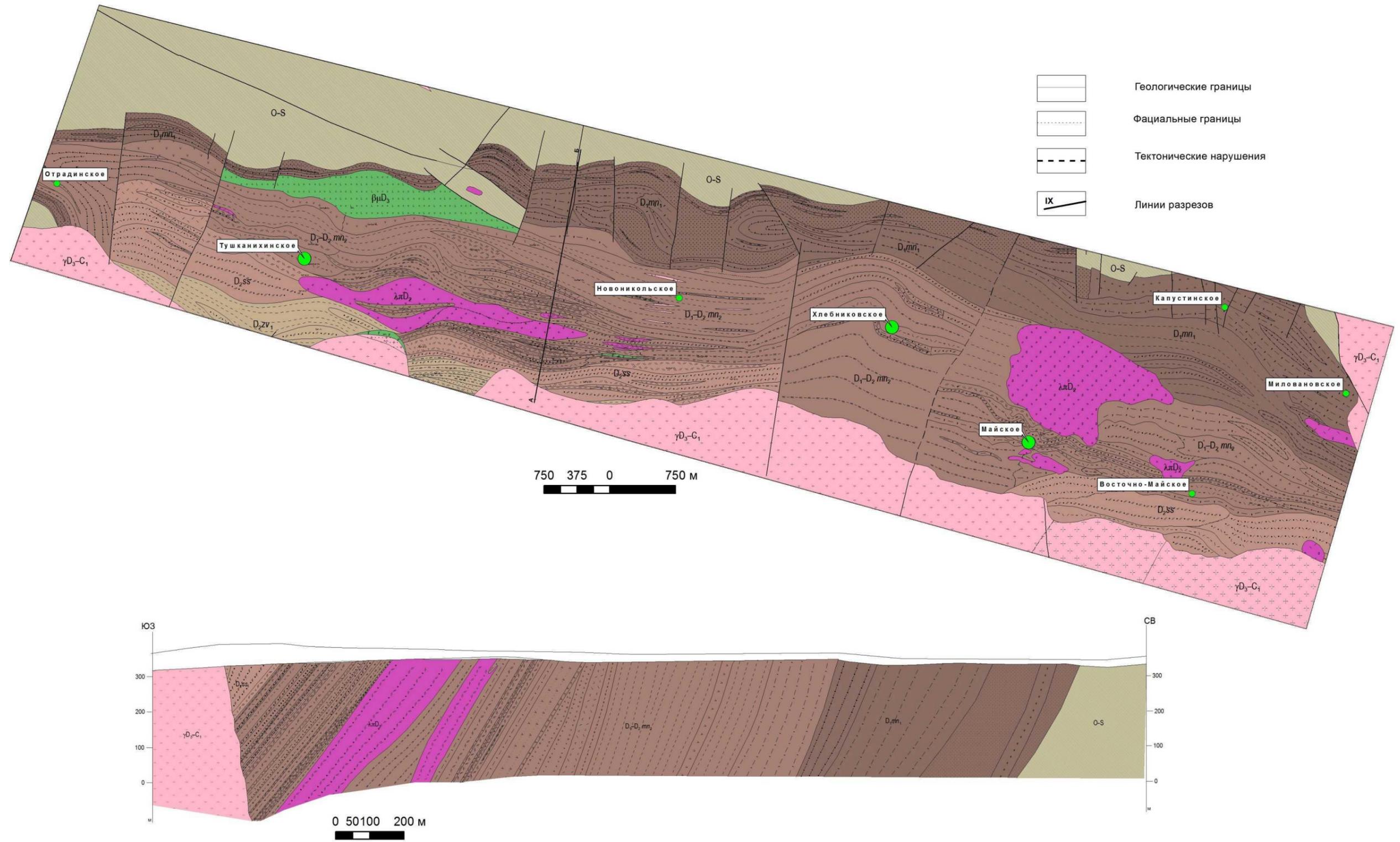


Рисунок 2.1. Литолого-стратиграфическая карта и разрез по линии АБ Березовогорского рудного поля (Кузнецов, Серавина, 2015). Остальные условные обозначения согласно рисункам 1.2, 1.4. и 2.6.

Таблица 2.1. Фоновые значения содержаний химических элементов в коренных породах Змеиногорского рудного поля

Тип пород	Параметры	Химические элементы, г/т																											
		Li	Sr	Ba	Ti	Mn	Cr	V	Ni	Co	Cu	Ag	Zn	Pb	Bi	Be	Sn	Mo	W	Ga	Ge	P	Sc	Y	Yb	La	Zr	Nb	B
По всем породам (181)*	среднее	28	64	216	2412	812	58	160	31	16	65	0.1	201	24	1	1	4	2	3	17	1	1014	10	14	2	23	139	9	13
Песчаники (35)	среднее	23	33	129	3129	1021	49	217	34	22	60	0.1	579	7	1	1	3	1	4	12	1	1143	12	10	1	23	117	8	8
	фон	23	33	129	3129	1021	49	217	34	22	60	0.1	579	7	1	1	3	1	4	12	1	1143	12	10	1	23	117	8	8
Андези-базальты и габбро-долериты (25)	среднее	26	84	104	3750	1339	119	298	56	31	52	0.1	172	8	1	1	3	2	3	14	1	1208	12	8	1	18	109	6	17
	фон	26	78	81	3750	1263	119	298	52	30	47	0.1	172	7	1	1	3	1	3	14	1	1044	12	8	1	18	109	6	16
Андези-дациты (27)	среднее	27	54	268	1897	568	40	154	23	10	51	0.1	147	17	1	1	4	3	4	18	1	1095	9	14	2	22	123	9	10
	фон	27	47	233	1897	568	40	154	21	9	43	0.1	134	17	1	1	4	2	3	18	1	1095	8	14	2	21	123	9	10
Риодациты (35)	среднее	32	66	286	1461	505	18	41	17	6	69	1	147	50	1	1	4	2	3	20	1	795	9	19	2	28	186	9	14
	фон	32	66	247	1379	481	17	34	16	5	35	0.1	127	17	1	1	4	2	2	20	1	795	9	19	2	28	176	9	14
Риолиты (27)	среднее	23	37	326	2946	588	14	57	12	7	30	0.1	49	21	2	1	3	5	3	14	1	946	7	18	2	33	143	10	12
	фон	24	34	300	2946	588	13	57	12	7	27	0.1	45	14	1	1	3	4	3	15	1	946	7	18	2	33	137	10	11
Туфы агломератовые (32)181	среднее	51	132	920	5399	1500	60	440	30	27	2033	0.1	600	8	2	3	4	5	12	15	2	1000	22	10	1	46	100	13	12
	фон	25	57	400	3667	1500	60	267	30	18	353	0.1	300	8	1	1	4	2	6	15	0.7	1000	13	10	1	20	100	9	9

* в скобках указано количество анализов

Таблица 2.2. Средние значения химических элементов в коренных породах Березовогорского рудного поля

Тип пород	Химические элементы, г/т																								
	Li	Be	Na	Mg	Al	K	Ca	Sc	Ti	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Rb	Zr	Nb	Mo	Ag	Cd	Pb
По всем породам (243)	9	1	13066	22485	45301	23357	19628	25	2437	34	1436	37368	11	19	655	517	15	4,4	41	135	9	4	1	2	452
Алевролиты углистые и глинистые (33)	12	2	10635	28193	45908	21928	16751	29	2619	30	1798	38305	11	23	214	733	21	7	36	164	12	4	1	3	330
Алевролиты известковистые (25)	5	2	8643	16784	37368	14609	67856	12	2243	25	975	26770	9	13	128	775	5	4	45	153	11	2	1	3	62
Алевролиты кремнистые (40)	11	1	17386	12885	43258	26284	4333	39	1991	21	1558	28478	5	14	118	677	12	0,2	25	146	10	9	0,2	1	121
Туффиты (32)	8	1	7074	17365	37481	20800	16386	39	2000	23	1557	39228	8	10	444	917	25	5	31	119	8	2	1	3	2652
Туфы (28)	11	1	12277	22159	41700	21227	5797	37	2700	19	1630	42525	16	24	1968	467	30	8	37	100	7	6	1	1	63
Лавы и лавобрекчии риодацитового состава (31)	7	2	16430	26286	47163	32075	6425	16	1797	12	919	31523	6	5	194	173	8	4	82	165	12	7	0,3	0,4	57
Риолиты (34)	5	1	17145	24924	62758	27747	7067	7	1485	17	1076	28782	3	3	29	114	12	2	58	150	9	5	0,2	0,3	83
Андези-базальты и габбро-долериты (20)	14	1	14937	31286	46768	22183	32405	24	4657	125	1972	63333	32	58	2142	279	10	1	15	80	4	1	1	1	248

* в скобках указано количество анализов

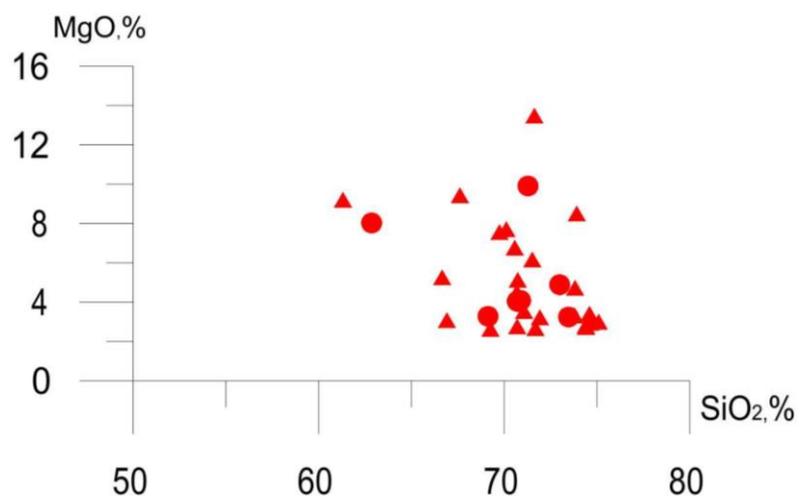
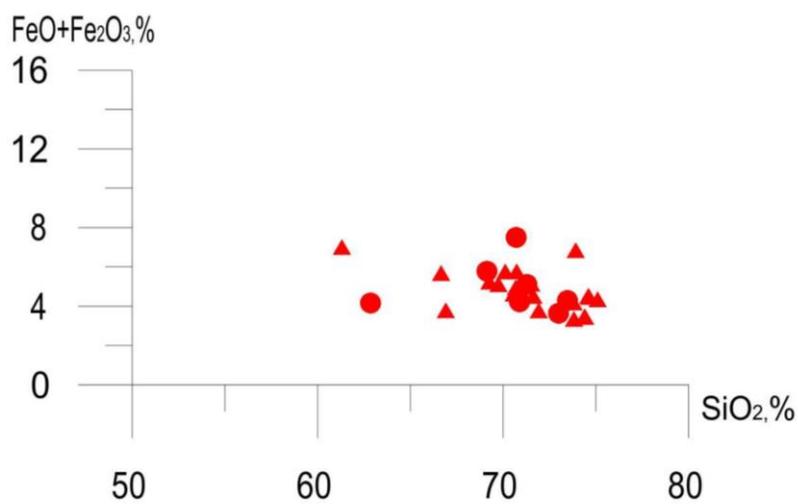
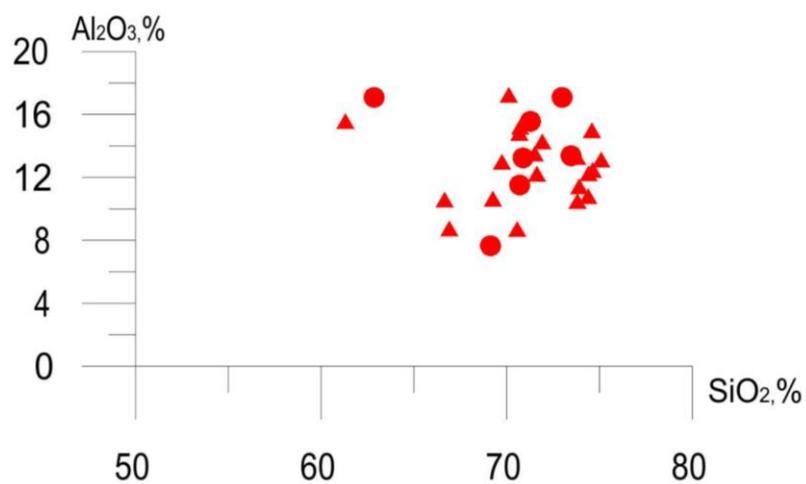


Рисунок 2.2. Двумерные диаграммы (Al_2O_3 - SiO_2 ; Fe_2O_3 - SiO_2 ; MgO - SiO_2) для кислых пород Березовогорского рудного поля (условные обозначения согласно рисунку 2.4)

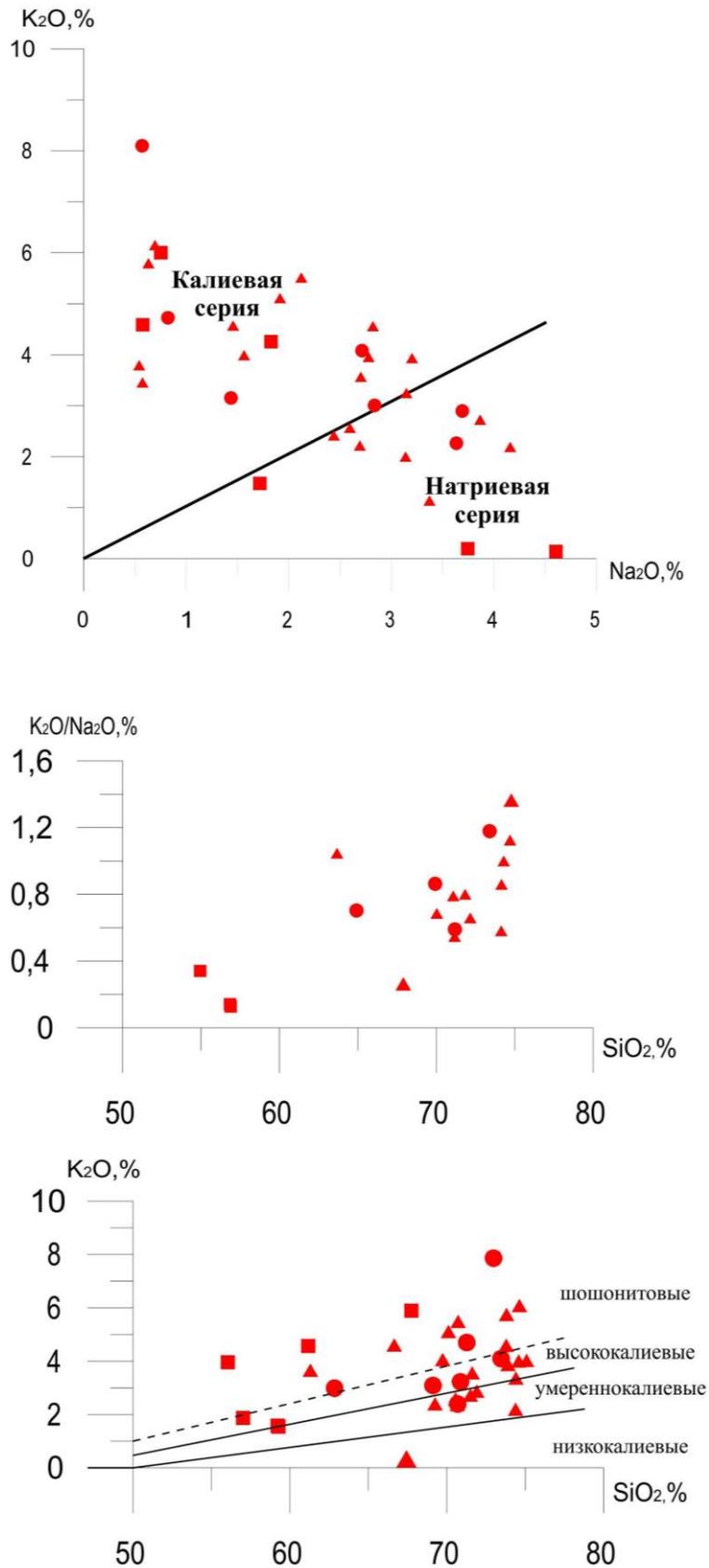


Рисунок 2.3. Двумерные диаграммы (K_2O/Na_2O-SiO_2 ; K_2O-Na_2O ; K_2O-SiO_2) для кислых пород Березовогорского рудного поля (условные обозначения согласно рисунку 2.4)

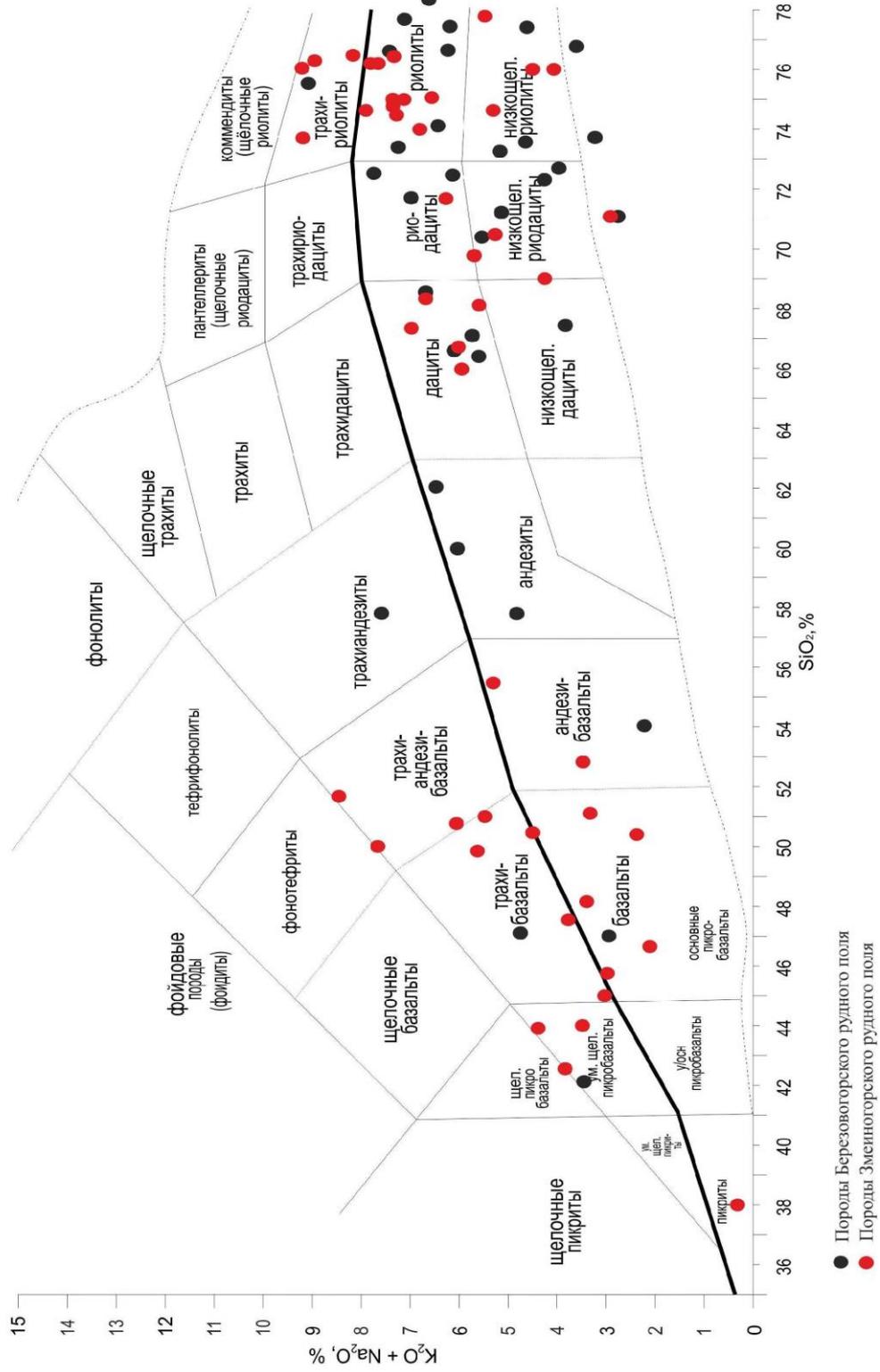
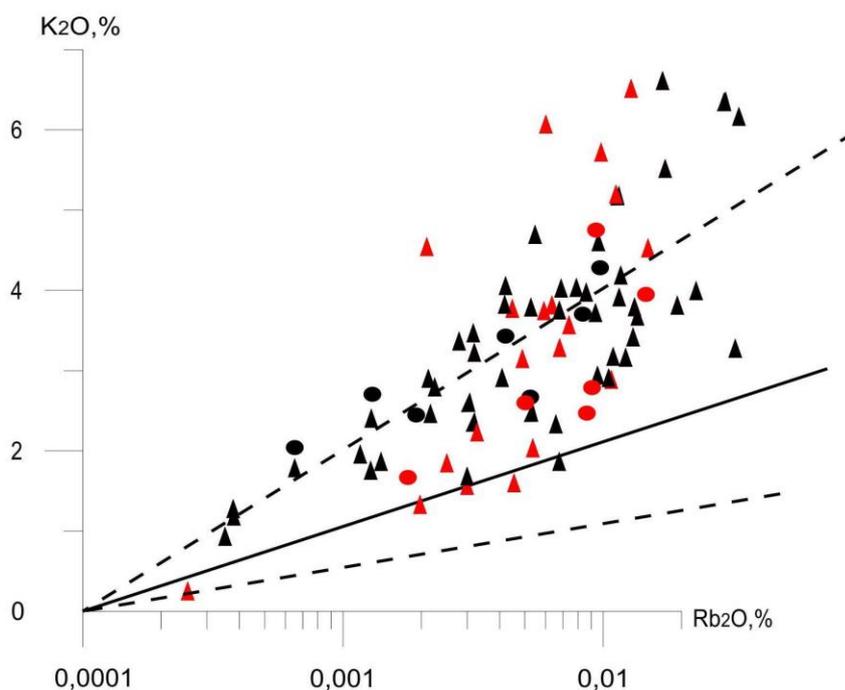


Рисунок 2.4. Составы магматических горных пород в координатах $SiO_2 - (K_2O-Na_2O)$ применительно к Березовогорскому и Змеиногорскому рудным полям (Петрографический кодекс России..., 2009)



- Змеиногорское рудное поле
- Лавобрекчии, грубообломочные туфы, лавы, мелкообломочные туфы риолитового, дацитового, риодацитового состава
 - ▲ Автомагматические брекчии риолитов, дацитов, риодацитов, "крупновкрапленные" риолиты, дациты и риодациты, кластолавы риолитового и риодацитового состава
- Березовогорское рудное поле
- Лавобрекчии, грубообломочные туфы, лавы, мелкообломочные туфы риолитового, дацитового, риодацитового состава
 - ▲ "Крупновкрапленные" риолиты, дациты и риодациты

Рисунок 2.5. График соотношения калия и рубидия в кислых породах Змеиногорского и Березовогорского рудных полей

На диаграмме $Rb_2O - K_2O$ отчетливо выделяются две группы с высоким отношением калия к рубидию (>200 ; >400). Такие параметры характерны для магм сиалического происхождения (Овчинников и др., 1975).

В породах риолитовой субформации в концентрациях, превышающих кларковые, содержатся цинк, медь, серебро, молибден (Серавина, 2015). Породы кислого состава постоянно содержат элементы-примеси, характерные для этого типа пород. Однако, содержание большинства элементов, в том числе свинца, ниже кларкового и лишь количество цинка несколько превышает его.

Риолиты Березовогорского рудного поля отличаются от риолитов Змеиногорского рудного поля повышенными содержаниями Ba, Nb, Ga, V и пониженными содержаниями Zn, Cr, Ni. Кроме того, для формации, развитой в пределах рудного поля, характерно содержание незначительного количества пород основного и среднего состава, составляющие не более 5% от общего объема.

Для вулканитов основного состава (андезибазальтов) характерны: повышенная щелочность, повышенное содержание титана и широкая дисперсия породообразующих окислов, особенно суммы щелочей, K_2O и Al_2O_3 . По общей повышенной щелочности андезитов можно судить о принадлежности их к калинатровой серии. В этих породах повышены фоновые содержания Cu и Sc . Андезиты отличаются от аналогичных пород центральной части Змеиногорского района пониженными содержаниями Sr , Mn , Cr , Ni , Co , Cu , Zn , Pb и повышенными содержаниями Zr .

Из приведенного перечня пород, развитых в пределах Березовогорского рудного поля, преобладают преимущественно кислые разновидности вулканитов. Основу антидромного ряда базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной формации составляют риолиты и риодациты. Петрографическими особенностями данных пород является присутствие среди них подводных кластолав и других продуктов дезинтеграции кислого стекла, возникших при вулканических извержениях в водную среду (Чернов, 1970).

Таким образом, базальтсодержащая риолитовая известково-кремнисто-терригенная формация, развитая в пределах Березовогорского рудного поля, характеризуется преобладанием пород кислого состава (не более 75%) и незначительным (не более 5%) содержанием пород основного состава. Продукты кислого вулканизма относятся к калинатровой серии с преобладанием калия над натрием. Последнее свидетельствует о том, что продукты кислого вулканизма имеют коровое происхождение.

Вулканоогенно-осадочные породы базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной формации, как установлено на основе палеоструктурного анализа, приурочены к конседиментационному прогибу, являющемуся сложным геологическим образованием, развивавшимся длительно и многоэтапно, в котором сочетаются структурные элементы седиментационного и тектонического происхождения.

На первом этапе обширный прогиб 1 порядка был разделен на ряд более мелких локальных структур 2-го порядка. Эти структуры, вмещающие породы промежуточных вулканогенных и удаленных прибрежно-морских известняково-кремнисто-терригенных фаций являются определяющими для Березовогорского рудного поля.

Развитие конседиментационных структур происходило путем быстрого некомпенсированного прогибания в прижерловых и склоновых частях вулканических аппаратов и затем длительного выравнивания днища впадин. Палеовпадины несут унаследованный характер и в целом определяются характером рельефа жерловых, околожерловых и промежуточных фаций вулканитов. Накопление ранне-средне девонских отложений в палеовпадине в современных структурах выражается в виде пологих

синклиналей и определяющих структурный план рудного поля. Пликативные и разрывные структуры лишь осложняют конседиментационные. (Серавина, 2014).

2.2. Принципы литолого-фациального анализа Березовогорского рудного поля

Многолетние исследования областей, сложенных вулканогенно-осадочными породами, показывают, что для углубленного понимания последовательности и динамики формирования вулканогенных структур необходимо разделение вулканогенно-осадочных толщ на жерловую, околожерловую, промежуточную и удаленную фации. Границы между ними четко фиксируются по литологическому и петрографическому составу. Поэтому при изучении рудоносных формаций Березовогорского рудного поля особое внимание было уделено выделению фаций вулканизма (фациальных зон) (Кузнецов и др., 2011; Кудрявцева и др., 2015). К жерловым фациям относятся субвулканические (порфиновые и олигофиновые риолиты, риодациты, дациты и их автомагматические брекчии, габбро-долериты) и экструзивно-покровные (лавы и лавобрекчии риолитов, риодацитов, дацитов) фации. К околожерловым относятся покровные фации (лавы и лавобрекчии риолитов, риодацитов, дацитов, андезитов, андезибазальтов, базальтов) и грубообломочные туфы кислого и основного составов. К промежуточным принадлежат покровные (лавы и лавобрекчии кислого и основного состава), игнимбритовидные лавы риолитов, кластолавы и пирокластические (туфы мелко-среднеобломочные кислого и основного составов, туффиты). К удаленным фациям относятся осадочно-пирокластические породы (чередование алевролитов кремнистых, известковистых, песчаников, туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов, тефроидов, фтанитов, туфогравелитов, туфоконгломератов, туфов кислого и основного состава) (Кудрявцева и др., 2015). На основании приведенного разделения вулканогенно-осадочных толщ в ходе работ по проектам (Кузнецов и др., 2011) (рис.2.6) была создана литолого-фациальная легенда Березовогорского рудного поля. Эта легенда включает цветовое отображение общего фациального строения формаций: субвулканические секущие тела кислого и основного состава, риолиты, автомагматические брекчии и кластические лавовые тела жерловой фации, лавы и лавобрекчии кислого и основного состава, а также их туфы, терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные фации. Фации кислого состава отображаются в розовых тонах, основного состава — в зеленых. Более интенсивная окраска соответствует субвулканическим и жерловым фациям, менее яркая — пирокластическим образованиям. Детализированное отображение особенностей литологического состава вулканогенных и терригенных фаций Березовогорского рудного поля отображено крапом (рис.2.7-2.8).

Фации вулканогенных пород кислого состава	
Жерловая зона	Группа фаций жерловой зоны
 Автомагматические брекчи риолитов, дацитов, риодацитов, "крупнокрапленные" риолиты, дациты и риодациты, кластолавы риолитового и риодацитового состава	 Автомагматические брекчи риолитов  Автомагматические брекчи риодацитов  Автомагматические брекчи дацитов  Риолиты "крупнокрапленные" (с вкраплениями кварца и полевого шпата)  Дациты "крупнокрапленные"  Риодациты "крупнокрапленные"  Кластолава риолитового состава  Кластолава риодацитового состава
 Афировые риолиты, дациты и риодациты	 Риодациты афировые  Риолиты афировые  Дациты афировые
Околожерловая зона	Группа фаций околожерловой зоны
 Лавобрекчи риолитов, дацитов, риодацитов	 Лавобрекчи риолитов  Лавобрекчи риодацитов  Лавобрекчи дацитов
 Грубообломочные туфы риолитового, дацитового, риодацитового и разного состава	 Туфы риолитового состава грубообломочные  Туфы риодацитового состава грубообломочные  Туфы дацитового состава грубообломочные  Туфы смешанного состава грубообломочные

Рисунок 2.6. Литолого-фациальная легенда

Промежуточная зона		Группа фаций промежуточной зоны
Лавы риолитов, дацитов, риодацитов		 Лавы риолитов  Лавы риодацитов  Лавы дацитов
Мелкообломочные туфы риолитового, дацитового, риодацитового и разного состава		 Туфы риолитового состава мелкообломочные  Туфы риодацитового состава мелкообломочные  Туфы дацитового состава мелкообломочные  Туфы смешанного состава мелкообломочные
Фации вулканогенных пород основного состава		
Жерловая зона		Группа фаций жерловой зоны
Габбро-долериты		 Габбро-долериты (габбро-диабазы)
Околожерловая зона		Группа фаций околожерловой зоны
Кластолавы среднего состава		 Кластолавы среднего состава
Грубообломочные туфы андезитового, базальтового, андезибазальтового состава		 Туфы андезитового состава грубообломочные  Туфы андезибазальтового состава грубообломочные  Туфы базальтового состава грубообломочные
Промежуточная зона		Группа фаций промежуточной зоны
Лавобрекчи андезитов, базальтов, андезибазальтов		 Лавобрекчи андезитов  Лавобрекчи андезибазальтов  Лавобрекчи базальтов
Лавы андезитов, андезибазальтов, базальтов		 Лавы андезитов  Лавы андезибазальтов  Лавы базальтов
Мелкообломочные туфы андезитового, базальтового, андезибазальтового состава		 Туфы андезитового состава мелкообломочные  Туфы андезибазальтового состава мелкообломочные  Туфы базальтового состава мелкообломочные

Продолжение рисунка 2.6

Фашии вулканогенно-осадочных пород
(прибрежно-морские и пирокластические)

Удаленная зона	Группа фашии удаленной зоны
<p>Туфоконгломераты, туфогравелилы, конгломераты, гравелилы, чередование туфов кислого, среднего состава, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфогравелилов</p> 	 Туфоконгломераты  Туфогравелилы  Конгломераты  Гравелилы  Чередование туфов кислого состава, туфопесчаников, туфоалевролитов  Чередование туфов среднего состава, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфогравелилов, туфоконгломератов  Туффиты кислого состава
<p>Песчаники, песчаники аркозовые, граувакковые песчаники, туфопесчаники</p> 	<p>Песчаники</p>  Песчаники аркозовые  Песчаники граувакковые  Туфопесчаники
<p>Туффиты основного и разного состава, туфоалевролиты, алевролиты кремнистые, углистые, чередование алевролитов, песчаников, гравелилов, конгломератов, чередование туффитов кислого, основного составов, туфопесчаников, кремнистых и туфогенных алевролитов, туфопесчаников, чередование известковистых алевролитов, туффитов разного состава, тефроидов, известняков, чередование алевролитов, аргиллитов, песчаников</p> 	<p>Туффиты основного состава</p>  Туффиты основного состава  Туффиты смешанного состава  Туфоалевролиты  Алевролиты  Алевролиты кремнистые  Алевролиты углистые  Чередование алевролитов, песчаников, гравелилов, конгломератов  Чередование туффитов кислого состава, туфопесчаников, кремнистых и туфогенных алевролитов  Чередование туффитов основного состава, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфогравелилов, туфоконгломератов  Чередование известковистых алевролитов  туффитов разного состава, тефроидов, известняков  Чередование алевролитов, аргиллитов, песчаников  Алевролиты известковистые

Продолжение рисунка 2.6

система	отдел	ярус	формация	субфор-мация	индекс	мощность, м	Краткая характеристика пород	Руда
ДЕВОНСКАЯ	СРЕДНИЙ	ЖИВЕТСКИЙ	Базальтсодержащая риолитовая известковисто-кремнисто-терригенная	Риолитовая	D ₂ ef-gv ₁	до 250	Туфы, лавы, лавобрекчии кислого состава с прослоями алевролитов глинистых и известковистыхреже кремнистые породы, риолиты и андезиты крупновкрапленные, фельзит-порфиры кислого состава	
		ЭМСКИЙ				Туфогенно-осадочная	D ₂ e-ef	до 500

Рисунок.2.7. Литолого-фациальная колонка Березовогорского рудного поля. Условные обозначения согласно рисунку 2.6

2.3. Структуры Березовогорского рудного поля, сформированные жерловыми (субвулканическими породами), околожерловыми и промежуточными фациями вулканизма

2.3.1. Жерловые фации

Среди пород кислого состава ведущую роль играют крупновкрапленные и афировые риодациты, слагающие изометричные и линзовидные, средние по размерам субвулканические тела, и жерловые зоны вулканических построек. Наиболее крупными являются Майская и Тушканихинская. Также субвулканические породы представлены дайками, силлами, лакколитами и некками.

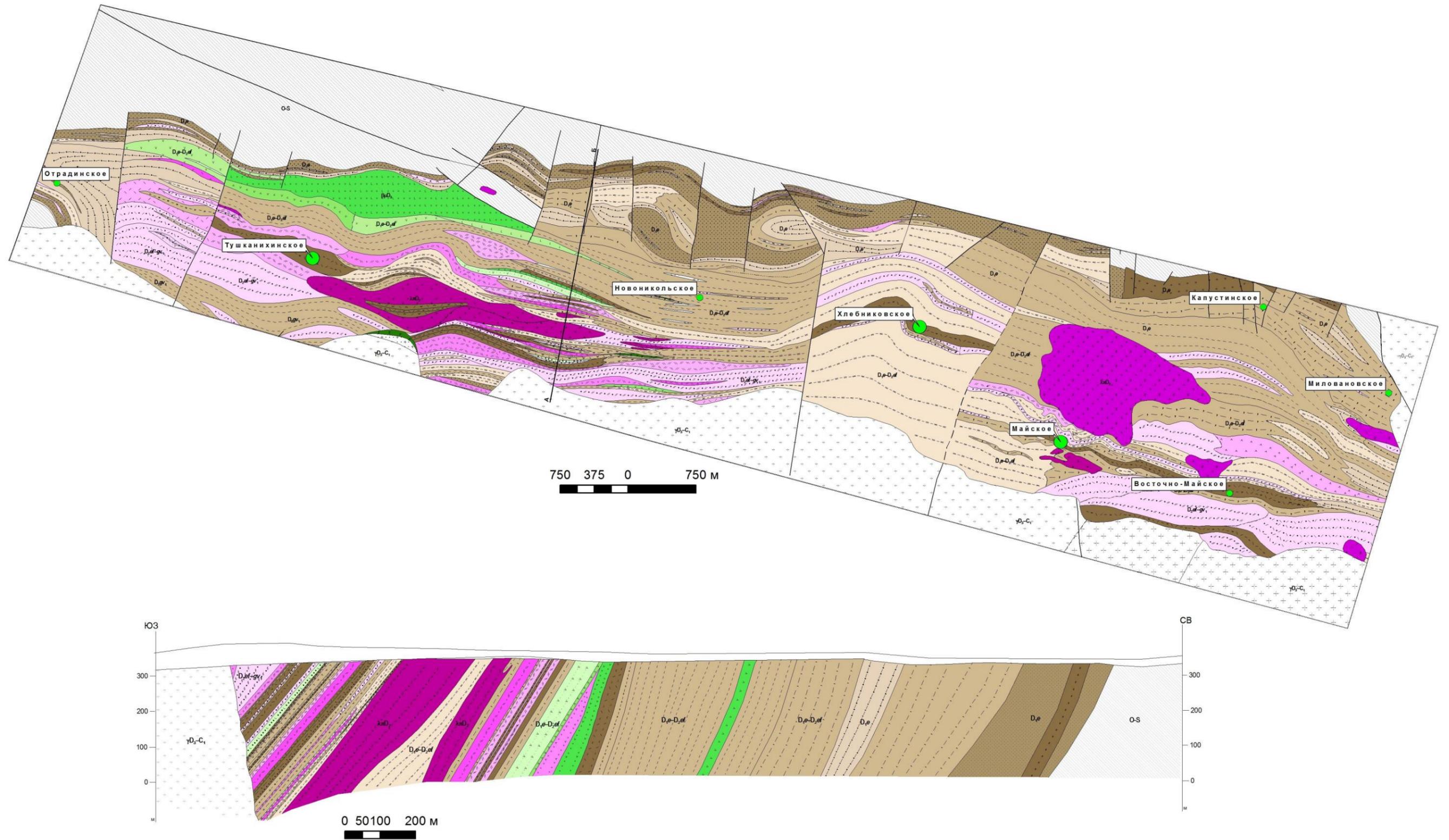


Рисунок 2.8. Литолого-фациальная карта и разрез по линии АБ Березовогорского рудного поля (Кузнецов, Серавина, 2015). Условные обозначения согласно рисункам 1.2, 2.1. и 2.6.

Риолиты обладают порфировой структурой. В виде фенокристаллов отмечаются кварц, плагиоклаз, реже калиевый полевой шпат, размером от 1,0 до 2,0 мм (рис. 2.9). Кроме того плагиоклаз образует гломеропорфировые сростки. Полевые шпаты пелитизированы, альбитизированы. Основная масса мелкозернистая, состоит из агрегата кварца и полевого шпата, часто с флюидальной текстурой. Вторичные минералы развиты в виде прожилков кварца, карбоната, пирита.

Риодациты - породы промежуточного состава между риолитом и дацитом. Они также характеризуются порфировой структурой, обусловленной наличием крупных (размером 1,2 - 2,5 мм) фенокристаллов кварца и плагиоклаза (рис. 2.10), погруженных в мелко-тонкозернистую основную массу кварц-полевошпатового состава. Полевые шпаты - мусковитизированы, карбонатизированы, основная масса - альбитизирована. Последняя, обладает флюидальной структурой. В породе развиты прожилки карбоната.

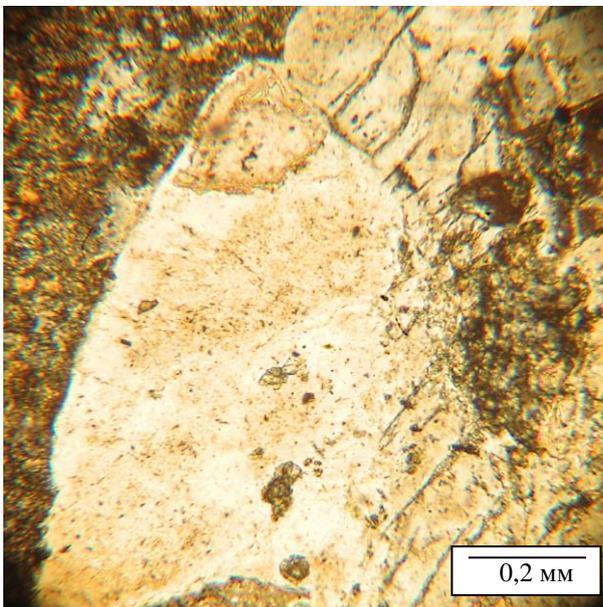


Рисунок 2.9. Крупновкрапленный риолит.
Николи скрещены

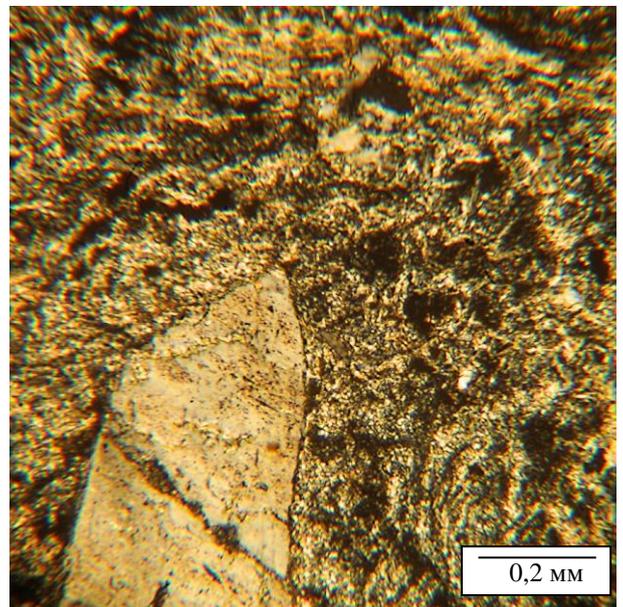


Рисунок 2.10. Риодацит с флюидальной
структурой основной массы. Николи
скрещены

Риодациты характеризуются повышенными содержаниями петрогенных элементов: магния, титана, марганца и железа.

В то же время, андезиты представлены потоками и покровами лав, реже субвулканическими телами. Породы основного состава (габбро-долериты, долериты) в пределах рудного поля образуют дайки мощностью до 2-5 м, а также тела пластовой и более сложной формы.

Андезиты обладают порфировой структурой. Фенокристаллы, размером от 0,3 до 2,0 мм, представлены основным плагиоклазом. Кроме того плагиоклаз образует гломеропорфировые сростки. Цветные минералы обычно не сохраняются, они нацело

замещаются хлоритом. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза и хлоритизированного вулканического стекла. Хлорит обычно образует извилистые ленты, которые подчеркивают первичную флюидальную текстуру основной массы. Андезиты характеризуются повышенными содержаниями петрогенных элементов: натрия, магния, титана, марганца и пониженными содержаниями калия, алюминия, железа. Повышенных содержаний рудных компонентов не отмечается, кроме элементов-примесей (Se, Sc, Co, Br, Y, Zr, Nb).

Породы основного состава (габбро-долериты, долериты) в пределах рудного поля образуют дайки мощностью до 2-5 м, а также тела пластовые и более сложные тела. Габбро-долериты - породы среднезернистой структуры, массивной текстуры, состоит из широких призм (размером 0,5 - 1,5 мм) пироксена и идиоморфных лейст плагиоклаза (размером 0,5 - 1,0 мм), расположенных беспорядочно («диабазово») - рисунок 2.11. В промежутках между плагиоклазами и пироксенами развит хлорит, а также рудный минерал. Структура породы пойкилоофитовая. Иногда в породе отмечаются округлые миндалевидные выделения, выполненные стекловатой криптозернистой массой. В таких случаях образуется миндалекаменная структура. Габбро-долериты карбонатизированы.

Долериты - породы мелко-среднезернистой структуры, массивной текстуры, состоят из лейст плагиоклаза, размером 0,5 - 1,0 мм, формирующих долеритовую структуру. Плагиоклазы интенсивно (на 50 -60%) карбонатизированы (рис. 2.12). Промежутки между плагиоклазами выполнены хлоритом. Хлорит иногда заполняет округлые миндалевидные выделения. В породе обычно равномерно рассеяна вкрапленность рудного минерала.

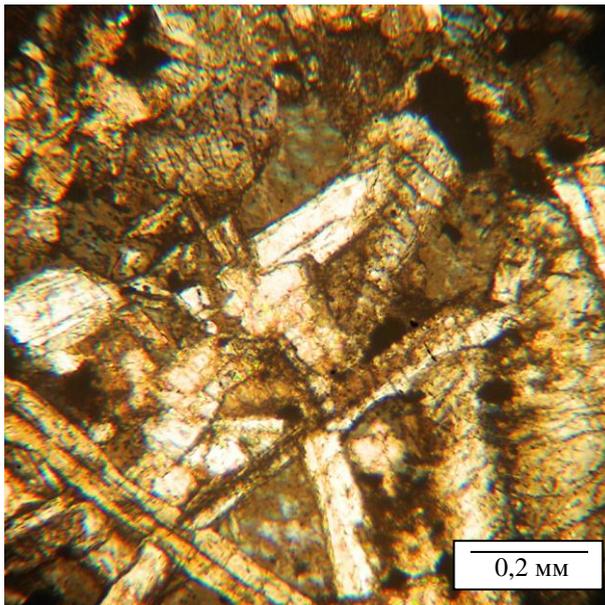


Рисунок 2.11. Габбро-долерит. Николи скрещены

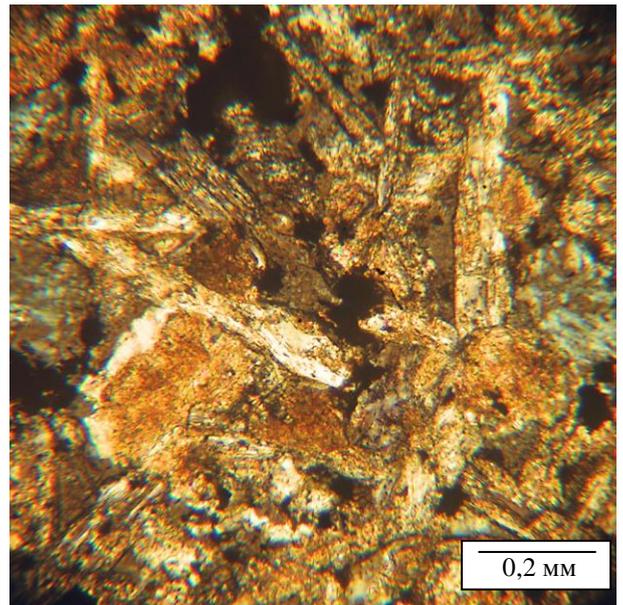


Рисунок 2.12. Долерит карбонатизированный. Николи скрещены

В габбро-долеритах отмечаются повышенные содержания петрогенных элементов: натрия, магния, титана, марганца, железа и пониженные содержания калия, алюминия. Из рудных компонентов отмечаются повышенные содержания свинца, цинка, меди, а также кобальта, кадмия.

Жерловая и околожерловая фации вулканитов среднего и основного составов в пределах рудного поля установлены в районе Тушканихинского месторождения и Восточно-Майского рудопроявления (Серавина, 2015).

2.3.2. Околожерловые и промежуточные фации

Породы *околожерловой и промежуточной зон* развиты в пределах рудного поля почти повсеместно. Околожерловые фации представлены лавобрекчиями, крупнообломочными туфами риодацитового и андезитового состава, а промежуточные - лавами, мелкообломочными туфами риодацитов и андезитов.

Лавобрекчии риодацитов содержат 80% обломочного материала, представленного кварцем, плагиоклазом и обломками различных по составу измененных пород. Основная масса состоит из кварц-полевошпатового агрегата и вулканического стекла. Структура основной массы микролитовая, текстура – флюидальная.

Также к околожерловым фациям относятся сферолитовые лавобрекчии кислого состава, которые обладают обломочной текстурой, и местами флюидальной или сферолитовой структурой. В виде обломков отмечаются зерна кварца и плагиоклаза, а также породы различного состава. Обломки пород интенсивно изменены: окварцованы, хлоритизированы, серицитизированы, в результате чего состав их установить часто затруднительно. Сферолиты, размером от 0,05 редко до 0,5 мм, выполнены альбитом и кварцем. Сферолиты и окаймляющие их чешуйки серицита и хлорита, ориентированы по флюидальности. В целом, лавобрекчии риолитов изменены, окварцованы, серицитизированы, хлоритизированы.

Породы промежуточных фаций (туфы, лавы кислого и среднего состава) развиты довольно широко в пределах Березовогорского рудного поля.

Лавы кислого состава – породы, обладающие порфировой структурой. Фенокристаллы составляют не более 15 - 20% от объема породы и представлены кварцем и альбитом, размером 1,0 - 2,0 мм. Фенокристаллы кварца обрастают сферолитовой каемкой, а альбит образует гломеропорфиновые сростки. Основная масса метасферолитовая. Сферолиты, размером 0,2—0,3 мм, состоят из волоконцев альбита, кварца и игольчатой

формы кристалликов турмалина. Структура основной массы сферолитовая (рис. 2.13). Иногда сферолиты достигают размер до 2,0 мм (рис. 2.14). Часто встречаются лавы кислого состава с флюидальной структурой. В породе отмечаются прожилки кварца, карбоната, турмалина и вкрапленность пирита.

Лавы и лавобрекчии кислого состава характеризуются повышенными содержаниями калия, магния, марганца, бария и пониженными – натрия, алюминия, титана, железа. Из рудных элементов в повышенных концентрациях присутствуют свинец, молибден, кадмий.

Туфы кислого состава - породы обломочной текстуры Обломки составляют от 50% до 70% от объема породы (рис. 2.15). Обломки угловатой, реже окатанной формы, представлены они как обломками кристаллов (кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, размером от 1,0 до 2,0 мм), так и пород (кремнистых алевролитов, размером до 4,0 мм). Полевые шпаты частично серицитизированы, альбитизированы. Основная масса тонко-мелкозернистая, измененная: хлоритизированная, серицитизированная, и содержит мельчайшие обломочки кварца и полевого шпата (рис. 2.16). Чешуйки серицита и хлорита образуют лентовидные выделения, которые подчеркивают флюидальную структуру основной массы. Породы содержат вкрапленность пирита. Данные породы классифицируются как литокристаллокластические туфы кислого состава.

Туфы андезитов обломочной текстуры (обломки составляют 35% от общей массы породы). Обломки представлены кристаллами плагиоклаза, размером 0,3 – 2,0 мм и редко кварца, размером 0,1 – 0,2 мм. Плагиоклазы альбитизированы, серицитизированы, калишпатизированы, а местами нацело замещены хлоритом. Основная масса изменена: серицитизирована, хлоритизирована, калишпатизирована, слабо окварцована и содержит вкрапленность рудного минерала. Хлорит образует также неправильной формы фьяммевидные выделения, развитые по вулканическому стеклу. В основной массе отмечается флюидальная структура.

2.3.3. Особенности химического состава пород жерловой, околожерловой и промежуточных фаций

Как видно на тройной диаграмме CaO-Fe₂O₃+FeO-MgO (рис. 2.17), породы среднего и основного состава (жерловой и околожерловой фаций) Березовогорского рудного поля практически идентичны по своему химическому составу с аналогичными породами Змеиногорского рудного поля. В породах отмечаются содержания CaO от 45 до 70%, Fe₂O₃+FeO от 30 до 55%, MgO от 40 до 60%.

Туфы андезитов в отличие от андезитов жерловых фаций имеют повышенные содержания рудных элементов: свинца, цинка, меди, никеля, кобальта, а также бария.

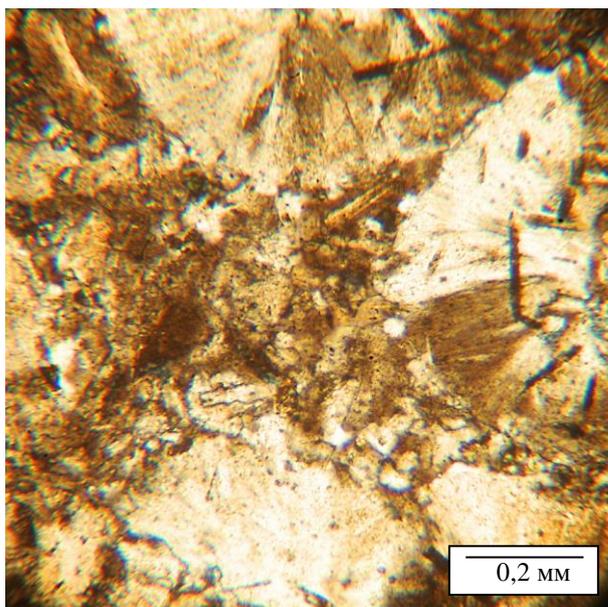


Рисунок 2.13. Лава кислого состава со сферолитовой структурой. Николи скрещены

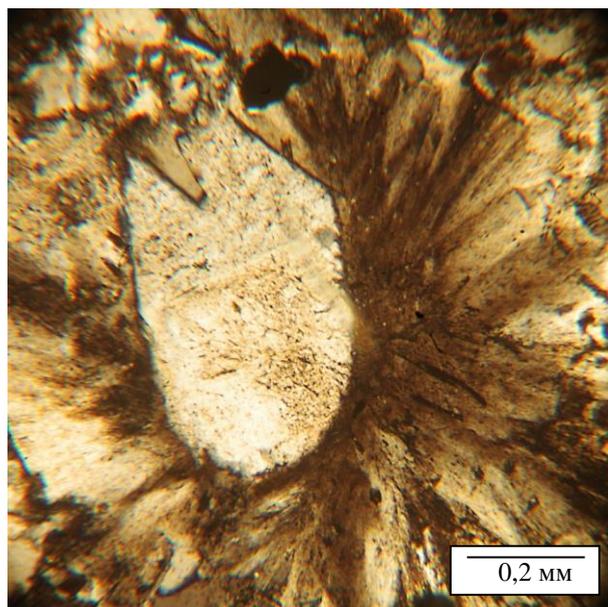


Рисунок 2.14. Крупный сферолит в лаве кислого состава. Николи скрещены

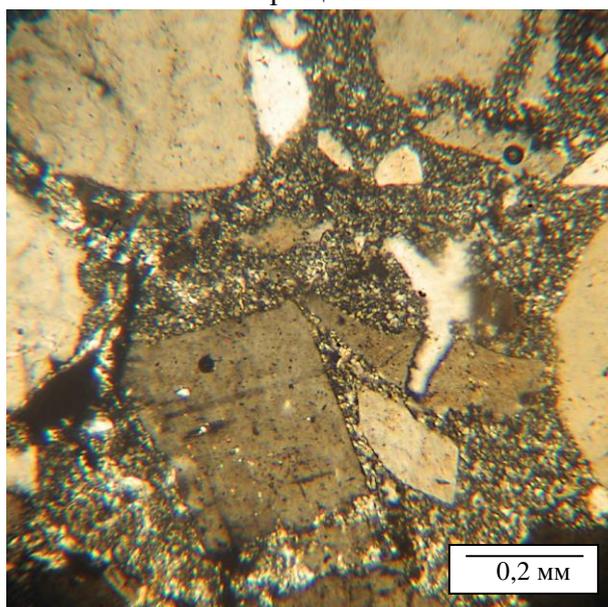


Рисунок 2.15. Туф кислого состава. Николи скрещены

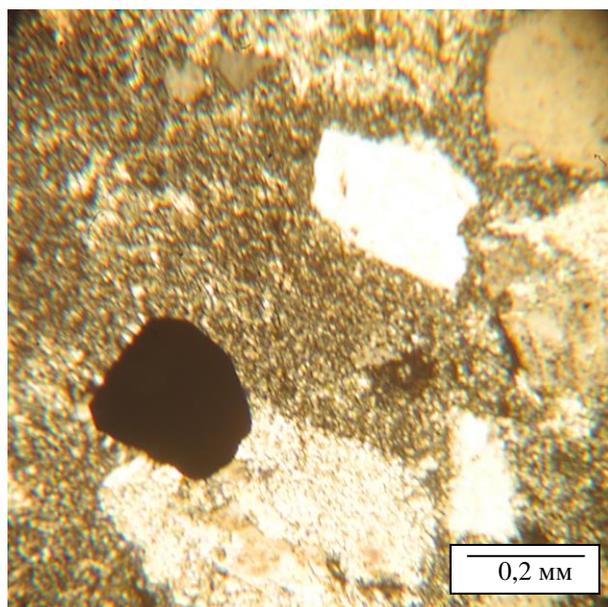
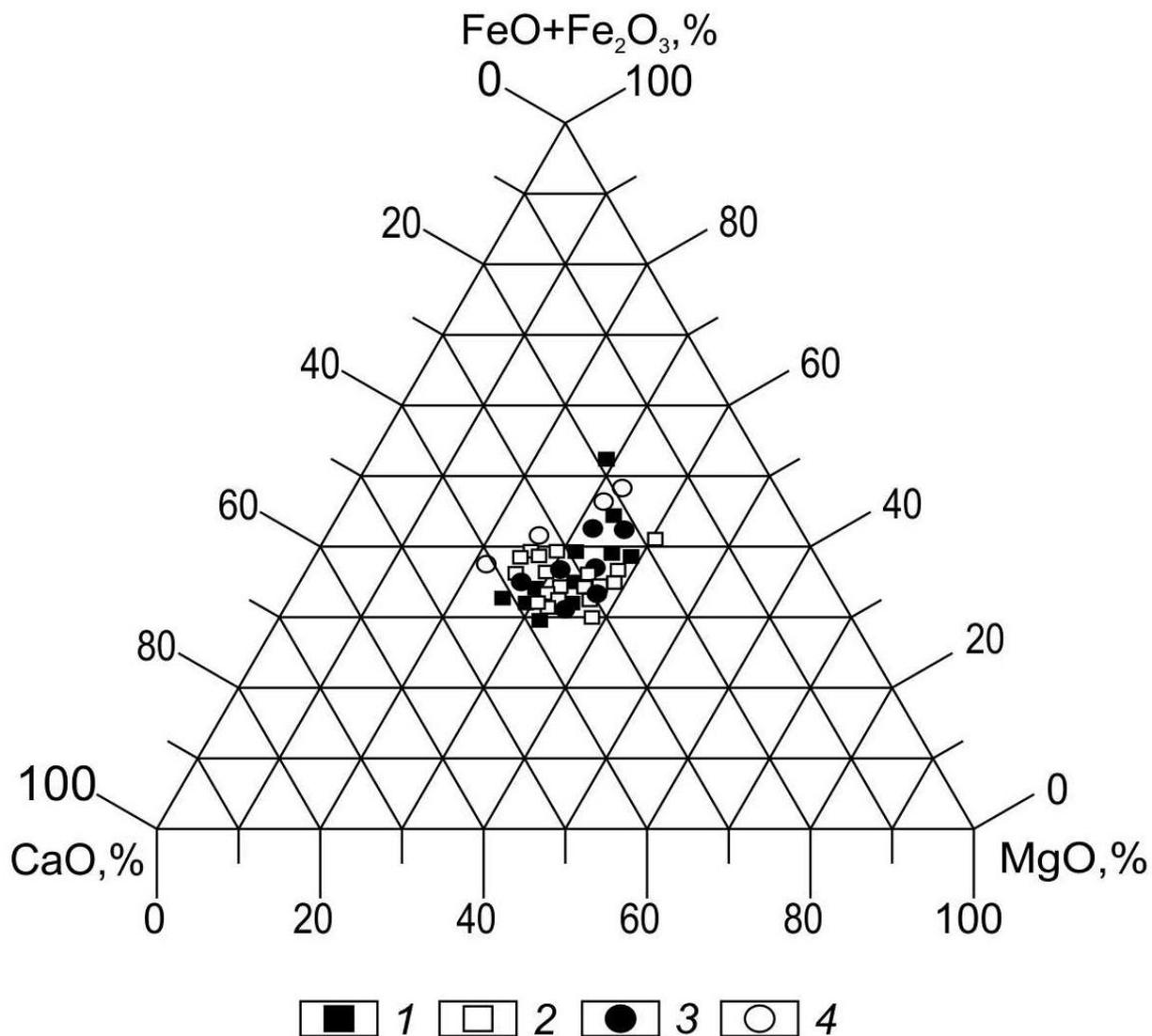


Рисунок 2.16. Туф кислого состава серицитизированный, хлоритизированный, с пиритом. Николи скрещены

Кислые породы жерловой и околожерловой фаций Березовогорского рудного поля, как и Змеиногорского рудного поля, близки между собой (рис.2.18), все они относятся к кали-натровой серии и характеризуются низкими содержаниями CaO. Однако, как видно из диаграммы иногда породы исследуемого поля характеризуются пересыщенностью калием и

кальцием. Для кислых пород жерловой фации характерно преобладание калия над натрием по сравнению с породами околожерловой фации. Они характеризуются более высоким содержанием магния, кальция и более низким-железа. Среднее содержание Fe_2O_3 в целом выше в кислых породах околожерловой фации (рис.2.19). От средних составов кислых пород Змеиногорского рудного поля они отличаются повышенным содержанием MgO (Серавина, 2015).



Условные обозначения:

Змеиногорское рудное поле: 1 – грубообломочные туфы андезитового, базальтового, андезибазальтового состава; 2 – габбро-долериты; Березовогорское рудное поле: 3 – грубообломочные туфы андезитового, базальтового, андезибазальтового состава; 4 – габбро-долериты

Рисунок 2.17. Тройная диаграмма ($\text{CaO}-\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}-\text{MgO}$) состава средних и основных пород Березовогорского и Змеиногорского рудных полей.

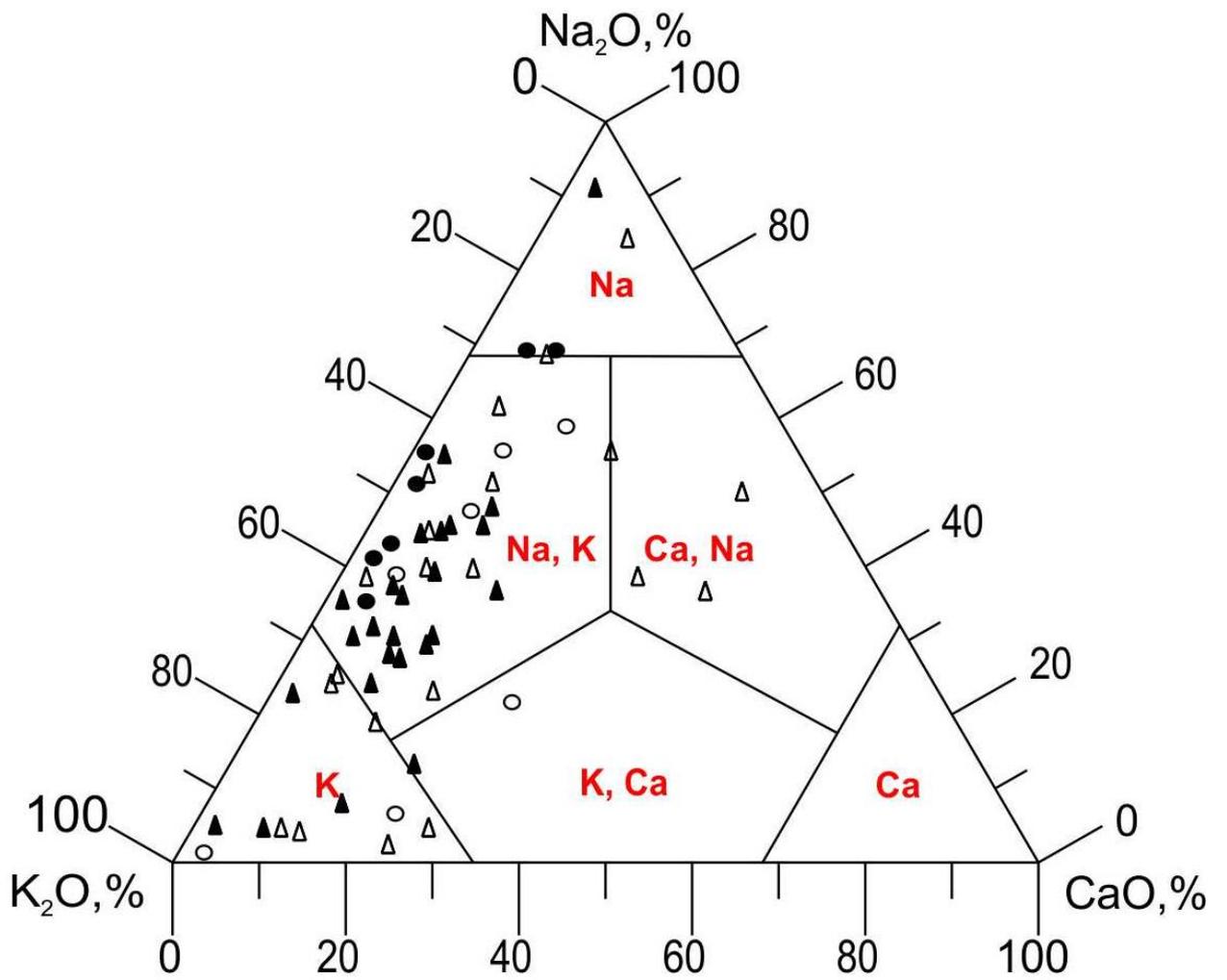
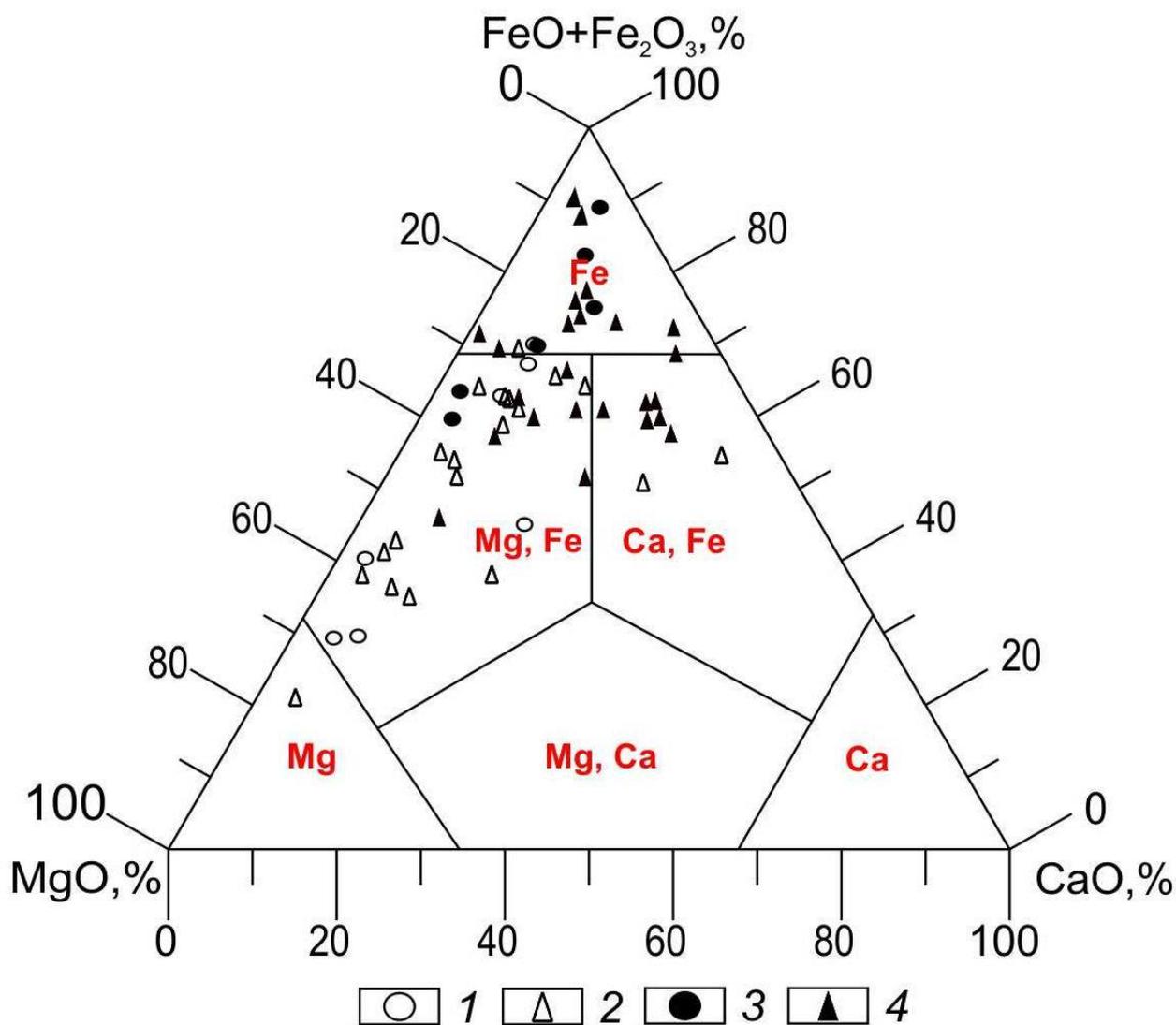


Рисунок 2.18. Тройная диаграмма ($\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$) состава кислых пород Березовогорского и Змеиногорского рудных полей. Условные обозначения согласно рисунку 2.19



Условные обозначения:

Березовогорское рудное поле: 1 – лавобрекчии, грубообломочные туфы, лавы, мелкообломочные туфы риолитового, дацитового, риодацитового состава; 2 – крупновкрапленные риолиты, дациты и риодациты, кластолавы риолитового и риодацитового состава;

Змеиногорское рудное поле: 3 – лавобрекчии, грубообломочные туфы, лавы, мелкообломочные туфы риолитового, дацитового, риодацитового состава; 4 – автомагматические брекчии риолитов, дацитов, риодацитов, крупновкрапленные риолиты, дациты и риодациты, кластолавы риолитового и риодацитового состава

Рисунок 2.19. Тройная диаграмма (MgO-Fe₂O₃+FeO-CaO) состава кислых пород Березовогорского и Змеиногорского рудных полей

Как видно из таблицы 2.3 для всех оксидов характерны слабые прямые и обратные корреляционные связи. Для кислых пород значимые связи имеют $\text{TiO}_2 - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O} - \text{Rb}_2\text{O}$, а для средних и основных: $\text{TiO}_2 - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}$, $\text{MgO} - \text{Rb}_2\text{O}$, $\text{CaO} - \text{Na}_2\text{O}$ и другие. Это свидетельствует о том, что изменчивость содержаний основных оксидов в породах кислого состава Березовогорского рудного поля в большинстве случаев не находится в соответствии друг с другом, что может быть результатом сильного метасоматического изменения по сравнению с породами среднего и основного состава.

Таблица 2.3. Корреляционные связи породообразующих окислов пород Березовогорского рудного поля

	TiO_2	Al_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Rb_2O	$\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$
Породы кислого состава								
TiO_2	1,00							
Al_2O_3	-0,34	1,00						
MgO	0,10	0,25	1,00					
CaO	0,03	-0,01	0,21	1,00				
Na_2O	0,14	0,36	-0,24	-0,11	1,00			
K_2O	-0,33	0,37	-0,08	-0,30	-0,38	1,00		
Rb_2O	-0,35	0,47	-0,06	-0,22	-0,15	0,72	1,00	
$\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$	0,63	-0,44	0,15	0,09	-0,13	-0,37	-0,38	1,00
Породы среднего и основного состава								
TiO_2	1,00							
Al_2O_3	0,21	1,00						
MgO	0,68	0,69	1,00					
CaO	0,79	0,17	0,66	1,00				
Na_2O	0,36	0,56	0,48	0,70	1,00			
K_2O	-0,57	-0,10	-0,25	-0,82	-0,83	1,00		
Rb_2O	0,37	0,25	0,64	0,07	-0,36	0,48	1,00	
$\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$	0,75	0,21	0,75	0,98	0,64	-0,68	0,23	1,00

2.4. Структуры Березовогорского рудного поля, сформированные удаленными фациями вулканизма

Самые распространенные на рудном поле туфогенные алевролиты, известняки, туффиты и туфопесчаники относятся к удаленной зоне вулканизма. Эта зона представляет собой полосу широтного простирания, шириной до нескольких километров. Важной особенностью геологического разреза рудного поля является наличие вулканогенно-кремнисто-терригенных пород, фациально не выдержанных и замещающихся на коротком расстоянии известково-глинистыми и глинисто-известковистыми, реже доломит-известково-

глинистыми отложениями, что отчетливо наблюдается в районах Майского месторождения и Хлебниковского рудопоявления. Эти переходы обусловлены геохимическими барьерами, на которых менялись физические и геохимические условия осадконакопления

Химические факторы, определяющие обстановку осадконакопления — окислительно-восстановительный потенциал (Eh), кислотность-щелочность (pH) и соленость (концентрация). От этих факторов в значительной степени зависят и составы минералов, выпадающих в осадок. Осадки отлагаются обычно либо в окислительных (аэробных), либо в восстановительных (анаэробных) условиях. Для определения щелочности или кислотности древних обстановок осадконакопления используются в основном минералогические критерии. В кислых условиях карбонаты растворяются, а кремнезем имеет тенденцию растворяться в щелочных условиях и осаждаться в кислой среде. Отложение кальцита свидетельствует о том, что значения pH среды были не ниже 7,8 (Петтиджон, 1981). Для кремнистых пород Березовогорского рудного поля, образующихся в шельфовой, прибрежно-морской обстановке, характерна кислая среда с pH 3,5 до 6,5. Более глубоководные карбонатные породы континентального склона, формируются в условиях щелочной среды с pH 6,5-8,5 (Перельман, 1975).

Все литологические разновидности осадочных пород рудного поля, образуют две неравные по объему группы. Первая отвечает карбонатсодержащим (смешанным) ($CO_2 > 12\%$) породам, а вторая - существенно силикатным ($CO_2 < 12\%$) и относятся к следующим литолого-фаціальным и генетическим типам:

- механогенные отложения карбонатного, глинисто-кремнистого и силикатного состава, глинисто-карбонатные турбидиты, тиховодные пелагические отложения силикатного состава;
- хемогенные тиховодные пелагические карбонатные отложения со значительной долей эксгалационного материала;

В разрезе трудно выделить значительные участки сложенные только одним из перечисленных типов отложений, удается наметить только преобладание одного из них.

Господство среди терригенно-карбонатных отложений карбонатных (шламовых) турбидитов, глинисто-карбонатный состав ритмичнослоистых отложений, уменьшение содержания углеродистого вещества (вследствие резкого увеличения скорости осадконакопления), позволяют уверенно относить их к карбонатному флишу. Особенностью турбидитов является присутствие значительных количеств мелко-, тонкообломочного (шламового) материала в составе градационных ритмов. Появление в составе формации турбидитов указывает на общий глубоководный характер отложений. Судя по размерности обломочной фракции градационных серий, турбидиты относятся к дистальному типу. Часть

их отлагалась, по-видимому, из низкоплотностных мутьевых потоков. Высокие скорости осадконакопления, по-видимому, следует рассматривать как неблагоприятный фактор для формирования синхронного полиметаллического оруденения. К тиховодным пелагическим отложениям силикатного состава относятся углеродсодержащие кремнистые, алевроито-глинистые породы. Причем, алевроитовая составляющая в них связана с эоловым выносом зрелого кварцевого материала, одновременное обогащение которым свидетельствует о сравнительно низких скоростях (Серавина, 2014).

Наиболее распространенными породами удаленных фаций являются алевролиты, реже песчаники и туфопесчаники, известняки, туффиты. Алевролиты обладают псаммито-алевритовой структурой. Псаммитовый материал составляет 10 - 15% от массы породы и представлен мелкими обломками кварца и плагиоклаза. Остальные 85 - 90% составляют частицы алевроитовой размерности (0,01 - 0,1 мм). Часто в породе отмечается полосчатая текстура, обусловленная чередованием полос разного состава или разной зернистости. Темные полосы обычно тонкозернистой структуры, состоят из мельчайших зерен кварца, полевого шпата и хлоритизированной, карбонатизированной алевроитовой массы. При этом хлорит составляет 80 - 85%, карбонат - 10 - 15%. Светлые полосы - мелкозернистой структуры, состоят из мельчайших зерен кварца, полевого шпата и измененной (хлорит-карбонатного состава) основной массы. В таких полосах хлорит составляет 40%, карбонат - 60%. По составу алевролиты встречаются кремнистые, доломитистые, глинисто-кремнистые, углеродсодержащие. Почти все разновидности подвержены гидротермальным изменениям: серицитизации (рис. 2.20), хлоритизации (рис. 2.21), карбонатизации (рис. 2.22) и при этом содержат вкрапленность пирита. Иногда в алевролитах обломки кварца и плагиоклаза составляют до 50% от объема породы. Такие породы отвечают алевропесчаникам (рис. 2.23).

Когда в алевролите присутствует туфогенный материал, составляющий 15—20% от объема породы, то эти породы классифицируются как туфоалевролиты.

В алевролитах отмечаются повышенные содержания петрогенных элементов: натрия, калия, магния, кальция, марганца, бария и рудных элементов: цинка, свинца, молибдена, олова. Среднее содержание свинца в алевролитах составляет около 40 г/т, но иногда достигает – 400 г/т, что объясняется наличием рудных минералов (галенита).

Песчаники - породы мелко-среднезернистой структуры, обломочной текстуры. Обломки неправильной или угловатой формы, размером от 0,1 - 0,2 до 0,7 - 0,8 мм, равномерно распределены по породе. Представлены они кварцем и плагиоклазом. Цемент тонкозернистый кварц-полевошпатового состава, интенсивно серицитизированный, хлоритизированный.

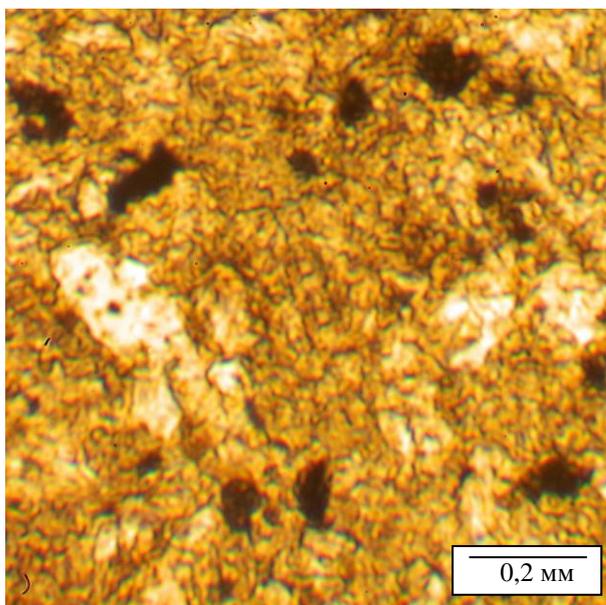


Рисунок 2.20. Алевролит серицитизированный, хлоритизированный. Николи скрещены

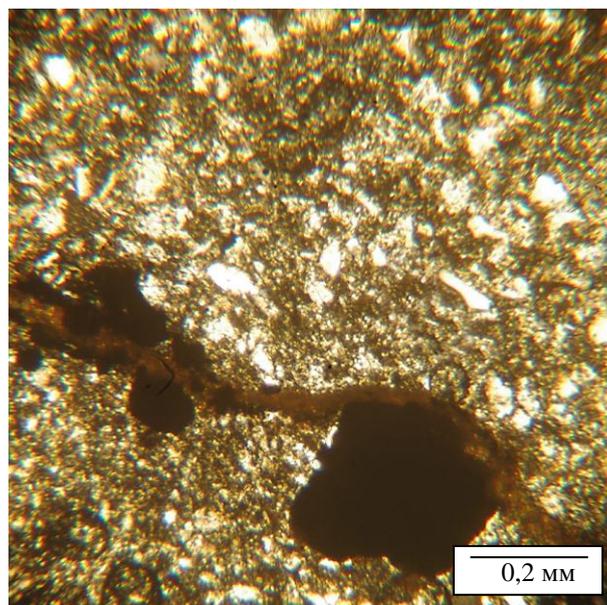


Рисунок 2.21. Алевролит хлоритизированный с пиритом. Николи скрещены

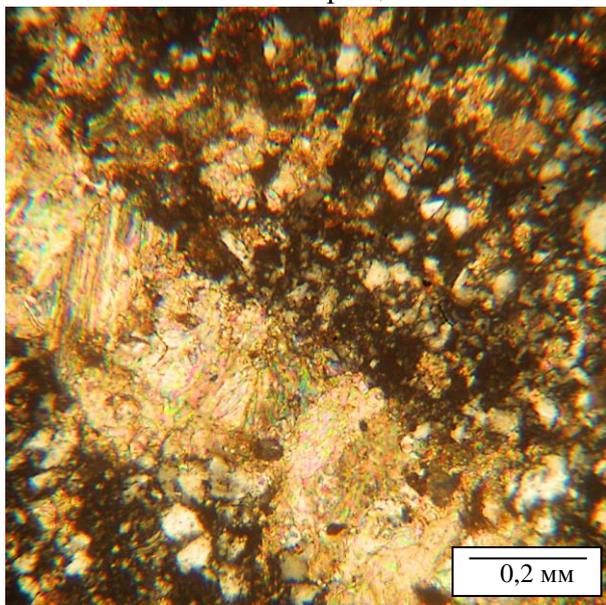


Рисунок 2.22. Алевролит доломитистый, с прожилком карбоната. Николи скрещены

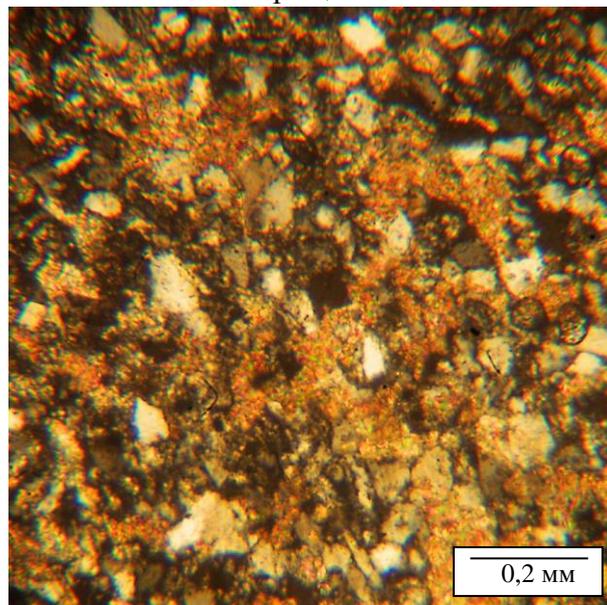


Рисунок 2.23. Алевропесчаник карбонатизированный. Николи скрещены

Часто в цементе присутствует пирокластический материал (до 10 - 15%), а в обломках кроме кварца и полевого шпата отмечаются обломки пород различного состава, размером 1,0 - 1,5 мм. Такие породы отвечают туфопесчаникам. Туфопесчаники также изменены: хлоритизированы, серицитизированы (рис. 2.24).

Известняки - породы мелкозернистой структуры, массивной, иногда полосчатой текстуры и состоят на 90—95% из карбонатов и на 5—10% из кварца и полевых шпатов.

В известняках часто отмечаются прожилки карбоната, гидроксидов железа и вкрапленность пирита.

Туффиты - породы криптозернистой структуры, обломочной текстуры. Они содержат от 50% и более пирокластического материала. Состоят из мелких обломочков кварца и полевых шпатов, погруженных в кремнистый цемент. Породы изменены: окварцованы, хлоритизированы, серицитизированы и содержат вкрапленность пирита (рис. 2.25).

По результатам анализа гранулометрического состава вмещающих осадочных отложений Березовогорского рудного поля, установлено, что породы представлены песчано-алевритовым материалом, в результате чего можно предположить, что климат на момент их формирования был умеренно гумидным (Лисицын, 1978).

Карбонатные породы Березовогорского рудного поля по химическому составу характеризуются большим разнообразием и постепенными переходами от одних разновидностей к другим. Их относительная карбонатность (или терригенность) определяется суммой CaO , MgO и CO_2 (Σ_k , %), в зависимости от значения которой, фации разделяются на карбонатные ($\Sigma_k = 70-90\%$ и $>90\%$), терригенно-карбонатные ($\Sigma_k = 50-70\%$), карбонатно-терригенные ($\Sigma_k = 30-50\%$), слабокарбонатно-терригенные ($\Sigma_k = 10-30\%$) и терригенные ($\Sigma_k < 10\%$).

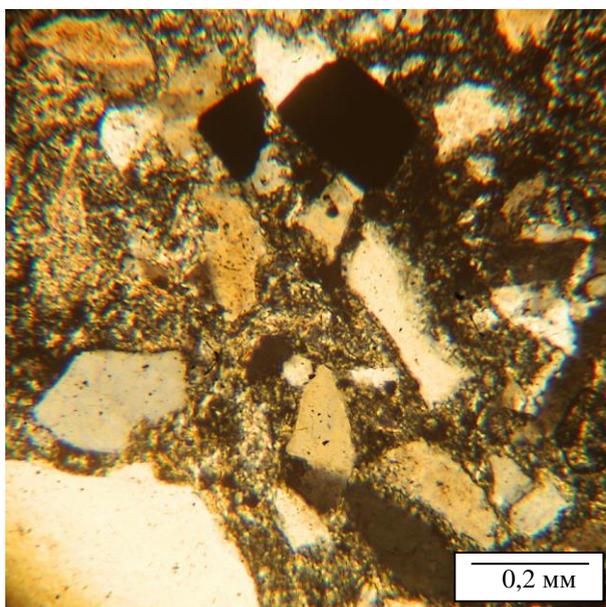


Рисунок 2.24. Туфопесчаник с хлоритизированным, серицитизированным цементом. Николи скрещены

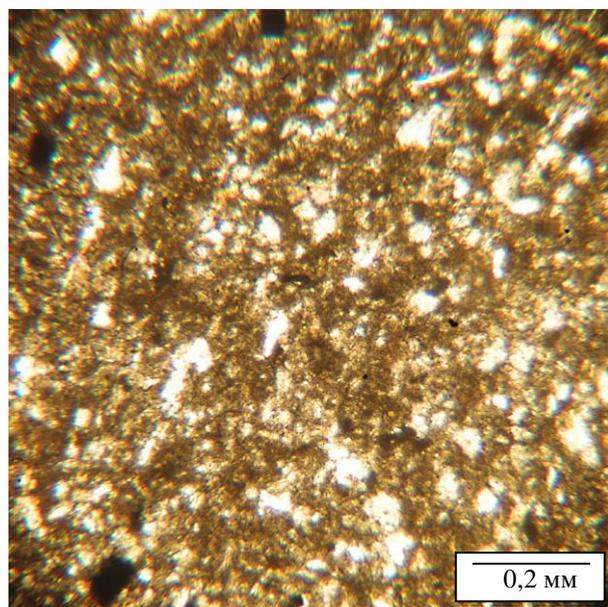


Рисунок 2.25. Туффит. Николи скрещены

По отношению CaO/MgO , согласно классификации (Фролова, 1959) выделяется 5 групп фаций пород в ряду известняк-доломит-магнезит.

- I. Известняки ($\text{CaO/MgO} > 50,1$);
- II. Доломитовые известняки ($\text{CaO/MgO} = 4,0-50,1$);

- III. Известковистые доломиты ($\text{CaO/MgO} = 1,5-4,0$);
- IV. Доломиты ($\text{CaO/MgO} = 1,4-1,5$);
- V. Магнезиальные доломиты ($\text{CaO/MgO} < 1,4$).

Положение точки в полях диаграммы CaO-MgO позволяет отнести породу в ту или иную группу. В отдельных случаях точка с соответствующей характеристикой ($\Sigma_{\text{к}}$ и CaO/MgO) может не попасть в «нужное» поле, что объясняется спецификой минерального состава данной породы, например наличие в составе кроме рассматриваемых карбонатов и других (сидерит, анкерит, магнезит), за счет которых увеличено процентное содержание CO_2 .

По химическому составу выделено 5 литофаций карбонатно-терригенных пород, входящих в состав рудоносных формаций. На приведенной ниже диаграмме для Березовогорского рудного поля (рис.2.26) отчетливо видно, что среди карбонатной составляющей карбонатно-терригенных и терригенно-карбонатных пород преобладают магнезиальные доломиты.

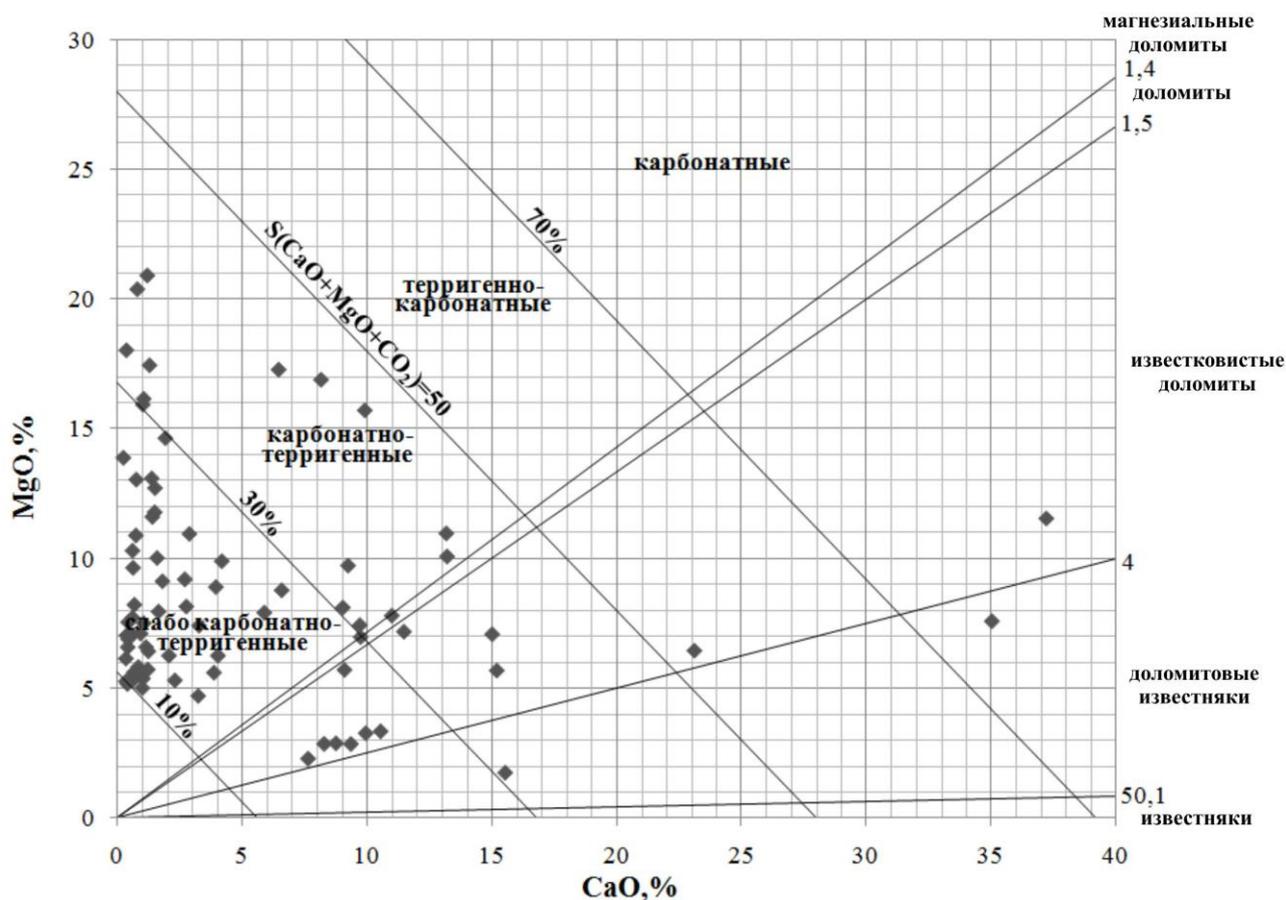


Рисунок 2.26. Двумерная диаграмма (CaO-MgO) для карбонатно-терригенных пород Березовогорского рудного поля

2.5. Измененные породы Березовогорского рудного поля

На Березовогорском рудном поле породы интенсивно изменены и представлены метасоматитами выщелачивания (кварц-серицит-хлоритовыми) и осаднения (хлоритовыми, серицит-хлоритовыми). Те и другие метасоматиты являются продуктами кислотного выщелачивания и осаднения, относящимися к кварц-серицитовой формации. Наиболее четко они проявлены по алевролитам и туфам кислого состава.

Кварц-серицит-хлоритовые породы, развитые по туфам кислого состава (рис. 2.27) представляют собой породы мелко-среднезернистой структуры, на фоне которой отмечаются сохранившиеся обломки кварца. Обломки полевых шпатов не сохраняются. Состоят эти породы из кварца (10%), серицита (30%), хлорита (55%) и пирита (5%). На рис. 2.28 изображен кварц-серицит-хлоритовый метасоматит, развитый по алевролиту. Он состоит из 10% кварца, 40% серицита и 50% хлорита. Иногда серицит преобладает над хлоритом и образуются кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты. Алевритовая структура породы сохраняется. Повсеместно отмечается вкрапленность пирита.

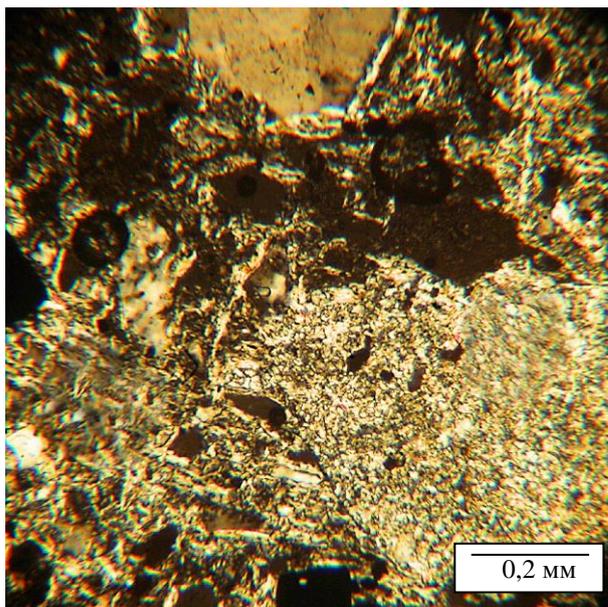


Рисунок 2.27. Кварц-серицит-хлоритовый (с пиритом) метасоматит, развитый по туфу кислого состава. Николи скрещены

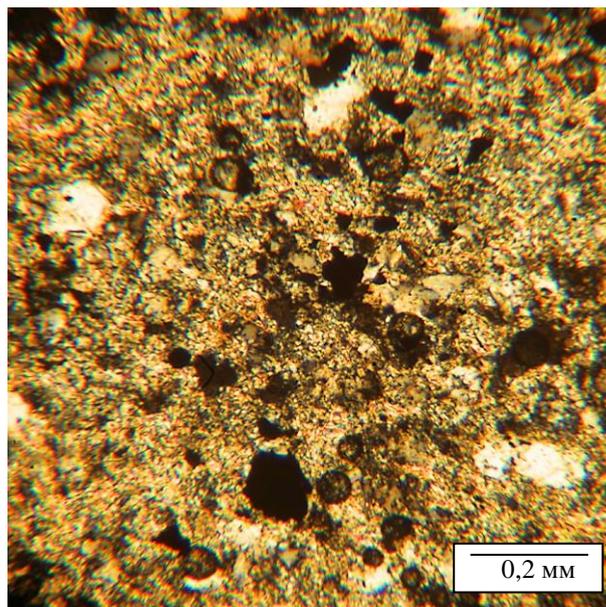


Рисунок 2.28. Кварц-серицит-хлоритовый метасоматит, развитый по алевролиту. Николи скрещены

Иногда породы нацело изменены и превращены в кварц-серицит-хлоритовый метасоматит, так что первичный состав пород установить затруднительно (рис. 2.29). В кварц-серицит-хлоритовых метасоматитах в некоторых пробуренных скважинах встречена колчеданная руда (пиритовая), которая местами брекчирована (рис. 2.30). Промежутки между обломками пирита заполнены кварцем.

Метасоматиты зоны осаджения (хлоритовые и хлорит-серицитовые) встречены с рудными минералами. На рис. 2.31 изображена колчеданная руда (пирит-халькопиритового состава), имеющая вид неправильных выделений в хлоритовом метасоматите. Последний, состоит из 90—95% хлорита и 5 - 10% серицита. На рис. 2.32 изображена колчеданная руда, состоящая из кристаллов пирита правильной формы, сцементированных хлорит-серицитовым цементом (светлое - серицит, темное - хлорит).

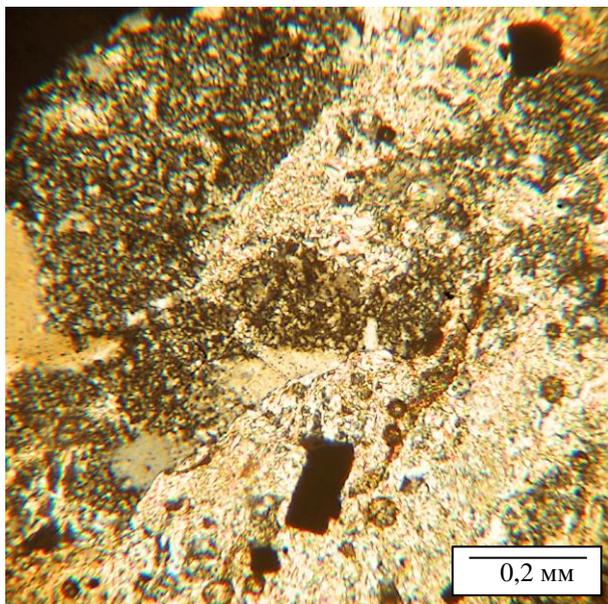


Рисунок 2.29. Кварц-серицит-хлоритовый метасоматит (первичная порода не ясна).
Николи скрещены

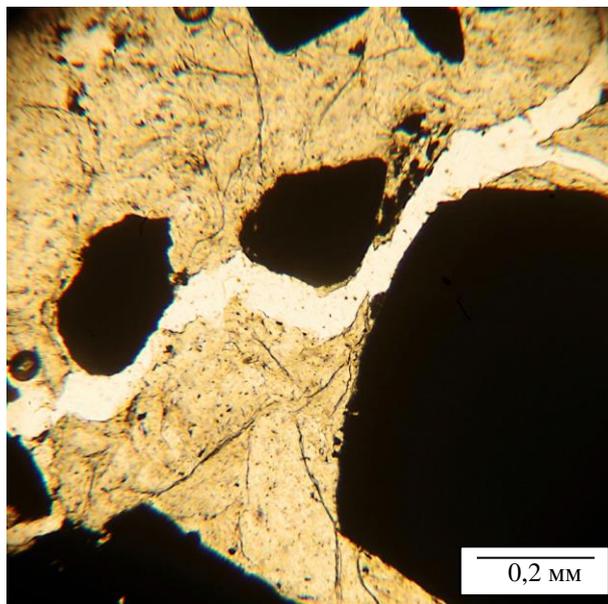


Рисунок 2.30. Брекчированная колчеданная руда. Промежутки между обломками пирита, выполнены кварцем. Николи скрещены

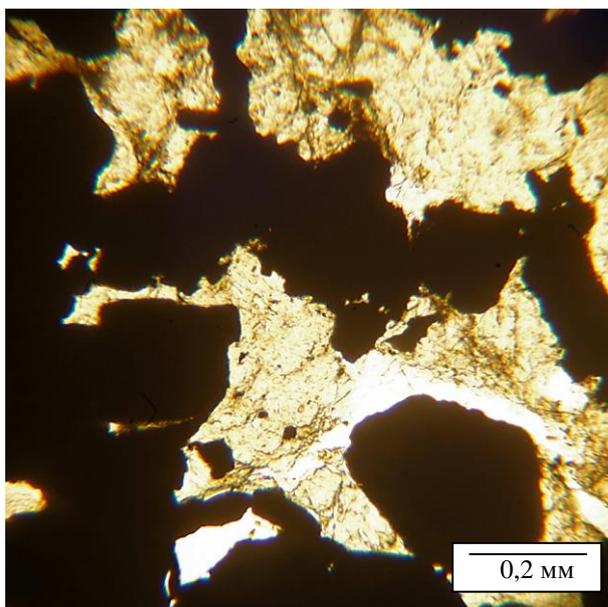


Рисунок 2.31. Колчеданная руда (пирит, халькопирит) в хлоритовом метасоматите.
Николи скрещены

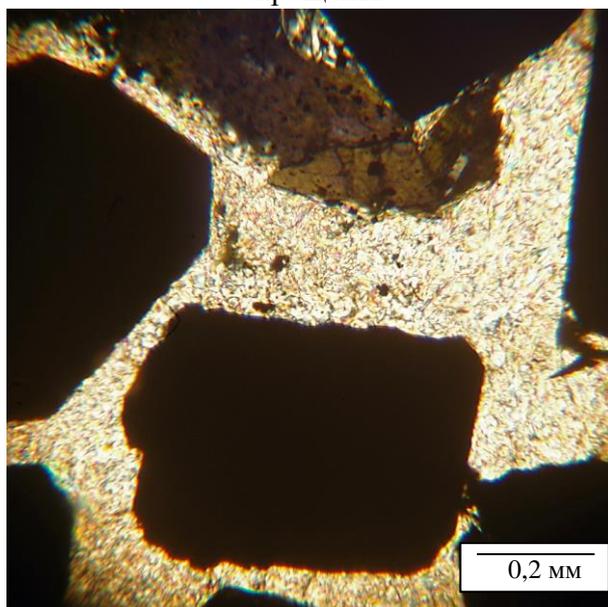


Рисунок 2.32. Колчеданная руда в хлорит-серицитовом метасоматите. Николи скрещены

Изложенные в главе 2, структурно-формационные, литолого-фациальные и петрохимические особенности позволяют обосновать первое и второе защищаемые положения диссертационной работы:

- Вулканогенно-осадочные образования Березовогорского рудного поля, относящиеся к девонской ($D_{1-2e-gv}$) базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной формации, образуют ряды по отношению к центрам вулканических структур: от жерловых, околожерловых и промежуточных фациальных зон к удаленным.

- Рудовмещающие вулканогенные образования Березовогорского рудного поля характеризуются преобладанием пород кислого состава при незначительном развитии пород основного и среднего состава. Продукты кислого вулканизма относятся к нормальному ряду калинатровой серии, с преобладанием калия над натрием. Карбонатная составляющая вулканогенно-осадочных и осадочных пород представлена магниальными, известковистыми доломитами и доломитами.

Глава 3. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ БЕРЕЗОВОГОРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

3.1. Майское полиметаллическое месторождение

Полиметаллические месторождения Березовогорского рудного поля относятся к свинцово-цинковому колчедансодержащему рудноформационному типу в ассоциации с геологической базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной формацией, описание которой было приведено в главе 2. На рудном поле оруденение приурочено к промежуточным и удаленным фациям (рис.3.1). Для месторождений рудного поля характерно наличие свинца и цинка в рудах, также присутствие повышенного содержания золота и серебра. Соотношение Pb:Zn:Cu составляет 6:12:1. Коэффициент колчеданности ($K_{\text{кол.}}$) варьирует от 0,5 до 1,5.

Главным рудным объектом Березовогорского рудного поля является среднее по масштабам Майское полиметаллическое месторождение.

Месторождение расположено к востоку от д. Кузьминка и в 25 км к северо-западу г. Змеиногорска. В районе месторождения известны несколько отдельных мелких приисков, открытых в 1781-1799 гг. обер-штейгером Десятовым. Прииски разведывались в 1781-1799, 1820-22, 1841-1850 и 1855 гг. небольшими шурфами и прорезами. В 1850 г. была пройдена штольня с северного склона сопки Березовой. Согласно архивным материалам, горными выработками были встречены «..кварцевые жилы, содержащие свинцовые охры, белую свинцовую руду и свинцовый блеск». В 1855 г. вследствие бесперспективности разведочные работы были прекращены.

В 1940 г. прииски посетили работники ОРП ЗСГУ, которые рекомендовали участки для производства поисковых работ.

С 1950 по 1957 гг. на Березовогорском рудном поле проводились разведочные работы Березовогорской партией, в результате чего в 1952 году было открыто и разведано в 1952-60 годах месторождение, впоследствии названное Майским.

Рудовмещающий разрез месторождения представлен кремнистыми разностями вулканогенно-осадочных пород, локализованными в конседиментационной впадине, которая осложняет палеопрогиб, определяющий структуру рудного поля. Среди разновидностей пород (в порядке от более к менее распространенным) встречаются известковистые, известковсто-доломитовые алевролиты и аргиллиты, глинистые углеродсодержащие известняки, глинистые, алеврито-глинистые, иногда углеродсодержащие алевролиты, кремнистые туфогенные алевролиты и кремнистые туффиты, реже туфы и лавы кислого и

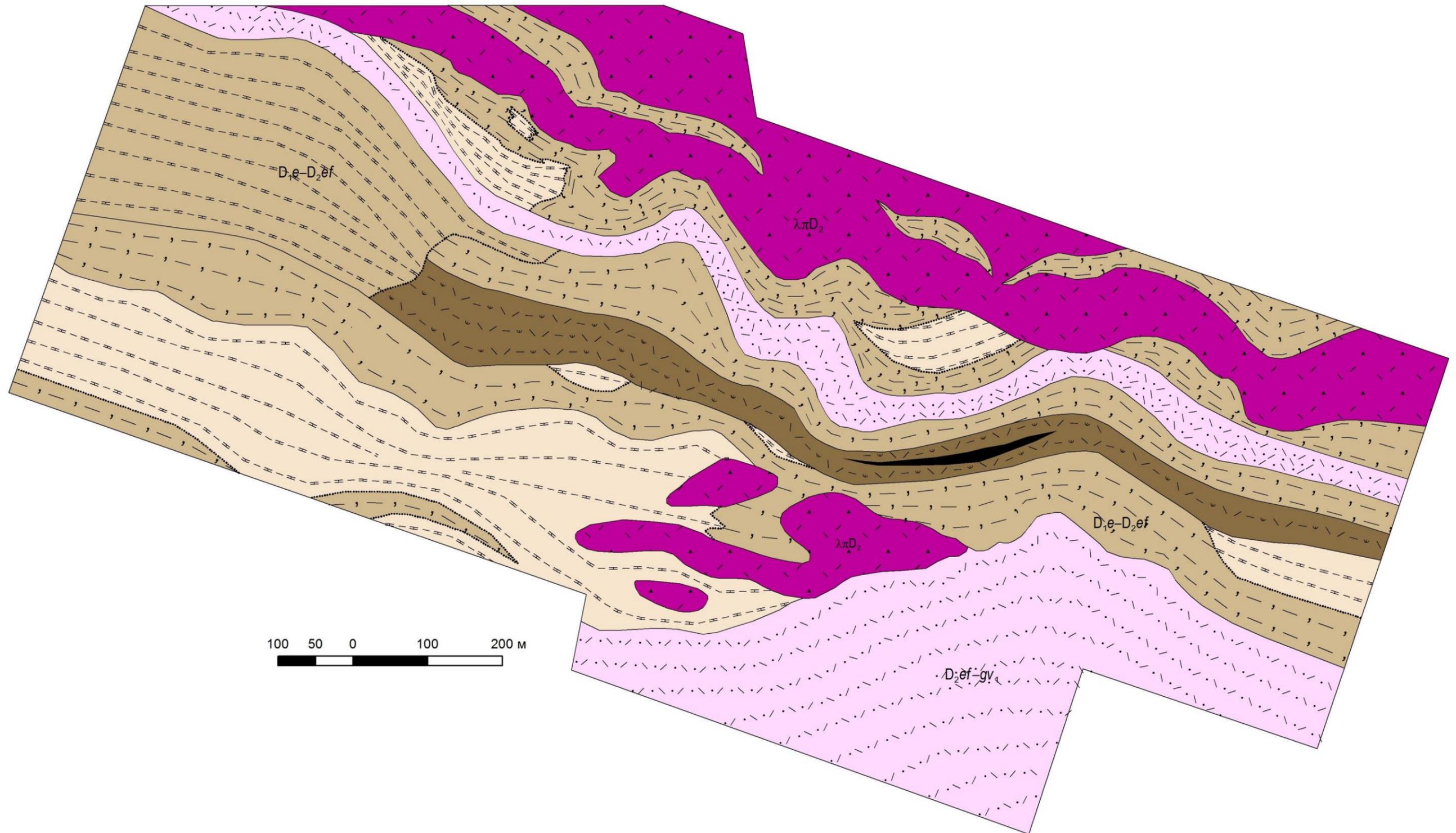


Рисунок 3.1. Литолого-фациальная карта Майского месторождения (составлена с использованием материалов А.П. Беляев и др., 1960). Условные обозначения согласно рисунку 2.6

среднего состава. Палеозойский фундамент на 90-95 % перекрыт рыхлыми мел-палеоген-четвертичными отложениями различного состава и мощности.

Важной особенностью строения месторождения является наличие вулканогенно-кремнисто-терригенных пород, фациально невыдержанных и замещающихся на коротком расстоянии известково-глинистыми и глинисто-известковистыми, реже доломит-известково-глинистыми отложениями. Общее падение вмещающих пород и рудных тел месторождения южное с углами от 20° до 80° (рис.3.2 - 3.5) (Серавина, 2014).

Характерной чертой для Майского месторождения является наличие брекчий обрушения. Мощность прослоев этих пород по скважинным колеблется от 10 см до 15-20 м, а в отдельных случаях достигает 75-80 м. На восточном фланге месторождения они имеют наибольшие мощности и постепенно по латерали и падению брекчии фациально замещаются глинисто-кремнистыми алевролитами и туффитами.

Сульфидная минерализация встречается как в цементе, так и в обломках - в виде мелкой вкрапленности сфалерита, галенита, пирита и халькопирита (Беляев, 1962).

Риолитовая субформация на месторождении является надрудной. По величине, характеру и составу обломков среди пирокластических пород кислого состава выделяются:

- 1) агломератовые туфы риодацитов,
- 2) кристаллокластические и кристалло-литокластические среднеобломочные туфы,
- 3) пеплово-витрокластические тонкообломочные туфы.

Наибольшим развитием пользуются кристаллокластические и кристалло-литокластические туфы в северном и южном участках месторождения. Агломератовые туфы характерны для северо-восточной части, причем при движении на запад характер обломков становится более однородным и они переходят в кристалло-литокластические и кристаллокластические туфы. Это обусловлено, вероятно, механической дифференциацией пирокластического материала по мере удаления от очага эксплозии. Типичные пеплово-витрокластические туфы встречаются среди всех разновидностей туфов.

Субвулканические образования на месторождении представлены альбитизированными риодацитами, которые характеризуются крупнопорфировой или фельзитовидной структурой, порфиновые выделения в количественном отношении обычно преобладают над основной массой и представлены полевым шпатом, кварцем и хлоритизированной роговой обманкой.

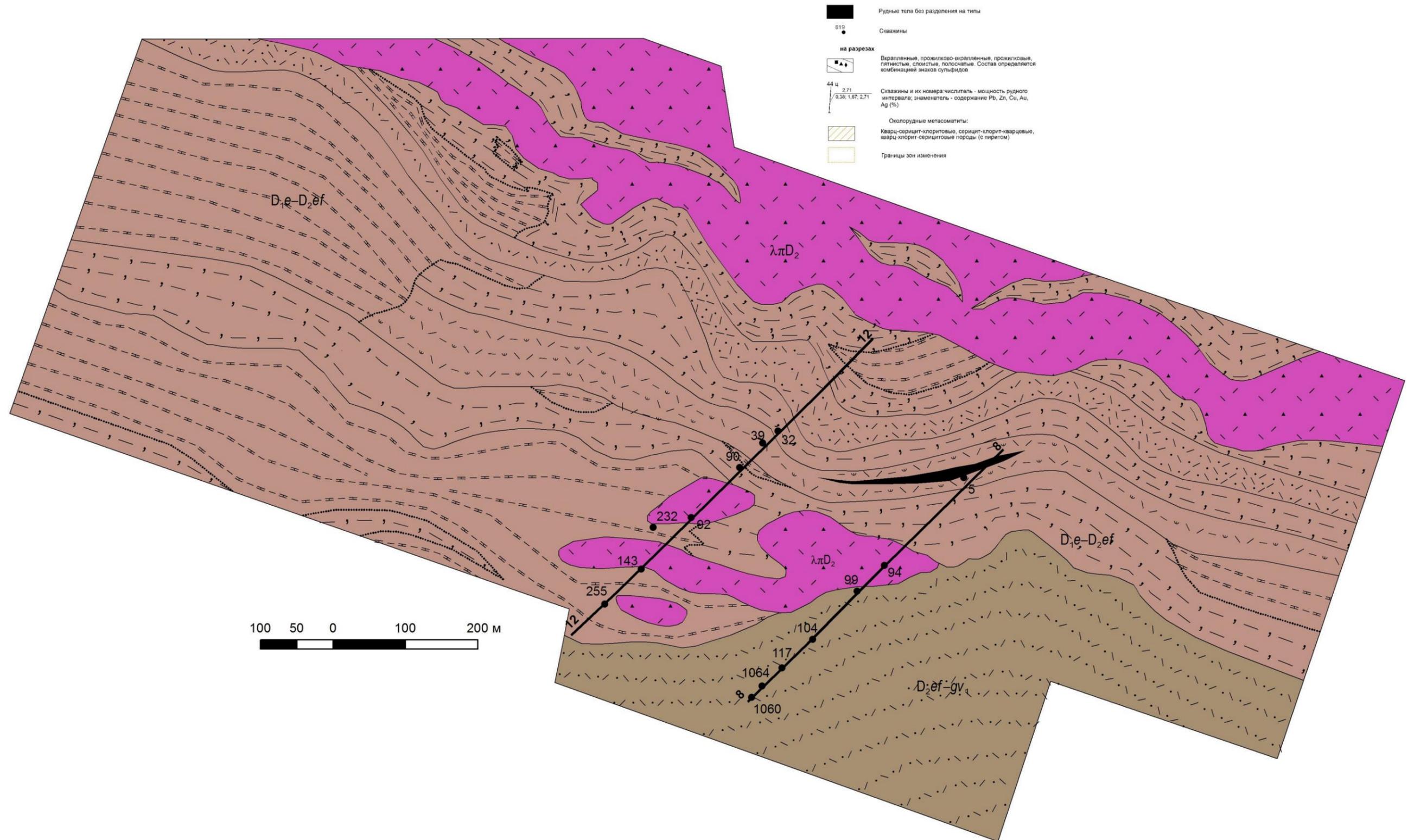


Рисунок 3.2. Литолого-стратиграфическая карта Майского месторождения (составлена с использованием материалов А.П. Беляев и др., 1960). Остальные условные обозначения согласно рисункам 1.4, 2.1 и 2.6

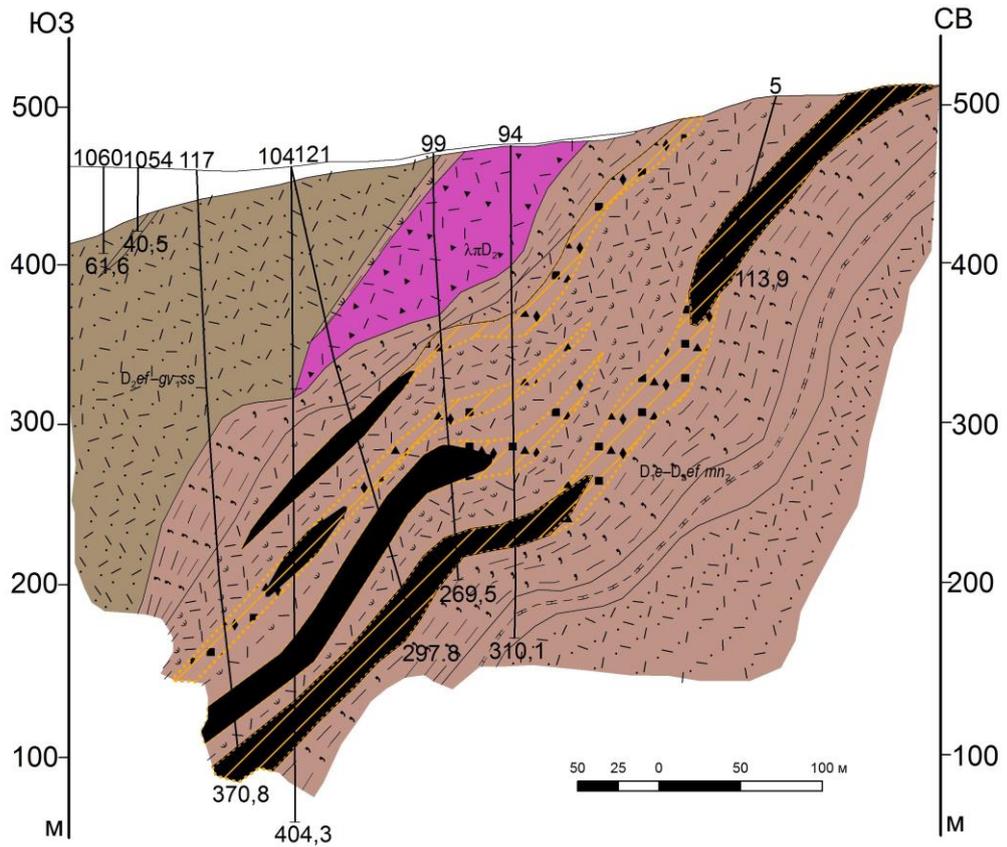


Рисунок 3.3. Литолого-стратиграфический разрез по линии 8 Майского месторождения (составлен с использованием материалов А.П. Беляев и др., 1960). Условные обозначения согласно рисункам 1.4, 2.1, 2.6 и 3.2

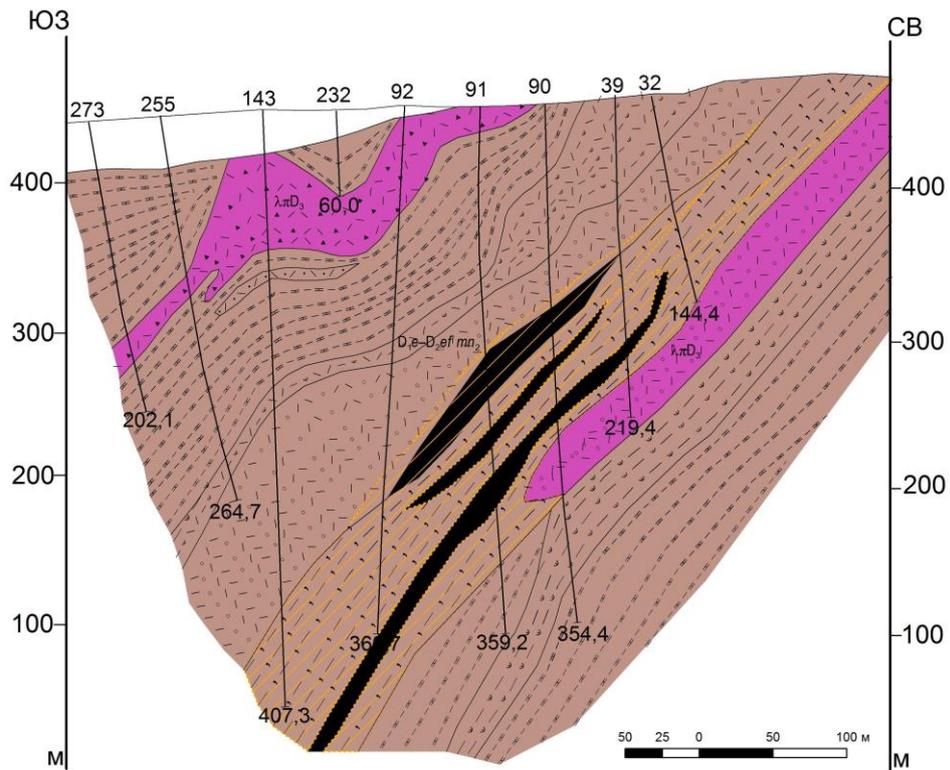


Рисунок 3.4. Литолого-стратиграфический разрез по линии 12 Майского месторождения (составлен с использованием материалов А.П. Беляев и др., 1962). Условные обозначения согласно рисункам 1.4, 2.1, 2.6 и 3.2

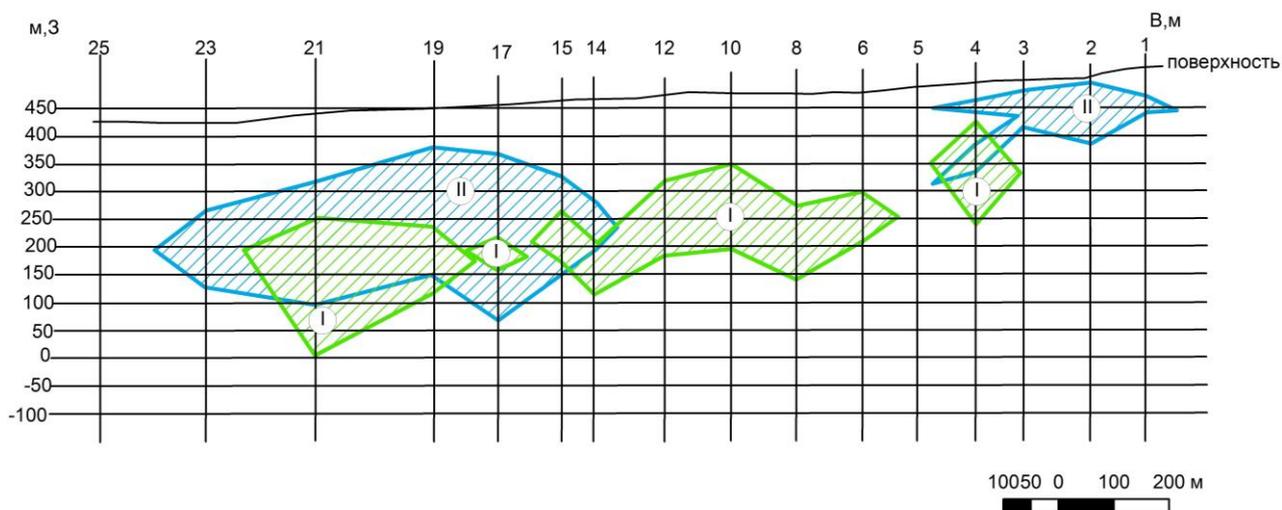


Рисунок 3.5. Проекция рудных тел Майского месторождения на вертикальную плоскость

Породы месторождения претерпели контактовый метаморфизм с образованием в различной степени ороговикованных пород, а участками – скарнов (рис.3.6).

С юго-востока рудное поле эродировано гранитоидами позднедевонско-раннекаменноугольного возраста. Внедрение крупного массива гранитоидов привело к значительным метаморфическим преобразованиям вулканогенно-осадочных пород в условиях мусковит-роговиковой (внешняя зона) и пироксен-роговиковой фации контактового метаморфизма по Н.Л. Добрецову и Н.В. Соболеву (Добрецов, 1970). Метаморфические породы представлены контактными роговиками, имеющими кварц-полевошпатовый, кордиерит-кварц-биотитовый и кварц-биотитовый состав.

Зона ороговикованных пород имеет значительно большее распространение, чем сами роговики. Ороговикованные породы отмечаются не только в зоне экзоконтакта гранитоидного массива, но и в достаточной удаленности от него. Ороговикованные породы по интенсивности весьма различны, от появления в породе единичных контактовых минералов до замещения породы этими минералами на 30-40%. В известковистых алевролитах появляются скопления биотита, мусковита, тремолита. В вулканогенных породах отмечается появление чешуек биотита, часто с кварцем и эпидотом, иногда вместе с этими минералами развивается пирит.

Кварцево-полевошпатовые роговики в основном образуются за счет пород кислого состава, в меньшей степени кремнистых алевролитов. Наибольшая часть контактово-метаморфизованных пород представлена биотит-кварцевыми и кварц-биотитовыми роговиками, образовавшимися, главным образом, за счет известковистых и кремнистых алевролитов. Они состоят из биотита 15-25%, кварца 40-70%, а также в различных количествах присутствует мусковит, эпидот, хлорит, плагиоклаз, апатит.

В составе скарнов преобладает моноклинный пироксен – геденбергит, в кристаллах которого встречаются мелкие отдельные включения и гнезда граната (андрадит). Всегда присутствуют буроватый тонкочешуйчатый стильпномелан в виде пятнистых участков развивающийся по пироксеновой массе, и в значительном количестве кальцит, образующий участки неправильной формы и прожилковые выделения, около которых пироксен перекристаллизован в более крупнозернистый агрегат. Подобные участки являются продуктами более поздних преобразований скарнов.

Измененные породы месторождения представлены околорудными метасоматитами и продуктами их преобразования на прогрессивной стадии контактового метаморфизма. Отмечаются кварц-хлорит-серицитовые, хлорит-серицитовые, хлорит-кварцевые, кварц-хлоритовые, хлорит-тальк-карбонатные, мономинеральные хлоритовые и тальковые породы. Структура околорудной метасоматической породы характеризуется неправильными и прожилковидными выделениями рудных минералов (сфалерита, галенита, пирита). Наибольшим распространением среди перечисленных выше пород пользуются кварцево-хлоритовые, хлорито-кварцевые и тальковые разности. Мономинеральные хлоритовые породы встречаются в виде небольших реликтовых участков среди тальковых пород, образуя постепенные переходы с ними через хлорито-тальковые и тальк-карбонатные разности. Характерной особенностью хлорито-тальковых и тальковых пород является наличие в них петельчатых выделений хлорито-тальково-карбонатных пород с гипсом.

Рудная зона приурочена к толще кремнистых алевролитов и туффитов, с прослоями и линзами существенно известковистых алевролитов и аргиллитов. Она прослежена в субширотном направлении на 1,5 км; падение ее южное под углом 50-60°. Строение рудной зоны довольно сложное. Она приурочена к тектонически ослабленной зоне, являющейся по своему характеру послонной или, вернее, псевдопослонной. Тектонические подвижки в более пластичных туфогенных образованиях обычно затушеваны гидротермальными изменениями. Менее компетентные алевропелиты слабо перемяты, чаще раздроблены.

Рудные тела имеют линзовидную форму и существенно свинцово-цинковый состав. Они характеризуются неравномерным содержанием основных компонентов и очень низким содержанием меди. Соотношение Cu:Pb:Zn - 1:6:12. Оруденение контролируется зонами конседиментационной трещиноватости и дробления, в связи с чем, на месторождении распространены главным образом прожилковые, редко гнездово-вкрапленные руды, сложенные сфалеритом и галенитом. Халькопирит и пирит имеют подчиненное значение. Характерно наличие небольшого количества пирротина, замещающего пирит. Главные жильные минералы: кварц, карбонат, хлорит, барит. В западной части месторождения, висячем боку рудной зоны под однородной толщей известковистых алевролитов развиты

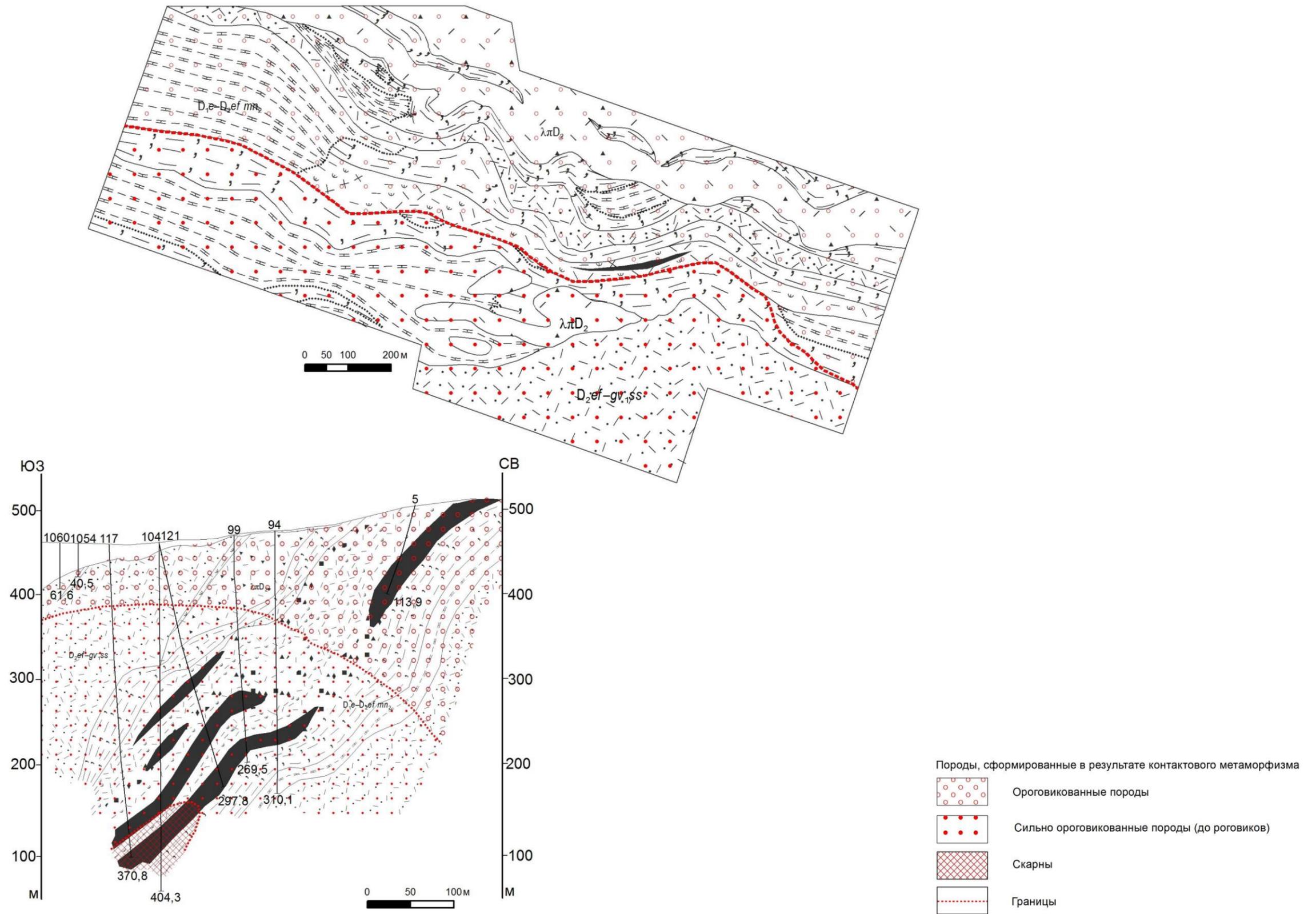


Рисунок 3.6. Зоны контакто-метаморфических преобразований вулканогенно-осадочных отложений на примере Майского месторождения. Остальные условные обозначения согласно рисункам 2.6 и 3.2

гидротермально измененные породы с цинково-свинцовым оруденением, содержащим в повышенных концентрациях золото (до 3,5 г/т) и серебро (до 530 г/т).

Выделяемая зона с золото-серебросодержащим полиметаллическим оруденением имеет протяженность по простиранию около 500 м (в восточной части ограничивается разломом северо-западного направления), по падению распространена до глубины 200-250 м, имеет мощность до 80 м.

Типичные окисленные руды на месторождении практически отсутствуют. Смешанные окисленно-сульфидные руды пользуются ограниченным распространением. Из окисленных минералов наибольшим распространением, кроме гидроокислов железа и марганца, пользуются смитсонит и церуссит. Англезит, аурикальцит и малахит встречаются редко и самостоятельных скоплений не образуют.

Первичные гидротермально-осадочные руды сложены пиритом зонального строения, колломорфной структуры, причем характерно, что кварц в ассоциации с пиритом также имеет сферическое и радиально-лучистое строение, колломорфные структуры наблюдаются в сфалерите и халькопирите. Текстуры таких руд брекчиевые, линзовидные, слоистые, полосчатые. Широко распространены гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая с реликтами колломорфной, разъедания, пересечения и петельчатая структуры, вкрапленные массивные, прожилково-вкрапленные текстуры главных рудных минералов, характеризующих прогрессивную стадию метаморфогенного этапа рудообразования.

Блеклая руда встречается в виде мономинеральных зерен размером от сотых до десятых долей миллиметра, редко - около 1 мм среди тонкозернистого полиминерального агрегата, состоящего из сфалерита, галенита, халькопирита, кварца и барита (Серавина, 2014). Золото и серебро в рудах обычно связано с сульфидами и блеклыми рудами, образуя в них твердые растворы, реже они наблюдаются в самородной форме, и в виде теллуридов золота и серебра. Свободные формы золота и серебра образуются в результате очищения от примесей, при контактовом метаморфизме, ранее сформированных сульфидов (Кузнецов и др., 2011).

Пирротин, ассоциирует с пиритом. Магнетит и гематит встречаются в оруденелых скарнах. Оба эти минерала находятся в тесной структурной связи с сульфидами - галенитом, сфалеритом, пиритом и образовались на регрессивном этапе метаморфизма. Замещение галенита магнетитом происходит чаще из центра к периферии зерен. При травлении концентрированной соляной кислотой в магнетите обнаруживаемая аллотриоморфнозернистая структура. Гематит количественно преобладает над магнетитом, развивается по магнетиту или вокруг сульфидов в виде петельчатых образований. Сульфидно-окисные руды определяют типоморфный комплекс регрессивной стадии

метаморфизма на месторождении, как это было показано Г.В. Ручкиным для докембрийских месторождений сульфидов (Ручкин, 1984).

3.2. Тушканихинское и Хлебниковское месторождения

Также в пределах Березовогорского рудного поля выявлено около 25 мелких месторождений и рудопроявлений - Тушканихинское, Хлебниковское и др. Они имеют сходную с Майским месторождением геолого-структурную позицию, что подтверждено исследованиями последних лет.

Тушканихинское месторождение

Месторождение в 8 км к западу от Майского месторождения. Первое упоминание о Тушканихинском рудопроявлении относится к 1953 году. В это время геологом Волковым А.А. (ВАГТ) проводилась геологическая съемка частей листов М-44-30-В, Г и М-44-32-А, Б, В, Г. В результате проведенных работ в районе тригопункта была выявлена зона окварцевания с наличием бурых охр. В 1957 году Березовогорская партия приступила к проведению поисково-разведочных работ в этом районе, выявивших новое месторождение, которое впоследствии было названо Тушканихинским.

Месторождение приурочено к базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной формации девона. В его строении участвуют излившиеся, пирокластические и осадочные породы, субвулканические образования, дайки плагиогранит-порфиров и габбро-долеритов (рис.3.7). Участок месторождения сложен существенно осадочными породами-алевролитами с наличием чрезвычайно редко встречающихся прослоев кислых туфов.

Породы кислого состава представлены лавами и лавобрекчиями, иногда с прослоями кислых агломератовых туфов и кремнистых алевролитов. На отдельных участках месторождения для таких отложений характерно проявление интенсивной гидротермальной проработки и наличие вкрапленного оруденения, иногда с промышленным содержанием полезных компонентов.

Основные рудные тела приурочены к пачке, которая характеризуется частым переслаиванием алевролитов кремнистого, глинисто-кремнистого и известково-глинистого состава с кислыми средне-мелкозернистыми туфами, лавами, лавобрекчиями, туфами, туфопесчаниками и значительно реже туфами среднего состава.

Надрудные породы представлены преимущественно кислыми лавами, лавобрекчиями с небольшими прослоями мелко- и среднезернистых туфов, и глинисто-кремнистых и кремнистых алевролитов.

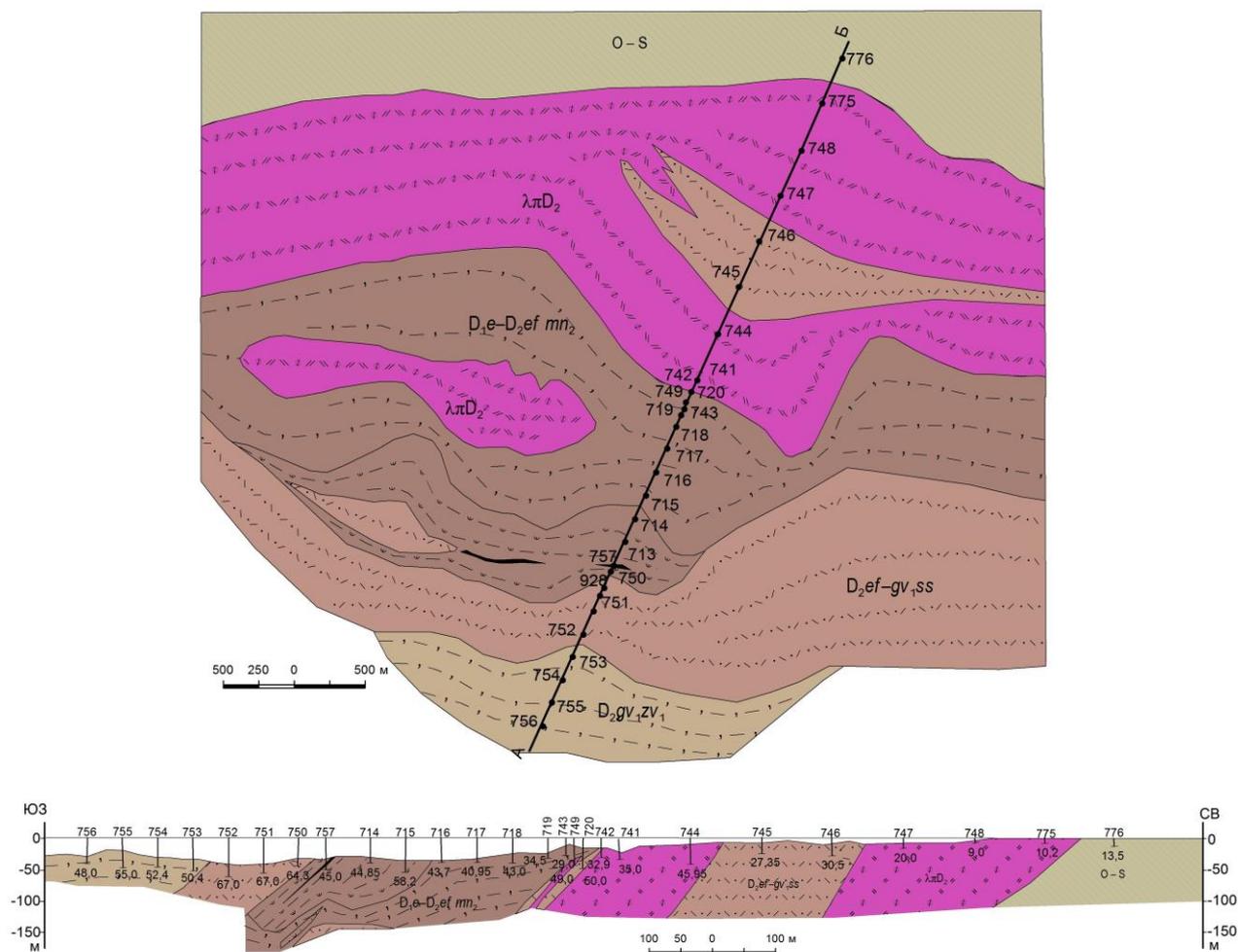


Рисунок 3.7. Литолого-стратиграфическая карта и разрез по линии АБ Тушканихинского месторождения. Условные обозначения согласно рисункам 2.1, 2.6 и 3.1

В структурном отношении Тушканихинское месторождение приурочено к северному крылу Березовогорской синклинали, осложненному дополнительной мелкой складчатостью. Ведущее простирание слагающих месторождение пород - субширотное, падение южное в среднем под углом 45-50°. С глубиной иногда намечается постепенное выполаживание структур.

Вмещающие породы Тушканихинского месторождения в результате метасоматических процессов под воздействием гидротерм претерпели значительные изменения. Выделяются следующие стадии изменения вмещающих пород:

1. Дорудная стадия изменения вмещающих пород получила широкое распространение и выражена в проявлении процессов окварцевания, серицитизация, хлоритизация, калишпатизация и пиритизация.

2. Рудная стадия гидротермального изменения вмещающих пород. В эту стадию выделились основные сульфиды и, кроме того, происходило более интенсивное изменение вмещающих пород. Непосредственно вблизи рудного тела породы превращаются в хлорит-

кварцевый агрегат, с богатой вкрапленностью сульфидов. Пространственная связь измененных пород с рудными телами свидетельствует об их генетической связи.

3. Пострудная стадия гидротермального изменения вмещающих пород. Существенным отличием минерализации данной стадии от предыдущих является то, что процессы широкого метасоматоза здесь почти полностью отсутствуют. Отложение минералов в эту стадию происходило в открытых трещинах (прожилки кварца, гипса, карбоната). Образование гипса в эту стадию свидетельствует о насыщенности гидротерм серой и кальцием.

Основной рудоконтролирующей структурой Тушканихинского месторождения является широтный разлом, очевидно, надвигового характера, прослеженный вдоль контакта среднего существенно осадочного и верхнего вулканогенного горизонта. Оруденение локализуется в сопровождающей нарушение зоне интенсивно раздробленных и гидротермально измененных пород, а также в сопряженных структурах срыва и отслаивания на границах различных по физико-механическим свойствам пород и внутрипластовых зонах тонкой трещиноватости.

Рудные зоны месторождения имеют сложное внутреннее строение. Среди них, часто обособливаются несколько сближенных рудных тел, ориентированных параллельно друг другу и разделенных слабоминерализованными или безрудными породами. По форме это часто согласные или субсогласные, линзовидные залежи со значительными колебаниями мощностей и неравномерным содержанием полезных компонентов. Контакты рудных тел не четкие, с постепенным снижением интенсивности оруденения и переходом в зону рассеянной сульфидной минерализации в виде убогой вкрапленности и микропрожилков. Практически граница рудных тел отбивается исключительно с помощью опробования.

Протяженность залежей по простиранию несколько превышает таковую по падению, но чаще всего имеют равные параметры. Прослеживаемая длина рудных тел по простиранию колеблется от 80 до 240 м, а по падению от 60 до 200 м (единственный случай 335 м). Мощность рудных тел варьирует в пределах от 0,4 м до 39,0 м, однако чаще не превышает 10-15 м. Наряду с залежами, хорошо прослеженными несколькими буровыми скважинами, как по простиранию, так и по падению, на месторождении встречаются мелкие не увязывающиеся между собой рудные тела. В разрезе в интервале 10 м количество их иногда достигает 4-5. Эти тела располагаются «пачками» с интервалом между ними в 1-2 м и обычно являются сопряженными с более крупными рудными телами.

Характерно неоднородное строение рудной залежи, определяющейся перемежаемостью промышленных руд со слабоминерализованными и пустыми породами.

Руды Тушканихинского месторождения – сульфидные. Окисленные разности распространены весьма ограниченно. По вещественному составу существенно свинцово-цинковые с небольшим содержанием меди. Главными рудообразующими минералами являются: сфалерит, галенит, халькопирит и пирит. Из жильных минералов развит в основном, кварц, реже серицит, хлорит, кальцит, доломит, сидерит, барит и флюорит.

Содержание полезных компонентов в рудах колеблется в широких пределах. Максимальное содержание меди, свинца и цинка составляет, соответственно 7,15%, 49,34% и 39,43%. Среднее по месторождению – 0,23%, 1,11% и 2,6%. Соотношение средних содержаний меди, свинца и цинка – 1:5:11.

По минералогическому составу на месторождении преобладают галенит-сфалеритовые, несколько реже встречаются существенно сфалеритовые руды. Те и другие находятся в тесной ассоциации, постепенно переходя одна в другое и слагают штокверковые (прожилковые) тела в брекчированных кремнисто-глинистых алевропелитах, или, что значительно реже, в лавах и лавобрекчиях кислого состава.

Для руд месторождения наблюдается разнообразие текстур и структур. Наиболее широко распространенными текстурами являются штокверковые, реже гнездово-вкрапленные. В редких случаях встречаются вкрапленные, массивные, брекчиевидные, пятнистые. Структуры - среднезернистые- гипидиоморфно - аллотриоморфно - панидиоморфнозернистые, реже распада твердых растворов - эмульсионные; замещения - коррозионные; давления -катакластические. Наличие широкого разнообразия текстур и структур в рудах месторождения обусловило разделение последних на этом основании на четыре типа - прожилковый, гнездово-прожилковый, гнездово-вкрапленный и массивный.

В 2014 году автором диссертации было произведено описание юго-западной стенки карьера Тушканихинского месторождения с отбором проб на различные виды исследований. По результатам масс-спектрометрического анализа были составлены графики распределения некоторых химических элементов (рис. 3.8). Следует отметить, что максимальные значения практически всех элементов чаще всего приурочены к зонам дробления (тектоническим), которые отчетливо выделяются на разрезе между ПК 1 и ПК 2, ПК 4 и ПК 5. Повышенные значения Cu, Pb и Zn приурочены к вулканогенно-осадочным породам. Ниже приведено петрографическое описание пород разреза Тушканихинского месторождения, представленного в старых горных выработках:

Кремнистый алевролит (туффит) – криптозернистая кремнистая порода. Отмечаются мельчайшие зернышки кварца, ориентированные в одном направлении, вероятно по слоистости. В породе содержатся тонкие прожилки кварца и гидроокислов Fe. Более крупные прожилки кварца имеют мощность от 0,1 до 0,3 мм.

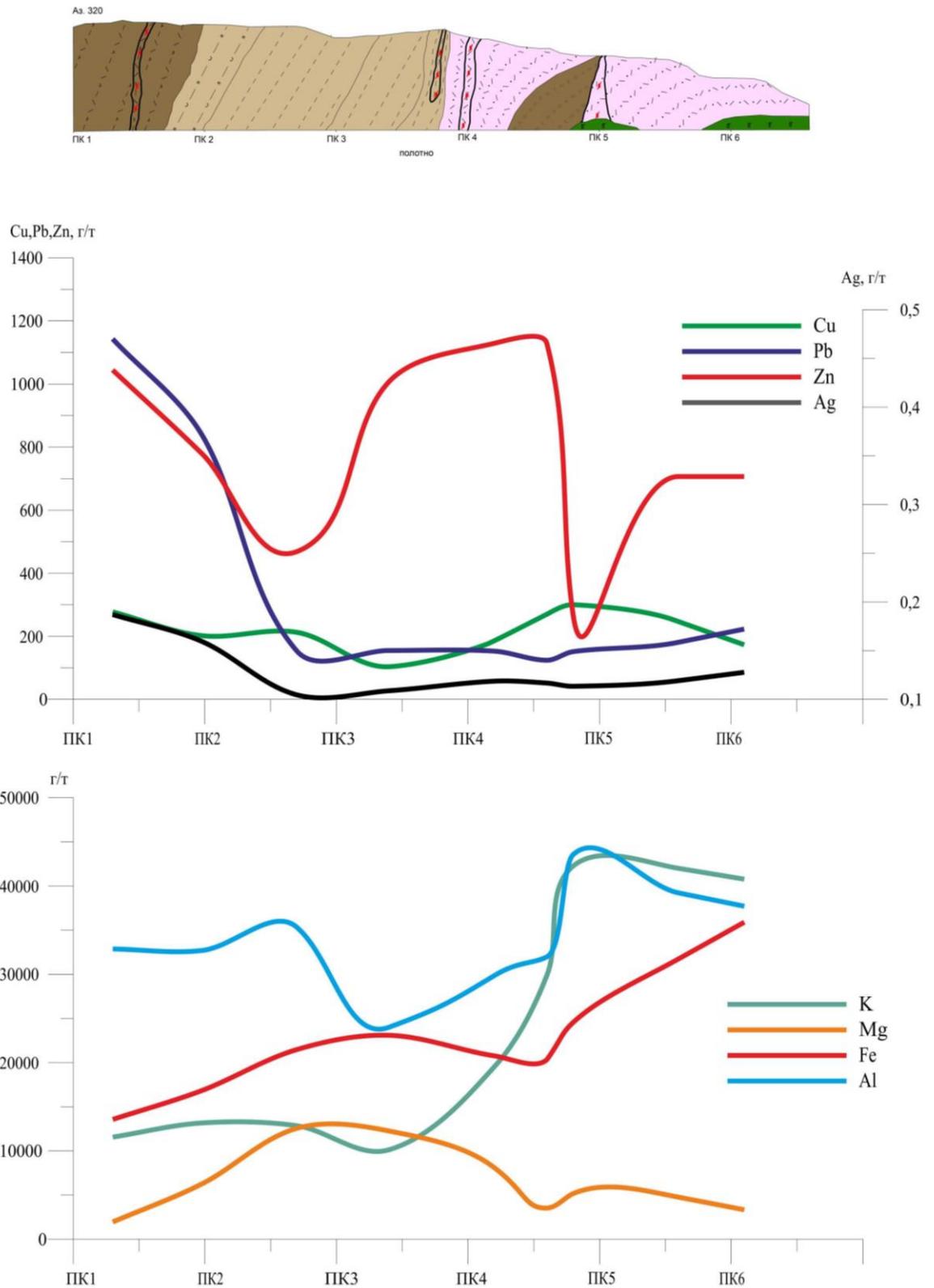


Рисунок 3.8. Схематическая зарисовка юго-западной стенки карьера Туşkанихинского месторождения и графики распределения Cu, Pb, Zn, Ag, K, Mg, Fe, Al (в г/т). Остальные условные обозначения согласно рисунку.2.

Алевролит гематитизированный – тонкозернистая порода с ясно выраженной полосчатой текстурой. Одни полосы (более светлые) состоят преимущественно из кварца с подчиненным количеством полевых шпатов, другие (более темные) такого же состава, но гематитизированные. Порода содержит прожилки гидроокислов железа и кварца, ориентированные как по слоистости, так и вкрест ее.

Туфобрекчия – состоит из обломков туфов различного размера. Туфы в обломках состоят из обломочных зерен плагиоклаза, размером 0,5–1,0 мм, интенсивно серицитизированных и тонкозернистого кремнистого цемента. Кварц в туфах не наблюдается, поэтому считаем, что они отвечают по составу андезитам. Туфовые обломки окружены каймой, состоящей из кремнистого вещества и гематита. Промежутки между обломками выполнены крупночешуйчатым хлоритом. Порода ожелезнена и содержит вкрапленность пирита.

Туф андезита – литокристаллокластическая порода с обломочной текстурой. В виде обломков отмечаются плагиоклазы, интенсивно серицитизированные, размером от 0,3–0,5 до 1,0 мм. Отдельные кристаллы плагиоклаза составляют 3,0–3,5 мм. Цемент тонкозернистый, кремнистый, местами слабо серицитизированный и содержит вкрапленность пирита.

Туф смешанного состава – порода обломочной текстуры, интенсивно измененная. Обломки представлены зернами плагиоклазов, размером 0,2–0,5 мм, интенсивно серицитизированных, обломками туфов андезитов, размером 2,0–3,0 мм, и алевролитов кремнистых, размером 1,0–2,0 мм. Обломки пород окаймлены мельчайшими зернами кварца. Цемент кремнистого состава, окварцованный, серицитизированный. В цементе отмечаются прожилковидные и гнездовидные выделения метасоматического кварца и гематита. Гематит образует причудливой (петельчатой) формы выделения или окаймляет округлые, похожие на овоиды формы.

Хлебниковское месторождение

Месторождение расположено на юго-восточной окраине деревни Кузьминка, в 1,5 км западнее Майского месторождения.

Оно известно с начала XIX века как Хлебниковский прииск. Позднее он был посещен работниками ОРП ЗСГУ и рекомендован для постановки здесь поисковых работ II очереди. В 1958 году Каменской геофизической экспедицией, на участке бы проведен комплекс геофизических исследований, а результате чего методов ВП выявлены две аномальные зоны - северная и южная. В 1954 году Березовогорская партия приступила к проведению поисково-разведочных работ на Хлебниковском участке, в результате чего было выявлено мелкое, не промышленное месторождение, которое назвали Хлебниковским.

Хлебниковское месторождение приурочено, к базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной формации девона. В его строении принимают участие осадочные и пирокластические породы, дайки габбро-долеритов и гранит-порфиры (рис. 3.9).

Преобладающими в строении месторождения породами являются известковистые, глинисто-известковистые, кремнисто-глинистые и кремнистые алевролиты. Несколько реже встречаются мелкозернистые туфы риолитового состава и туфопесчаники. Рудовмещающими породами являются глинистые, глинисто-кремнистые и существенно-кремнистые алевролиты и туффиты.

Габбро-долериты весьма немногочисленны, чем рудопроявление значительно отличается от рядом расположенного Майского месторождения, мощность даек не превышает 5-10 м. Простираение их субширотное, срезающее под небольшим углом напластование пород, падение крутое, почти вертикальное.

По результатам петрографических исследований рудовмещающих пород Хлебниковского месторождения выявлены следующие разности:

Туффит брекчированный, окварцованный, гематитизированный – порода нарушена, брекчирована и гидротермально изменена. Первичная порода представляла собой кремнистый туффит, криптозернистый, гематитизированный. В результате нарушения она приобрела брекчиевидную текстуру. Обломки остроугольной и округлой формы различного размера, цементируются они кварцевым агрегатом, местами с серицитом и альбитом. С кварц-серицитовым агрегатом ассоциирует гематит. В обломках и в цементе отмечаются кристаллики пирита и многочисленные следы от выщелоченного пирита. Обломки пересечены тончайшими прожилками кварца.

Месторождение приурочено к центральной части Березовогорской синклинали и представляет собой довольно пологую моноклиаль. Ведущее простираение слегающих участок пород - субширотное, падение на юг под углом 50-30°.

Рудоконтролирующей структурой является широкий надвиг. В рудоносной структуре выделяется несколько сближенных рудных тел, ориентированных параллельно контролирующему их надвику и разделенных безрудными породами. По форме это линзовидные залежи, несогласные с общим напластованием пород, со значительными колебаниями мощностей и неравномерным распределением оруденения по простираению и падению.

Падение рудных тел южное, под углом 45-60°. Размеры их по простираению не превышают 150 м и столько же по падению.

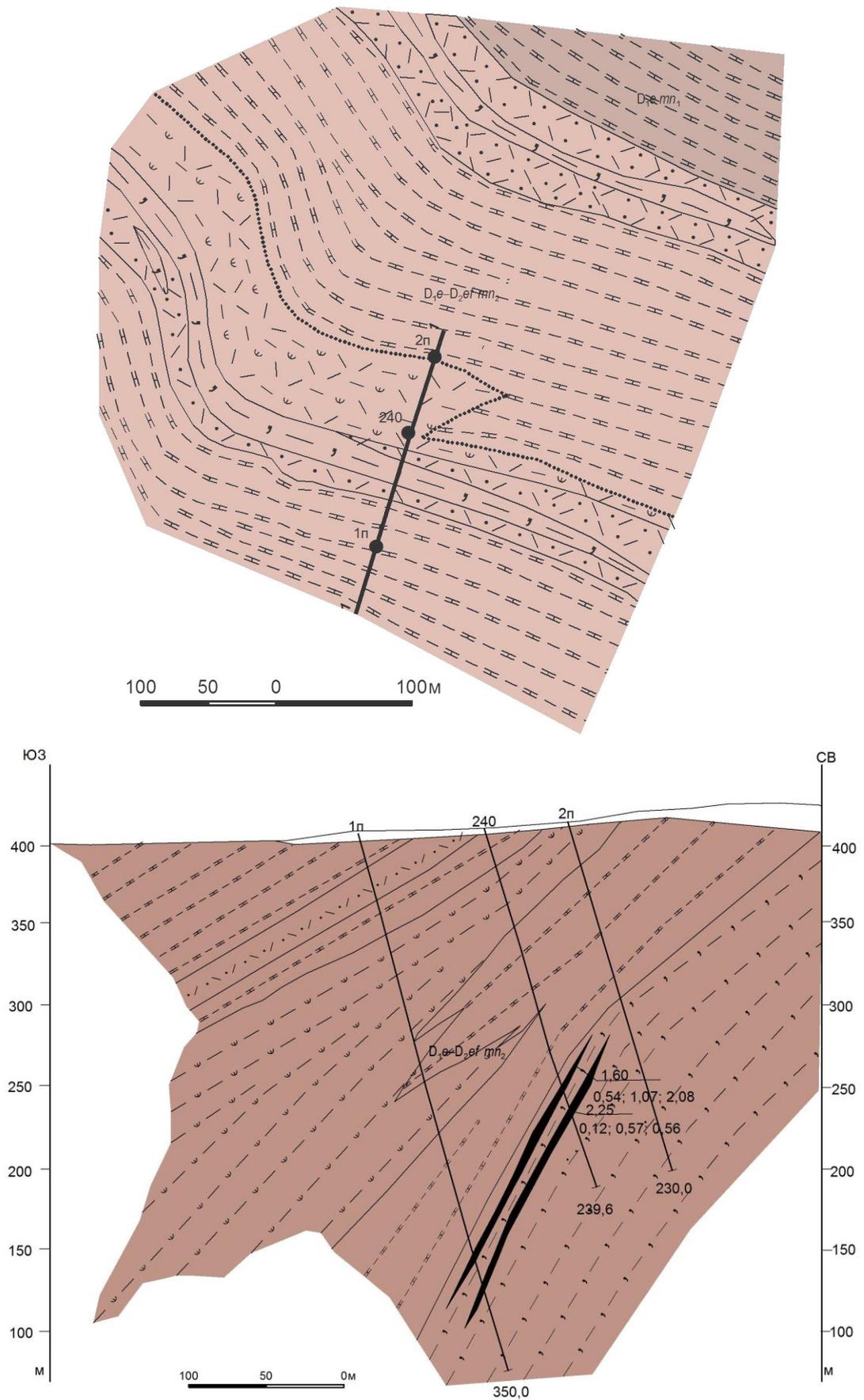


Рисунок 3.9. Литолого-стратиграфическая карта и разрез по линии 1 Хлебниковского месторождения. Условные обозначения согласно рисункам 2.1, 2.6. и 3.1

По минералогическому составу руды типичные полиметаллические. Главными рудными минералами являются галенит, сфалерит, халькопирит и пирит. Из жильных минералов преобладает кварц, реже встречается серицит и хлорит. По текстурно-структурным особенностям среди встреченных руд превалирует прожилковый тип, вкрапленный и гнездовый встречаются исключительно редко.

Среднее содержание по рудопроявлению меди, свинца и цинка составляет, соответственно, 0,96%, 3,51% и 4,3%. Соотношение средних содержаний- 1:4:5. В целом рудная зона прослежена на 600 м по простиранию и на 300 м на глубину.

3.3. Рудопроявления Березовогорского рудного поля

Новоникольское рудопроявление

Рудопроявление расположено в 3,5 км западнее Майского месторождения, работы на котором проводились Березовогорской партией в течение 1953-54 гг. по рекомендации Каменевой геофизической экспедиции Сибирского геофизического треста. В пределах рудопроявления были выявлены две аномалии вызванной поляризации, расположенные кулисообразно.

В целом участок сложен существенно осадочными породами среднего девона эмс-эйфельского возраста. В основании разреза лежат кремнистые, глинисто-кремнистые, и глинистые алевролиты с маломощными прослоями полимиктовых песчаников и туфов риолитового состава. Перекрываются они глинистыми алевролитами с редкими линзами пород среднего состава и туфов риолитового состава. Выше залегают глинистые, известковисто-глинистые и существенно известковистые алевролиты с прослоями глинисто-кремнистых и кремнистых образований. Завершается разрез существенно вулканогенной пачкой, представленной агломератовыми и пепловыми туфами риолитового состава, лавами и лавобрекчиями кислого состава с прослоями кремнистых алевролитов. В строении участка также принимают участие субвулканические риолиты, которые слагают дайки широтного простирания.

В структурном отношении рудопроявление расположено в северном крыле Березовской синклинали, осложненном дополнительной складчатостью I и II порядка.

Рудная зона Новоникольского рудопроявления прослежена по поверхности горными работами на 400 м буровыми скважинами до глубины 160 м. Мощность ее составляет от 2 до 20 м. Морфологически зона представляет собой секущую структуру с довольно сложным внутренним строением. Обычно это не выдержанная по мощности и протяженности зона

интенсивного брекчирования и повышенной трещиноватости, реже она представлена системой сближенных трещин, выполненных дробленным материалом вмещающих пород. Из рудных минералов в пределах зоны окисления присутствуют малахит, азурит и многочисленные охры желтого и лимонно-желтого цвета, приуроченные к пустотам, порам, или встречаются в виде гнездообразных концентраций в цементирующем материале тектонических брекчий и в виде пленок по трещинам.

Содержание в окисленной зоне цинка, меди и свинца, соответственно составляет: 0,3%, 0,88% и 0,3%. Из сульфидных минералов присутствуют: сфалерит, галенит и халькопирит. В текстурном отношении руды представлены исключительно прожилковым типом, мощность прожилков варьирует в широких пределах, но в большинстве своём превышают 10-15 см. Насыщенность их на линейную единицу (1 м) не высока. Иногда они напоминают типичный штокверк. Руды существенно медно-цинкового состава с содержанием полезных компонентов для меди от 0,13% до 3,47%, свинца от 0,03% до 0,06% и цинка от 3,29% до 7,23%.

Миловановское рудопроявление

Рудопроявление расположено в 3 км к северо-востоку от Майского месторождения. Оно открыто 1953 году Змеиногорской поисково-съёмочной партией. Позднее, в 1960 году Березовогорской геологоразведочной партией проведен небольшой комплекс горных и буровых работ, а результате чего составлена схематическая геологическая карта и дана промышленная оценка рудопроявления.

Миловановское рудопроявление сложено вулканогенно-осадочными образованиями эмс-эйфельского возраста. В пределах изученной части разрез начинается алевролитами с незначительными по мощности прослоями кремнистых алевролитов и полимиктовых песчаников. Выше залегает горизонт кремнистых полосчатых сланцев интенсивно раздробленных и, очевидно, являющихся основным рудовмещающим горизонтом. Кремнистые сланцы выше сменяется мелкообломочными туфами риолитового состава и мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками. Завершается разрез мощным горизонтом алевролитов с отдельными редкими прослоями глинистых алевролитов и туфов кварцевых кислого состава. В восточной части рудопроявления вышеописанные образования находятся в контакте с гранитоидами и ороговикованы.

В структурном отношении участок рудопроявления приурочен к северному крылу небольшой антиклинальной складки (Миловановской антиклинали). Миловановская антиклиналь представляет собой относительно длинную узкую структуру субширотного

простирается с довольно крутыми падениями крыльев на север и пологими на юг. При ширине 200-600 м протяженность складки по простиранию составляет 1000 м.

Среди разрывных нарушений отмечается крупный разлом субмеридионального простирания, расположенный западнее рудопоявления. Нарушение, видимо, неоднократно подновлялось, и являлось рудоподводящим каналом для Миловановского рудопоявления. Но поверхности оно фиксируется руслом реки Миловановки. Из более мелких нарушений необходимо отметить серию малоамплитудных разломов типа сбросо-взбросов позднегерцинского заложения, осложняющих крылья Миловановской антиклинали.

Рудная зона рудопоявления на поверхности вскрыта несколькими разведочными скважинами и прослежена по простиранию на протяжении 300 м. Она представлена полосой интенсивно брекчированных, местами нацело перетертых пород с наличием небольших концентраций меди и буро-желтых охр по трещинам. Мощность зоны колеблется от 3 до 15 м, простирание субширотное, падение довольно крутое на север. На всем протяжении зона не имеет резко выраженных линейных форм, часто разветвляется, а иногда имеет кулисообразное строение. С севера и юга к ней примыкает большое количество трещин и небольших зон.

Из рудных минералов в зоне присутствует в основном малахит. Последний, выполняет полости или замещает те или иные минералы вмещающих пород. Морфологически оруденение представлено гнездово - прожилковым типом. Мощность прожилков варьирует в больших пределах, но в среднем не превышает 20-25 см. Иногда несколько жил собраны в пачки, образуя своеобразные зоны мощностью до 2-3 м. Протяженность рудных жил не велика. Чаще всего они короткие, ориентированные преимущественно в северо-западном и северо-восточном направлениях. В целом рудная зона напоминает по своему внутреннему строению макроштокверк. Гнездовые рудные скопления встречаются значительно реже.

Размеры их колеблется от 2 x 2 см до 30 и 35 см. Распространены они по зоне весьма неравномерно, иногда образуя довольно интенсивные скопления на участках 2 x 3 м. Характерно, что основная (широтная) зона фиксируется наличием интенсивной огипсованности и весьма низкими содержаниями меди, в основном не превышающими 0,03-0,1%, в то время как опережающие ее диагонально расположенные трещины и мелкие кулисные зоны характеризуется высокими содержаниями меди (на отдельных участках до 8-10%).

Отрадинское рудопроявление

Рудопроявление находится в верховье реки Дальняя Щелчиха. Оно открыто геологом В.П. Ходаревым в процессе производства геолого-съёмочных работ масштаба 1:50 000.

Рудопроявление сложено вулканогенно-осадочными породами эмс-эйфельского возраста и подстилающими их сланцами и песчаниками метаморфической толщи нижнего палеозоя, который в 0,8 км южнее прорваны гранитоидами Змеиногорского комплекса. В структурном отношении рудопроявление приурочено к западному окончанию Березовогорской синклинали.

Оруденение вскрыто одной скважиной под покровом рыхлых отложений на глубине 59,0-92,0 м. В зоне окисления рудопроявление фиксируются многочисленными пустотами выщелачивания, выполненными желтыми, бурыми и вишнево-бурыми охрами.

Нередко охристые образования слагают неправильные скопления вдоль трещин или густо пропитывают вмещающие породы, окрашивая их в бурые и желтые тона. Ниже зоны окисления оруденение проявляется в виде весьма рассеянной вкрапленности пирита и реже халькопирита в трещиноватых, местами брекчированных туфах кислого состава с прослоями алевролитов.

Капустинское рудопроявление

Оруденение было обнаружено геологами Березовогорской партии в 1957 году при производстве поисковых работ масштаба 1:10 000. Позднее в целях прослеживания рудной зоны по простиранию, было пройдено несколько горных выработок, а на глубину - пробурены поисково – картировочные скважины.

Рудопроявление сложено осадочными породами эмс-эйфельского возраста, которые литологически представлены песчаниками, конгломератами, алевролитами и кремнистыми сланцами. В структурном отношении участок приурочен к северному крылу Березовогорской синклинали, осложненной системой дизъюнктивных нарушений субмеридионального, диагонального и широтного направления.

Оруденение было вскрыто одной канавой и представляет собой два коротких, мощностью 2-3 см, прожилка медной зелени. Содержание меди составляет от 3 до 5%.

Таким образом, изложенный в главе 3 материал позволяет обосновать третье защищаемое положение диссертационной работы:

Месторождения и рудопроявления Березовогорского рудного поля локализованы в удаленной и промежуточной фациальных зонах, представленных кремнистыми разностями вулканогенно-осадочных пород, которые на флангах фациально замещаются глинисто-терригенными, терригенными и карбонатно-терригенными отложениями. Рудные тела имеют линзовидную форму и существенно свинцово-цинковый состав. Вмещающие породы и рудные тела претерпели контактовый метаморфизм мусковит-роговиковой фации, связанный с внедрением гранитоидов позднедевонско-раннекаменноугольного возраста.

Глава 4. ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВАЯ МОДЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЕРЕЗОВОГОРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

4.1. Основы построения прогнозно-поисковых моделей

Прогнозно-поисковые модели представляют собой систему таких характеристик месторождения, которые являются главными прогнозно-поисковыми критериями и признаками и могут быть достоверно опознаны современными методами ГРР.

Особенности строения разреза рудоносной формации вместе с рядом основных характеристик, отражающих геолого-генетическую общность месторождений, составляют основу их прогнозно-поисковых моделей. В качестве главных элементов таких моделей выделяются: рудовмещающие части разреза рудоносной формации с подрудными (дорудными) и надрудными (пострудными) вулканогенными, осадочно-вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами; субпластовые (линзовидные, пластообразные и комбинированные) залежи массивных руд, расположенные согласно со слоистостью на одном или нескольких литолого-стратиграфических уровнях; рудоконтролирующие и рудовмещающие структуры; метасоматиты кварц-серицитовой формации; горизонты сульфидоносных осадочных пород и обломочных руд, а также кремнистые отложения, несущие оксидные формы Fe и Mn, над залежами массивных руд и на их флангах; эндогенные геохимические ореолы и геофизические аномалии (Методические основы прогноза и поисков свинцово-цинковых месторождений, 1987; Ваганов и др., 1989; Авдонин, 1995).

Важным элементом прогнозно-поисковой модели колчеданного месторождения является отчетливо выраженное зональное строение рудных тел, околорудных метасоматитов и геохимических ореолов. Зональность руд проявляется в закономерном увеличении доли рудообразующих минералов ряда пирит-халькопирит-сфалерит-галенит-барит от лежачего бока залежей к висячему и по латерали по мере удаления от рудоподводящего канала. Этот ряд подтверждается соответствующим распределением Fe, Cu, Zn, Pb, Ba и элементов-примесей в рудных телах.

Породы лежачего и висячего боков существенно различаются по характеру метасоматических преобразований: в первых на фоне пропилитовых изменений широко развиты метасоматиты серицитолитовой формации, а также воронко- и трубообразные тела выщелоченных пород с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией, фиксирующие положение рудоподводящего канала; во вторых преобладают зеленокаменные

изменения со стратиформными зонами надрудной гематитизации и горизонтами кремнистых пород с оксидами железа и марганца (Кривцов и др., 2002).

Высокая геохимическая индивидуализированность рудных объектов позволяет выделять ореолы месторождений на фоне аномальных геохимических полей и с учетом геохимической зональности уверенно опознавать их надрудные, подрудные и фланговые зоны. Современными геофизическими методами достоверно опознаются такие элементы прогнозно-поисковой модели как толщи кислых вулканитов в рудовмещающей части разреза рудоносной формации, околорудные метасоматиты с вкрапленностью сульфидов, а также собственно колчеданные залежи.

Таким образом, прогнозно-поисковые модели отражают геологическое строение, а также геофизические и геохимические характеристики конкретного месторождения. В некоторой степени они содержат обобщающий анализ признаков, характерных для оруденения этого типа (Кривцов и др., 1995; Кривцов и др., 2002).

С целью оптимизации поисковых и поисково-оценочных работ, особенно на ранних стадиях, когда геологическое пространство вскрывается, изучается и оценивается по единичным пересечениям, формируются параметрические модели. Особенностью этих моделей является количественная (параметрическая) оценка признаков, критериев и систем соподчиненных элементов, характеризующих геологическое пространство месторождения применительно к различным его частям.

При построении параметрических моделей производилось деление геологического пространства месторождения на следующие его части или зоны: собственно рудоносная (РМ), рудоносная фланговая (РФ), собственно надрудная (НРМ), надрудная фланговая (НРФ), надрудная периферийная (НРП), собственно подрудная (ПРМ), подрудная фланговая (ПРФ) и подрудная периферийная (ПРП).

В рамках современных геолого-генетических построений и разработанной на их основе методики прогноза, поисков и оценки месторождений колчеданного семейства геологическое пространство описывается системой факторов и признаков, в число которых входят: стратиграфо-литолого-фациальные, магматические и структурные (в первую очередь конседиментационные и синвулканические). Также учитываются такие характеристики как: состав, зональность и интенсивность гидротермально-метасоматических изменений; морфологию, состав и положение рудных тел в структурах месторождений и разрезах рудовмещающих толщ; геохимические и геофизические аномалии, сопровождающие месторождения (Ручкин и др., 1993).

Каждая из зон пространства имеет количественные оценки следующих признаков и критериев или отдельных их элементов: мощность рудоносных, подрудных и надрудных

частей рудовмещающего разреза, а также отдельных слагающих их горизонтов и разновидностей пород; соотношение литологических разновидностей пород; размеры рудоносных структур (выражаются через отношения размеров по горизонтали (по простиранию (L), вкрест простирания (H)) и по вертикали (M), а также через мощности выполняющих структуры пород). На некоторых месторождениях учитываются углы падения бортов структур, полученные при расчете углов выклинивания рудных залежей и рудоносных горизонтов вкрест простирания и по простиранию; параметры зон развития гидротермально-метасоматических пород и рудных тел, выраженные через величины отношений L:H:M; интенсивность проявления рудной минерализации через процентное содержание сульфидов к общему объёму вмещающих пород и величины соотношения главных рудообразующих компонентов; интенсивность первичных и вторичных геохимических ореолов, и их количественные значения зональности ореолов (Кривцов и др., 2002; Кузнецов и др., 2011, Кузнецов и др.2014).

Сформированные модели состоят из нескольких блоков:

1) геолого-фациальная карта масштаба 1:10 000, включающая следующий набор тематических слоев:

- геологические формации;
- литолого-фациальный состав пород,
- зонирование околорудного пространства (с выделением собственно рудоносной, рудоносной фланговой, собственно надрудной, надрудной фланговой, надрудной периферийной, собственно подрудной, подрудной фланговой и подрудной периферийной зон);
- гидротермально-метасоматические изменения;
- формационные, геологические, фациальные границы и тектонические нарушения;
- линии разрезов или сеть опробования и др.

2) литолого-фациальные разрезы продольные и поперечные, включающие тот же набор тематических слоев, что и карта, масштаба 1:10 000–1:5 000;

3) продольная пресс-проекция рудных тел на вертикальную, а при необходимости (при горизонтальном залегании) и на горизонтальную плоскость, масштаба 1:10 000;

4) стратиграфическая колонка с указанием положения оруденения;

5) колонка рудной зоны;

6) геометризованная модель месторождения, являющаяся наглядным сопровождением табличной формы параметрических моделей.

4.2. Поисковые критерии и признаки поиска месторождений в пределах Березовогорского рудного поля

Переходя к рассмотрению геолого-генетических основ прогноза и поисков полиметаллических месторождений в пределах Березовогорского рудного поля, необходимо отметить, что они отражены в серии изданных ФГУП «ЦНИГРИ» методических руководств по построению прогнозно-поисковых моделей рудных районов, полей и поисковых участков (потенциальных месторождений) и оценке их прогнозных ресурсов (Филатов, 1983; Ваганов и др. 1989; Кривцов и др., 1995; Кривцов и др., 2002; Ручкин др., 2002; Бородаевская и др., 2002, Ручкин и др., 2011).

Исходя из работ (Кривцов, 1989; Ручкин, 1984; Авдонин и др., 2010) и на основе Российского металлогенического словаря под редакцией Кривцова А.И. (2003), под терминами «оценочные критерии» и «поисковые признаки» понимается следующее:

Оценочные критерии (предпосылки) – такие геологические условия (факторы), которые прямо или косвенно указывают на возможность обнаружения в той или иной обстановке различных полезных ископаемых. Оценочные критерии отражают связь полезных ископаемых с геологическими структурами, рельефом, климатом, возрастом геологических образований, составом горных пород, аномальными полями различного типа и позволяют оценить возможность обнаружения полезных ископаемых на определенных площадях.

Поисковые признаки – определенные факторы, явления и результаты их проявления, указывающие на наличие или возможность выявления месторождений полезных ископаемых в определенном месте. Геологические поисковые признаки можно разделить на общие и локальные признаки. Кроме того, их можно разделить еще на косвенные и прямые признаки.

Таким образом «поисковые признаки» – любые геологические признаки, указывающие на наличие или возможность выявления месторождений полезных ископаемых в определенном месте; «оценочные критерии» - такие свойства поисковых признаков, которые делают их руководящими.

Поисковые критерии и признаки полиметаллических месторождений вытекают из геологических обстановок их нахождения. В основу их разработки положены результаты анализа материалов предшествующих ГРП, полевых и камеральных исследований, выполненных с применением современных технологий, включая ГИС, которые широко внедрялись А.Ф. Карпузовым, А.Ф. Морозовым, И.А. Чижовой и другими исследователями (Карпузов и др., 1995; Чижова и др., 1996; Карпузов и др., 1997).

Рудные объекты в своем размещении подчиняются формационному, стратиграфическому, литолого-фациальному и структурному контролю, сопровождаются околорудными метасоматитами и отражаются в геохимических и геофизических полях.

Разработанная автором параметрическая прогнозно-поисковая модель месторождений Березовогорского рудного поля включает в себя следующие элементы, соответствующие прямым и косвенным поисковым признакам (рис.4.3).

Формационные. Все месторождения приурочены к ареалам развития рудоносной эмс-раннеживетской базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной формации, туфогенно-осадочной субформации.

Стратиграфические. Приуроченность полиметаллического оруденения к туфогенно-осадочной субформации, к эмс-раннеэфельскому стратиграфическому уровню.

Литолого-фациальные. Преимущественная локализация руд в толще тонкого переслаивания вулканогенно-осадочных пород промежуточных и удаленных фаций вулканизма: алевролитов, кремнистых туффитов, туфопесчаников, известняков, туфов кислого состава, лав и лавобрекчий риолитов, риодацитов, реже андезитов.

Структурные. Приуроченность полиметаллических месторождений рудного поля к конседиментационным структурам второго порядка, которые осложняют палеовулканические депрессии. Положение локальных впадин в надкупольной позиции с хорошо развитыми зонами подводящих каналов. Важным элементом палеоструктур являются синвулканические разломы, игравшие роль рудоподводящих каналов. Их выделение имеет большое значение, так как они контролируют положение корней потоков и экструзивных куполов, зон гидротермально-измененных пород, сквозных геохимических аномалий.

Околорудные изменения. Проявлены повсеместно на месторождениях рудного поля и представлены продуктами кислотного выщелачивания (кварц-серицит-хлоритовыми породами), относящимися к кварц-серицитовой метасоматической формации. Интенсивность преобразований исходных пород и морфология метасоматических зон зависит от положения месторождений по отношению к рудоподводящему каналу. Для месторождений Березовогорского рудного поля характерны ореолы гидротермального изменения пород, имеющие в объеме форму конуса, перевернутого вершиной вниз, с резким сокращением площади сечения на глубину. При этом «конус» выполнен зонально расположенными фациями метасоматитов выщелачивания: кварцитами и кварц-серицитовыми породами (часто с пиритом).

На околорудные метасоматиты и руды наложены продукты поствулканического, динамотермального и контактового метаморфизма с близкими по составу минеральными

комплексами (кварц-серицитовыми, кварц-серицит-хлоритовыми, хлорит-серицит-альбитовыми и др.).

Минералогические. Проявления медно-свинцово-цинкового колчеданного оруденения, зон интенсивной пиритизации, а также ареалов развития вкрапленной и прожилково-вкрапленной сульфидной (галенит, сфалерит, халькопирит) минерализации. Рудные тела расположены параллельно и кулисообразно относительно друг друга, имеют линзообразную форму.

Геохимические. В геохимических полях месторождения и рудопроявления Березовогорского рудного поля отражаются в виде мультипликативных геохимических аномалий ($> 0,1\%$) и первичных ореолов основных рудных и сопутствующих элементов: Pb, Zn, Cu, Ag, Sb, Bi, W. Скрытые колчеданно-полиметаллические объекты фиксируются с поверхности устойчивыми вторичными сорбционно-солевыми ореолами рассеяния рудных, петрогенных и сидерофильных элементов.

В пределах Майского месторождения совместно с С.А. Митяевым в 2012 году была проведена апробация нового сорбционно-солевого метода (Миляев и др., 2015), разработанного в ЦНИГРИ с целью обнаружения в почвах наложенных ореолов рассеяния над рудными телами, находящихся в слепом залегании. На рисунке 4.1 представлены графики распределения сглаженных значений (окном в три точки) концентраций K, Mg, Na, Ca. Рассмотрение поведения рудных элементов в зоне гипергенеза Майского месторождения позволяет говорить, что положение их максимальных концентраций отражают выхода рудных зон на дневную поверхность, а аномалии петрогенных элементов характеризуют выхода окolorудных метасоматические измененных пород. Полученные в результате работ данные позволили сделать следующий вывод:

- скрытые колчеданно-полиметаллические объекты в пределах Березовогорского рудного поля фиксируются с поверхности устойчивыми вторичными сорбционно-солевыми ореолами рассеяния рудных, петрогенных и сидерофильных элементов. Аномалии этих элементов могут рассматриваться как практически ценные индикаторы нижележащего коренного оруденения.

Геофизические.

Выявление геофизических поисковых критериев полиметаллического оруденения в пределах Березовогорского рудного поля было проведено О.В. Мурзиным на эталонном Майском месторождении. Геоэлектрический разрез Майского месторождения (рис.4.1) хорошо иллюстрирует то, что рудные залежи и зоны прожилково-вкрапленных руд фиксируются переходной областью значений кажущегося сопротивления от низкоомных к высокоомным.

Мощность рудных тел отражается в горизонтальном градиенте изолиний кажущегося сопротивления, который зависит от углов падения породных комплексов и рудных тел.

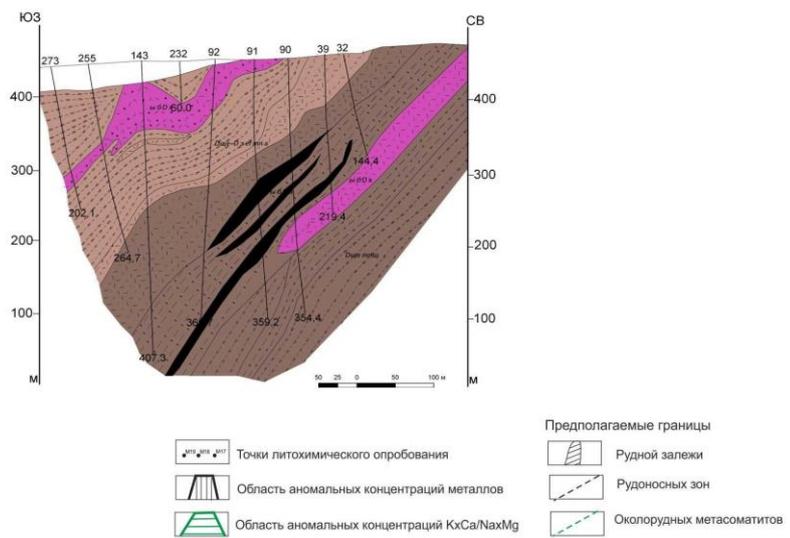
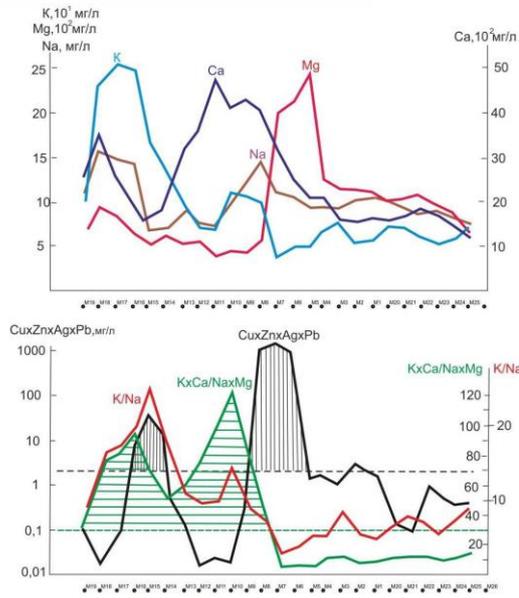
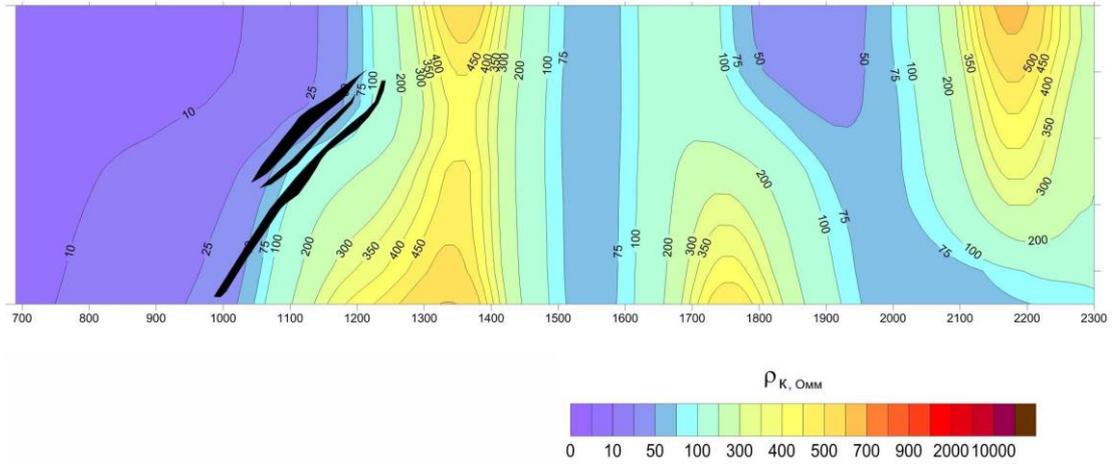
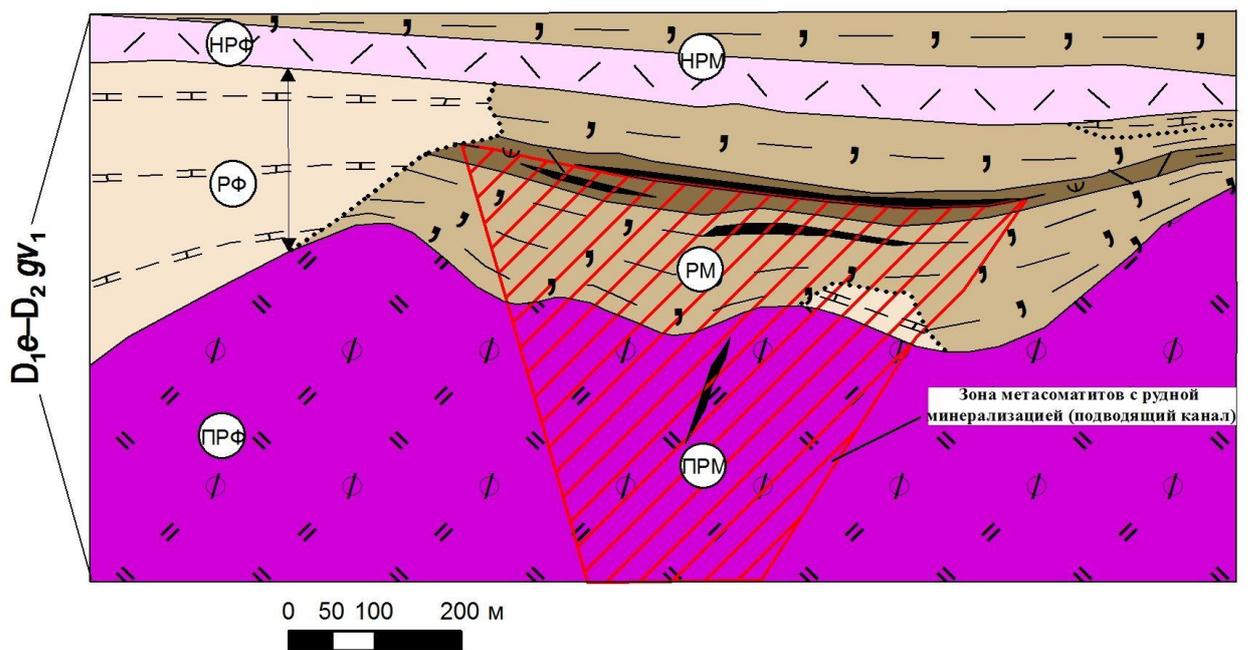


Рисунок 4.1. Геоэлектрический разрез (по О.В. Мурзину) и графики распределения петрогенных и рудных элементов в почвенном слое Майского месторождения. Остальные условные обозначения согласно рисункам 2.6 и 3.1

Созданная автором параметрическая прогнозно-поисковая модель Березовогорского рудного поля позволяет охарактеризовать элементы рудного и околорудного пространства, прогнозировать возможное положение скрытых и глубокозалегающих рудных тел и зон прожилково-вкрапленных (рудоподводящих каналов) полиметаллических руд, а также сформировать комплекс поисковых методов, необходимых для их обнаружения (рис.4.2, табл.4.1-4.2). Выводы автора согласуются с данными по другим колчеданным провинциям РФ и мира (Shanks, 2012).



Части рудного и околорудного пространства (РМ – рудоносная; ПРМ – подрудная; НРМ – надрудная; РФ – рудоносная фланговая; ПРФ – подрудная фланговая; НРФ – надрудная фланговая). Условные обозначения согласно рисунку 2.6

Рисунок 4.2. Геометризованная параметрическая модель месторождений Березовогорского рудного поля.

Таблица 4.1. Основные параметрические характеристики

Части рудного и околорудного пространства	Параметры		
	L	H	M
Рудоносная (РМ)	≈ 700	≈ 600	≈ 200
Рудное тело (РТ)	≈ 200	≈ 450	≈ 20
Рудоносная фланговая (РФ)	≈ 900	≈ 800	≈ 90
РМ+РФ	≈ 1600	≈ 1400	≈ 290
Надрудная (НРМ+НРФ)	≈ 1200	≈ 900	≈ 250 (видимая)

Таблица 4.2. Прогнозно-поисковая параметрическая модель месторождений Березовогорского рудного поля =

№	Элементы пространства и их параметры	НРФ	НРМ	РФ	РМ	ПРФ	ПРМ
1.	Формация (субформация)						
1.1.	Название	Базальтсодержащая риолитовая известкисто-кремнисто-терригенная					
1.2.	Возраст	Средний девон					
1.3.	Рудоносная, над- и подрудная части разреза	Толща кислых вулканитов эйфель-живетского возраста	Вулканогенно-осадочная (существенно терригенная) толща эмс-эйфельского возраста				
1.3.1.	Мощность, м	250	290			Свыше 200	
1.3.2.	Литологические разности и их соотношения, %	Глинисто-известкостые и известкисто-глинистые алевролиты - 60; туфы риолитового состава - 30; кремнистые и глинисто-кремнистые алевролиты - 10	Кремнистые и глинисто-кремнистые алевролиты - 70; Глинисто-известкостые и известкисто-глинистые алевролиты - 30	Кремнистые и глинисто-кремнистые алевролиты - 70; Глинисто-известкостые и известкисто-глинистые алевролиты конгломератобекчии - 10; Туфы риолитового состава - 15; Конгломератовидные брекчии - 5	Кремнистые и глинисто-кремнистые алевролиты - 80; Глинисто-известкостые и известкисто-глинистые алевролиты - 20	Риолиты крупновкрапленные - 60; Кремнистые и глинисто-кремнистые алевролиты - 10; Туфы риолитового состава - 30	
1.3.3.	Элементы залегания пород	30—60°	30—60°			30—60°	
2.	Интрузивные и субвулканические образования						
2.1.	Название	1. Габбро-долериты и долериты позднедевонского возраста 2. Субвулканические крупновкрапленные риолиты среднедевонского возраста					
2.2.	Формы и параметры	1. Дайки мощностью до 10 м и протяженностью до 60 м 2. Купола, субпластовые тела					
2.3.	Ориентировка магматических тел	1. Дайки — преимущественно северо-западного направления 2. Риолиты полого погружаются в северо-восточном направлении					
3.	Структура						
3.1.	Складчатые структуры	Синклинали, небольшие брахиформные складки					
3.2.	Разрывные нарушения						
3.2.1.	Типы нарушений и их параметры	Сбросо-сдвиги субширотного (рудолокализирующие) и субмеридионального (рудораспределяющие) направления, амплитуда до 10-100 м					
3.2.2.	Морфология	Прямолинейные, крутопадающие (до 90°)					
3.2.3.	Магматическое и минеральное	Не установлено					
3.3.	Конседиментационные и синвулканические структуры и их параметры	—	Вулкано-тектоническая депрессия,			Жерло вулканической постройки	
4.	Гидротермально-метасоматические изменения						
4.1.	Состав и морфология	Отсутствуют	Хлорит-кварцевые, кварц-хлоритовые, карбонат-хлорит-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые, серицит-кварц-карбонатные, хлоритовые, альбитизированные, калишпатизированные, тальково-			Кварц-серицит-хлоритовые, карбонат-хлорит-кварцевые	

№	Элементы пространства и их параметры	НРФ	НРМ	РФ	РМ	ПРФ	ПРМ
				карбонатные метасоматиты, прослеживающиеся на десятки метров от рудных тел			
4.2.	Морфология и параметры зон			Линзообразная и пластообразная.			
4.3.	Зональность			Асимметричная			
5.	Рудные тела и проявление рудной минерализации						
5.1.	Морфология и параметры	Рассеянные прожилки	Зоны прожилково-вкрапленной минерализации линзо- и пластообразной формы	Линзообразные тела, расположены параллельно и кулисообразно относительно друг друга. Общая протяженность рудоносной зоны: до 1500 м по простиранию и до 500 м по падению. Простирание зон – запад-северо-западное-субширотное, падение юг-юго-западное 30-60°	Зоны прожилково-вкрапленной минерализации штокверковой формы		
5.2.	Положение в элементах структуры		Борт впадины	Локальные впадины в купольной части и на склоне вулканической постройки			
5.3	Количество рудоносных уровней	Один					
5.4.	Минеральные типы руд и состав зон минерализации	Кварц-пирит-пирротиновые прожилки, составляющие до 5%	Сульфидов до 10%. Главные рудные минералы: пирит, сфалерит. Редко: халькопирит, галенит, блеклая руда	1) Сульфидные; 2) свинцово-цинковые; Pb: Zn: Cu = 6:12:1.0. Коэффициент колчеданности - 0,64 Главные рудные минералы: сфалерит, галенит, халькопирит, пирит. Редко: магнетит, гематит, пирротин, блеклая руда.	Сульфидов до 5%, преобладают пирит, халькопирит и сфалерит		
6.	Первичные и вторичные геохимические ореолы						
6.1.	Первичные ореолы		Мультипликативные геохимические аномалии (>0,1%), ореол полиметаллического типа (Pb, Cu, Zn, Bi, Sb, W)				
6.2	Вторичные ореолы		Устойчивые сорбционно-солевые ореолы рассеяния рудных, петрогенных и сидерофильных элементов				
	Геофизические поля						
7.	Электрическое сопротивление		Переходная область от низкоомной к высокоомной зоне				

Также автором были проведены исследования рудной, надрудной и подрудной частей месторождений Березовогорского рудного поля. Графики распределения основных химических элементов приведены на рисунке 4.4. Как видно из графиков, максимальные значения Cu, Zn и Fe приурочены рудовмещающим отложениям, в то время как самые высокие содержания Pb и Ag отмечаются в надрудной части разреза, что может быть связано с выносом этих элементов при метаморфизме. В подрудной части разреза отмечается небольшие пики Cu, Fe, Al, K. Это свидетельствует о наличии подрудной толщи зоны подводящего канала, которая характеризуется кварц-серицитовыми метасоматитами зоны выщелачивания и бедной пирит-халькопиритовой минерализацией.

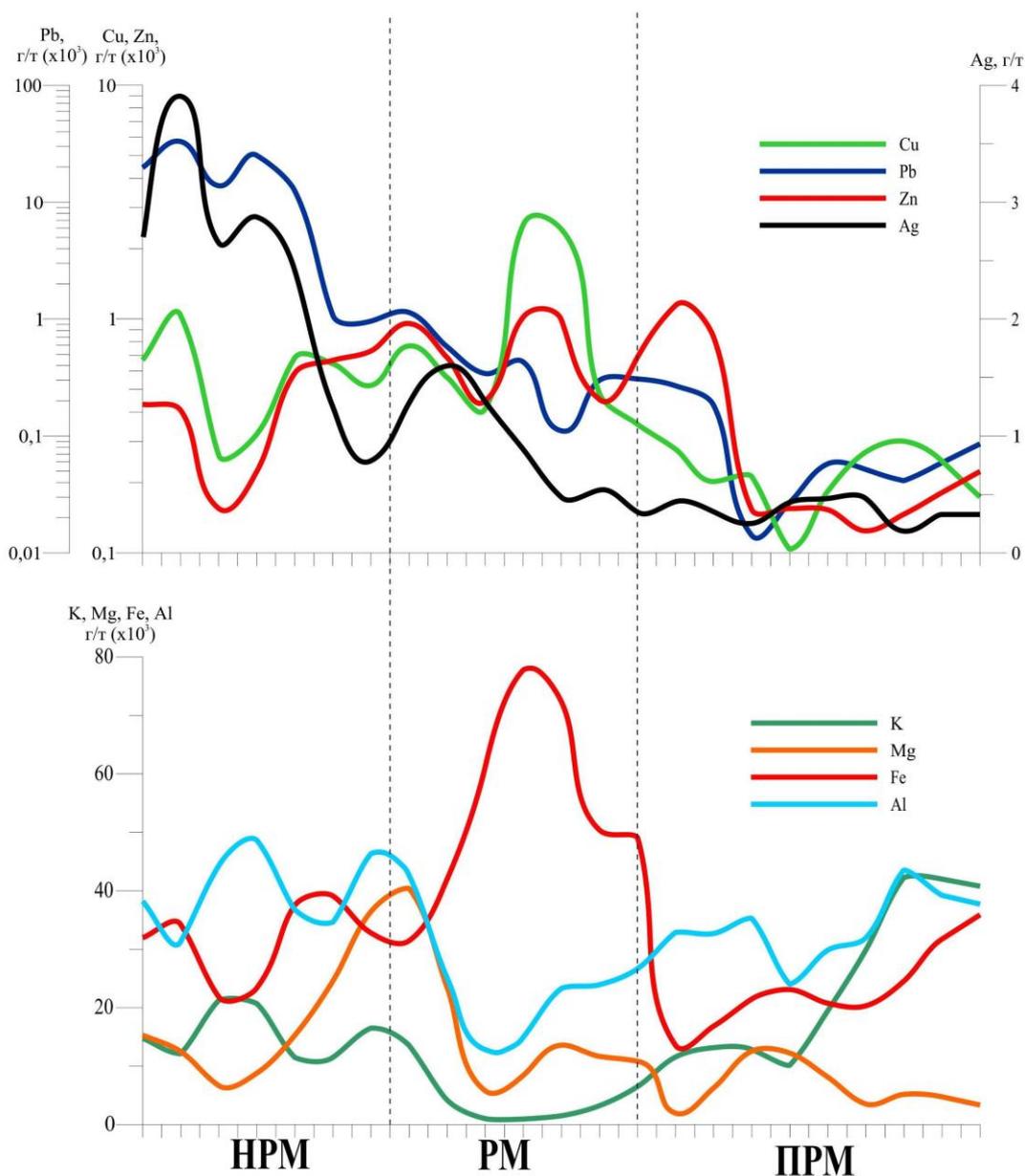


Рисунок 4.3. Графики распределения рудогенных и петрогенных элементов (в г/т) для надрудной, рудной и подрудной частей месторождений Березовогорского рудного поля

4.3. Условия ведения поисков месторождений в пределах Березовогорского рудного поля

По условиям ведения поисков месторождения подразделяются: на слабо эродированные (выходящие на поверхность), перекрытые (залегающие под чехлом рыхлых отложений на глубине до 100 м) и скрыто-погребенные (залегающие на глубине от 100 до 1000 м) (Кривцов и др., 2002).

Типовые обстановки локализации месторождений с возможными вариантами положения уровня эрозионного среза рассмотрены в работах Е.И. Филатова, Г.В. Ручкина, А.И. Кривцова, А.Г. Волчкова.

Для месторождений Березовогорского рудного поля, занимающих надкупольное и склоновое положение по отношению к экстрезивной постройке, эмс-раннеживетского цикла вулканизма выделяются три типа обстановок (Кузнецов и др., 2014) (рис. 4.4).

Обстановка первого типа (VI - при крутом залегания, VIII - при субгоризонтальном залегании) отражает условия проведения работ в пределах рудного поля, когда эрозионным срезом вскрыты рудовмещающая формация (перемежаемость лав, лавобрекчий, туфов основного и кислого состава с кремнистыми алевролитами, туффитами, туфопесчанками) и рудоносные горизонты (кремнистые туффиты, алевролиты, туфопесчаники, фтаниты). При этом проявлены прямые признаки оруденения: выходы полиметаллических руд, наличие рудокластов, зоны лимонитизации, повышенные ореолы свинца, цинка, меди, ореолы кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов.

Обстановка второго типа (VII - при горизонтальном залегании; II, V – при крутом залегании) характеризуется тем, что рудные тела, рудовмещающая формация и рудоносные горизонты перекрыты чехлом рыхлых отложения или надрудной толщей вулканогенно-осадочных пород. В этом случае поисковыми критериями являются надрудные зоны гематитизации, окварцованные, серицитизированные, хлоритизированные породы, геохимические ореолы свинца, цинка, меди, аномалии магнитного и электрического полей. Необходимо также поисковое бурение.

Обстановка третьего типа (I, III, IV - при крутом залегании; IX - при горизонтальном залегании) характеризуется тем, что здесь вскрыто только окологорудное пространство. В данном случае основным определяющим признаком этого пространства служат кремнистые фации, подрудные метасоматиты кварц-серицитовой формации (кварциты, серицитолиты, хлоритолиты) и геохимические ореолы сложной пластовой формы.

В пределах Березовогорского рудного поля отсутствуют обстановки для руд, характеризующиеся субгоризонтальным залеганием. В связи с этим фактором в пределах исследуемого рудного поля рассматриваются обстановки ведения поисков I-VI.

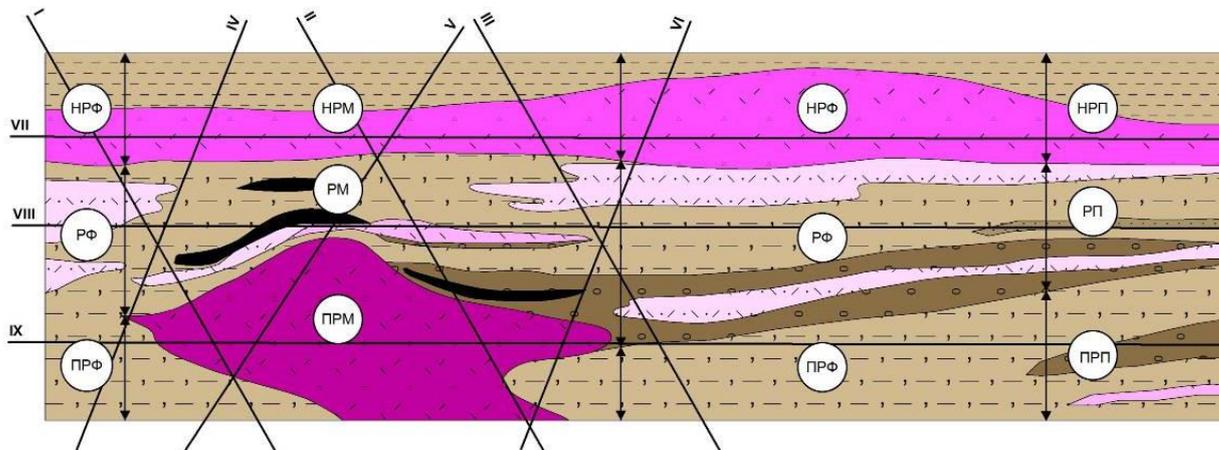


Рисунок 4.4. Обстановки ведения поисков: месторождения занимают надкупольное и склоновое положение по отношению к экструзивной постройке, эмс-раннеживетский цикл вулканизма (условные обозначения согласно рисунку 2.6)

4.4. Поисковые участки в пределах Березовогорского рудного поля

По комплексу критериев и признаков в пределах Березовогорского рудного поля были выделены два наиболее перспективных участка, где было предложено сосредоточить поисковое бурение. Один из участков расположен к востоку от Тушканихинского месторождения (Центрально-Березовогорский участок), а другой восточнее Майского месторождения (Восточно-Майский участок).

4.4.1. Восточно-Майский участок

Восточно-Майский участок соответствует геолого-поисковой модели Майского месторождения и выделен по степени сходства с указанным эталоном и на основе комплексирования проведенных здесь литолого-фациальных, геохимических и геофизических исследований. Участок является естественным продолжением Майского месторождения на восток. Исследования последних четырех лет показали, что рудовмещающий разрез прослеживается без существенных изменений состава (рис. 4.5 - 4.7). Структурно-картировочными и поисковыми скважинами вскрыт разрез известковистых и кремнистых туфогенных алевролитов кислых и основных вулканогенных пород, рудоносных на эталонном месторождении, относящихся к базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной формации среднего девона ($D_{2e-ef}-D_{2gv}^1$), которая

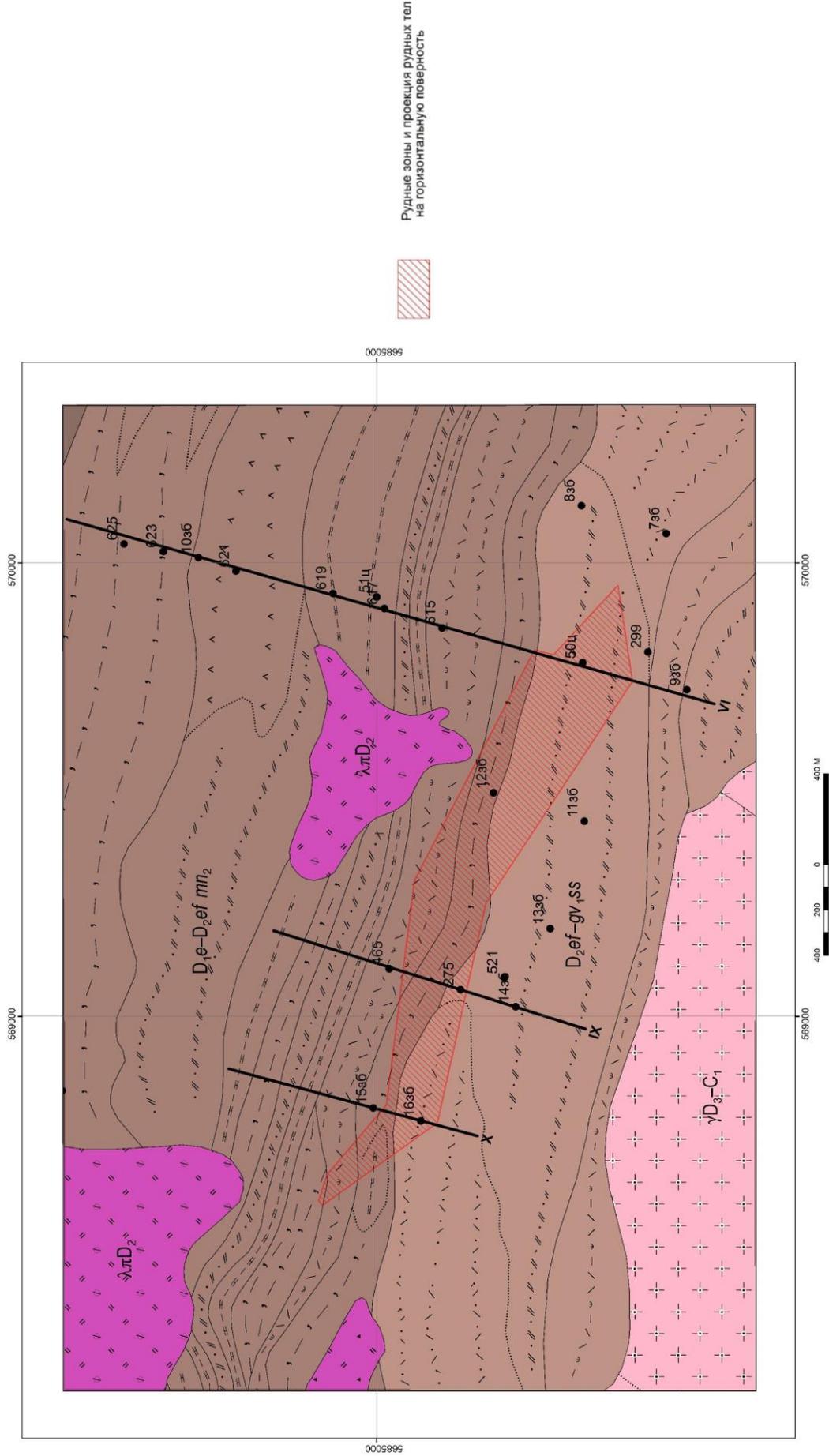


Рисунок 4.5. Литолого-стратиграфическая карта Восточно-Майского участка. Условные обозначения согласно рисункам 1.4, 2.1, 2.6. и 3.2

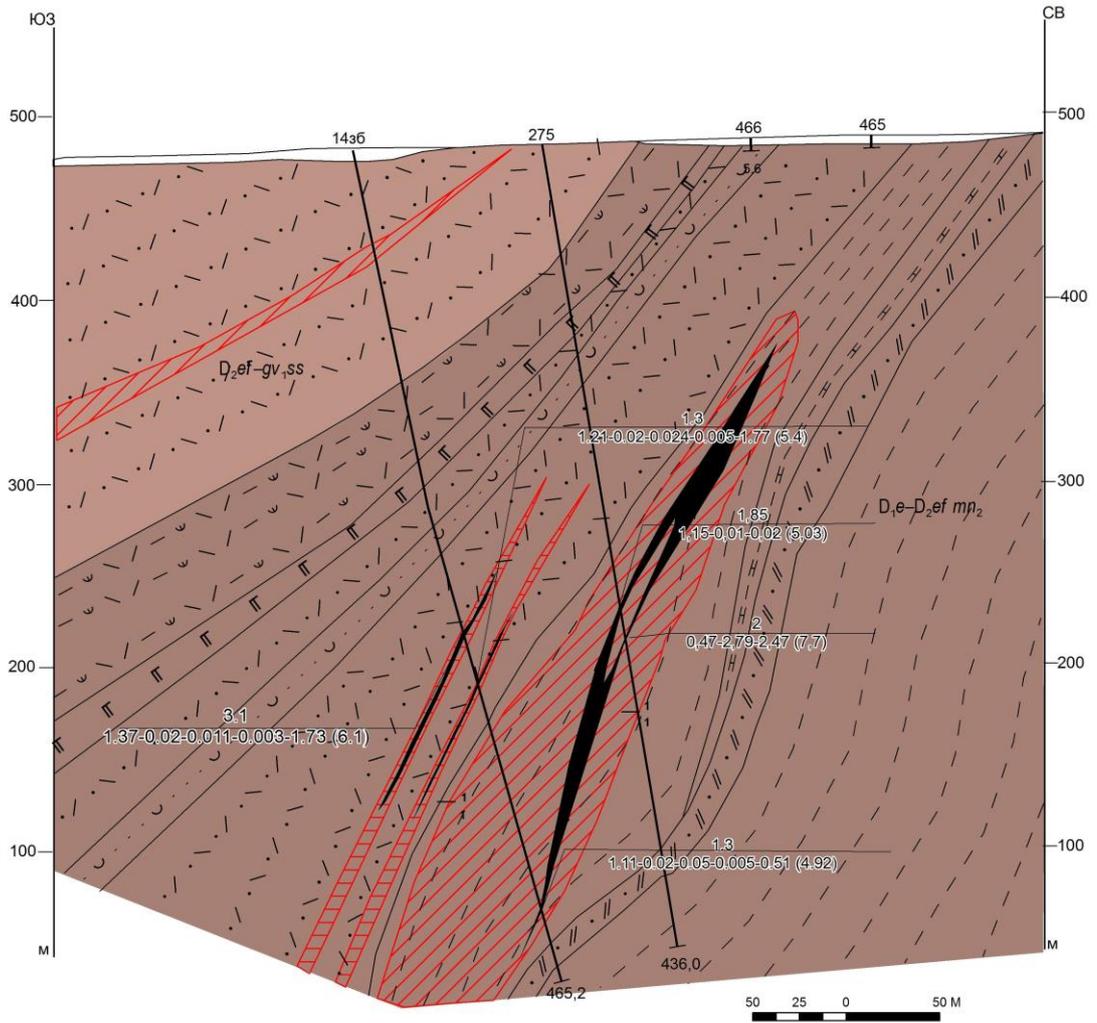


Рисунок 4.6. Литолого-стратиграфический разрез по профилю IX (Восточно-Майский участок). Условные обозначения согласно рисункам 1.4, 2.1, 2.6, 3.2 и 4.6

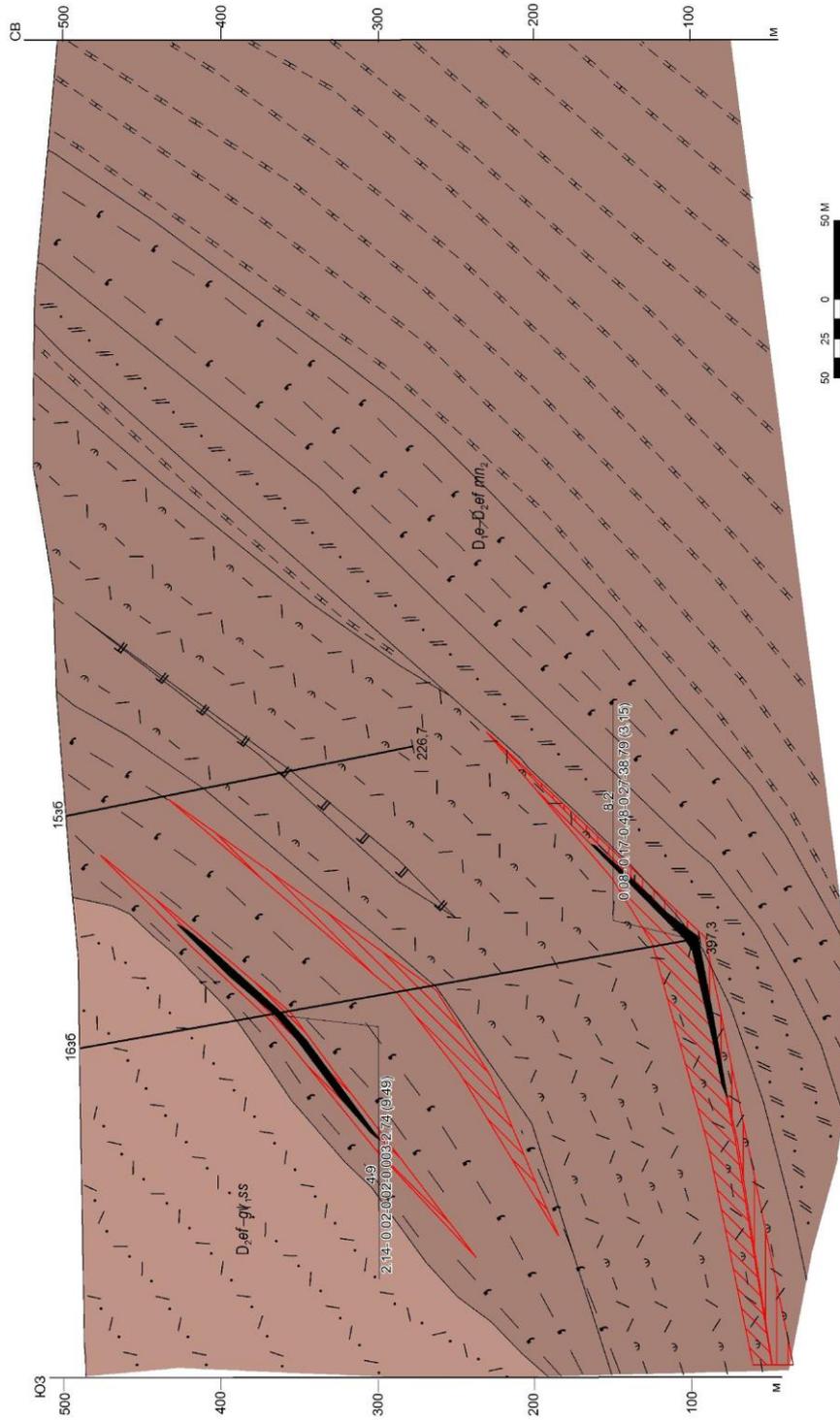


Рисунок 4.7. Литолого-стратиграфический разрез по профилю X (Восточно-Майский участок).
Условные обозначения согласно рисункам 1.4, 2.1, 2.6, 3.2 и 4.6

в пределах участка имеет двухчленное строение: — нижняя субформация - туфогенно-осадочная; — средняя субформация — риолитовая. Породы туфогенно-осадочной субформации (D_{2e-ef}) представлены алевролитами известковистыми, кремнистыми, туффитами, риодацитами и их лавобрекчиями, андезитами и их туфами отвечающие удаленным и промежуточным, реже околожерловым и жерловым фациям вулканизма.

По результатам петрографических исследований рудовмещающих пород Восточно-Майского перспективного участка выявлены следующие различия:

Туффит – криптозернистая кремнистая порода алевропелитовой структуры, полосчатой текстуры. Последняя обусловлена чередованием светлых полос тонкозернистой структуры и бледно-желтого цвета криптозернистой структуры. Состав полос одинаковый: кварц, полевой шпат, чешуйки слюды. Бледно-желтые полосы слабо гематитизированы и содержат окисленный пирит. В породе отмечаются тонкие прожилки кварца.

Алевролит – порода тонкозернистая, ороговикованная, состоит из кварца, полевого шпата и чешуек серицита. Порода содержит тонкие прожилки и пятнистые выделения гидроокислов железа и кристаллы окисленного пирита.

В пределах перспективного участка откартирована зона рудной минерализации и околорудноизмененные породы кварц-серицитового и кварц-серицит-хлоритового состава. Для уточнения мест заложения поисковых скважин на площади автором совместно с С.А. Миляевым были отобраны и проанализированы литохимические пробы (сорбционно-солевой метод) (Миляев и др., 2015).

В результате анализа геохимических данных был выявлен широкий спектр химических элементов, концентрации которых в азотнокислых вытяжках значительно превышают их фоновые значения. Вторичные ореолы рассеяния характеризуется следующим набором химических элементов, перечисленных в порядке убывания отношения $C_{max}/C_{ф}$ (указаны в скобках): Pb (150), Cd (40), Zn (30), Cu (15), Mo (10), As (8), U(8), Th (4), Ag(5), Au(3), Sn(2). Перечень элементов и их концентрации соответствует составу полиметаллического оруденения.

На рис. 4.9 представлены графики распределения мультипликативных ореолов Cu·Zn·Pb, Au·Ag и K/Na по профилю VI Восточно-Майского участка.

В центральных частях профиля фиксируется выдержанная высококонтрастная геохимическая аномалия субширотного простирания. Ее ширина составляет 150-200 м. Протяженность более 700 м. С запада и востока аномалия не оконтурена. Эта аномалия точно соответствует выделенной по геологическим данным рудной зоне вблизи контакта пород D_{1e}-D_{2ef} mn₂ и D₂ ef-gv₁ ss.

Здесь же отмечен отчетливый ореол рассеяния K/Na, отражающий метасоматические преобразования рудовмещающих пород, связанные с проявлением процессов типа березитизации, определяемых выносом из пород Na, Fe (и элементов его семейства) и привносом K. При пологом залегании рудной залежи аномалия K/Na смещена в сторону висячего бока. При крутом падении ореолы рудных и петрогенных элементов совмещены в пространстве. В нашем случае аномалия K/Na смещена на расстояние в 80-120 м, что свидетельствует о пологом южном падении рудной залежи.

Для прослеживания рудоносной толщи Майского месторождения было пробурено несколько скважин. Из скважин были отобраны образцы для лабораторных исследований и пробы для изучения химического состава руд вновь вскрытых зон минерализации и рудных подсечений, результаты которых показали повышенные содержания меди, свинца, цинка и серебра.

На Восточно-Майском участке скважинами вскрыты серебросодержащие медно-колчеданная и колчеданная минерализации, а также единичное проявление серебро-колчеданно-полиметаллической (преимущественно цинковой) минерализации (Серавина, 2015).

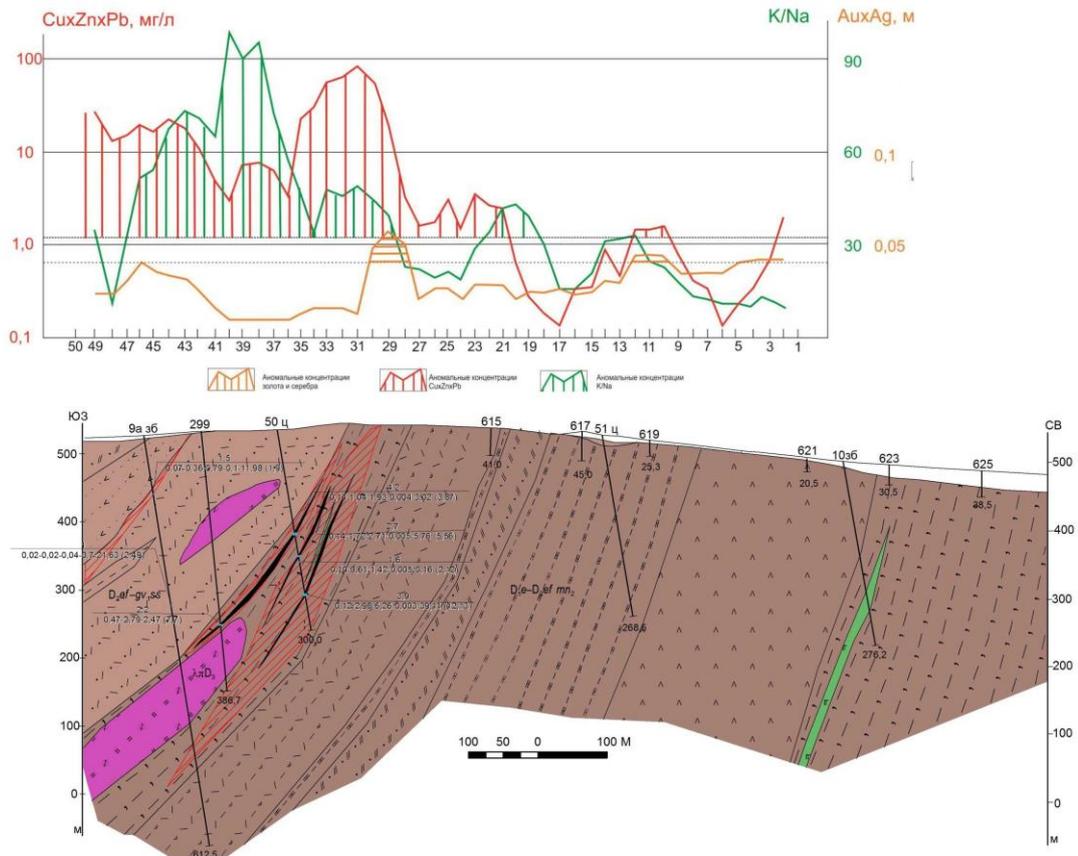


Рисунок 4.8. Графики распределения рудных, сопутствующих и петрогенных элементов в почвах и литолого-стратиграфический разрез по профилю VI (Восточно-Майский участок).
Остальные условные обозначения согласно рисункам 1.4, 2.1, 2.6, 3.2 и 4.6

Минерализация представлена, главным образом, пиритом и халькопиритом с небольшой примесью сфалерита, галенита, изредка встречаются марказит и телуровисмутит, возможно присутствие сульфосолей серебра. В единичном случае подсечена преимущественно сфалеритовая с халькопиритом, пиритом и галенитом минерализация.

Сульфиды образуют руды вкрапленной, гнездово-вкрапленной, прожилковой, реже массивной текстуры. Структуры руд - гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, эмульсионная, гранобластовая и другие. Медно-колчеданная минерализация вскрыта двумя скважинами. Содержание сульфидов составляет здесь 25-30% массы аншлифа, в отдельных случаях до 95%. Халькопирит обычно составляет 25-40% общего количества сульфидов, в отдельных аншлифах преобладает (до 80%).

Минерализация чаще всего представлена гнездами халькопирит-пиритового состава, а также вкрапленностью этих же минералов. Пирит в гнездах образует скопления крупных 0,2-2,5 мм гипидиоморфных, аллотриоморфных реже идиоморфных зерен. Пирит интенсивно разбит трещинами, в ряде случаев раздроблен. В пирите изредка встречаются небольшие включения галенита и сфалерита. Халькопирит цементирует зерна пирита, развивается по трещинам в пирите, а также образует самостоятельные выделения в породе размером 0,5 - 1 см (рис. 4.9).

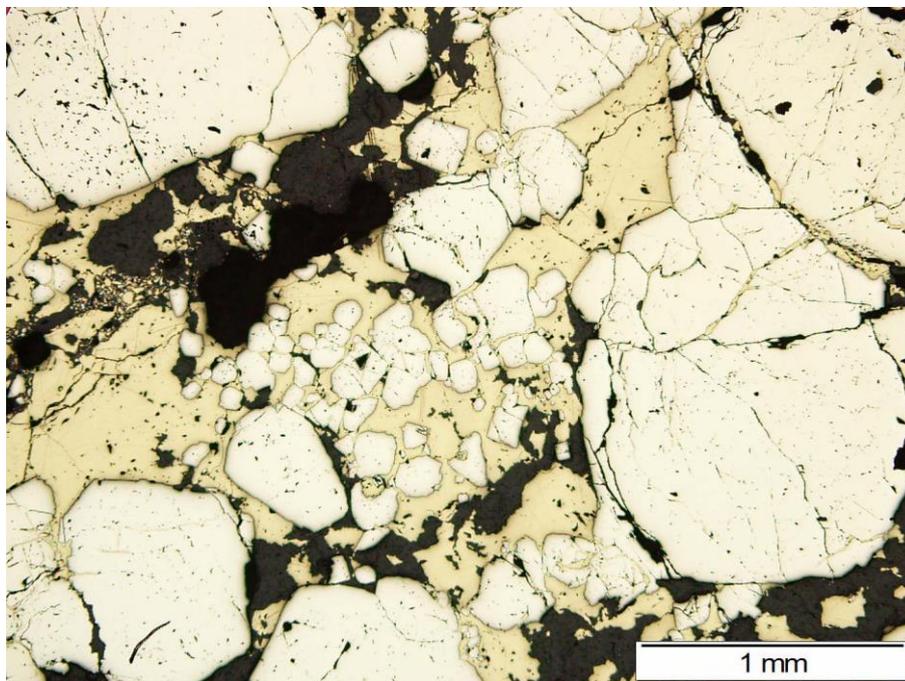


Рисунок 4.9. Зерна пирита, сцементированные халькопиритом

В аншлифах, где халькопирит преобладает, значительно проявлены процессы коррозии и замещения пирита халькопиритом. В одном случае в сростании с халькопиритом встречен белый, мягкий, слабо анизотропный минерал, предположительно теллуrowисмутит (рис. 4.10). Он присутствует в виде нескольких выделений до 0,2 мм в тесной ассоциации с халькопиритом. Данная минерализация характеризуется повышенными содержаниями серебра 2-7 г/т, ед. - 22 г/т, селена 21-138 г/т, теллура 30-60 г/т и висмута 15-136 г/т. По сравнению с другими участками повышена мышьяковистость.

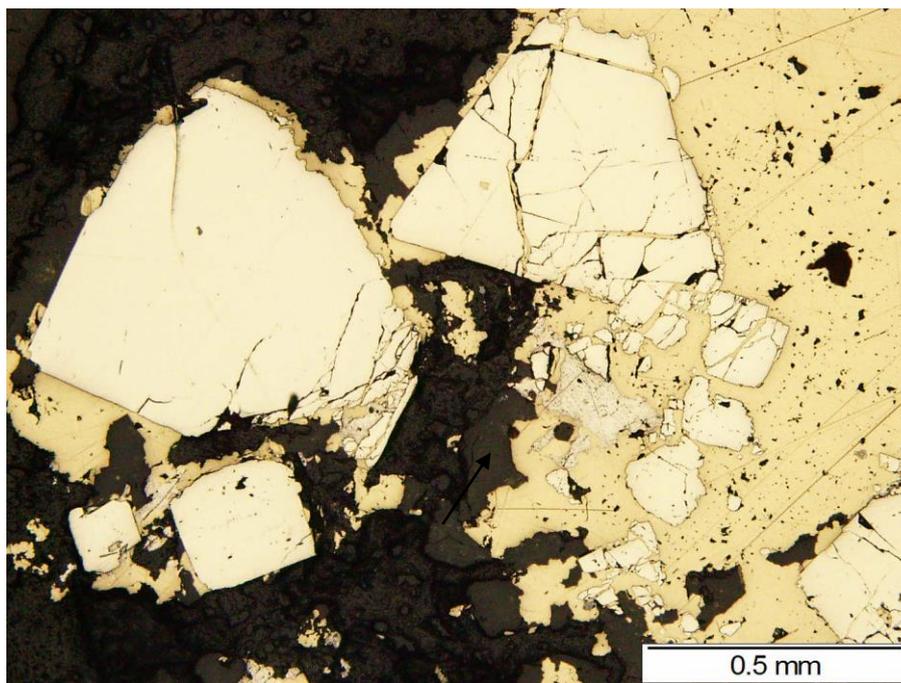


Рисунок 4.10. Халькопирит, цементирующий раздробленные зерна пирита

Вместе с халькопиритом развивается теллуrowисмутит (светло-серый, низкий рельеф). Колчеданная минерализация вскрыта пятью скважинами. Содержание сульфидов в аншлифах составляет от 5-10% до 90 %.

Минерализация представлена вкрапленностью, линзами, прожилками и гнездами пирита. Пирит в гнездах и прожилках присутствует в виде гипидиоморфных зерен и аллотриоморфных выделений, размером 0,5 - 2 мм, иногда вокруг крупных зерен присутствует вкрапленность мелкозернистого пирита. Пирит обычно интенсивно разбит трещинами, иногда раздроблен (рис.4.11).

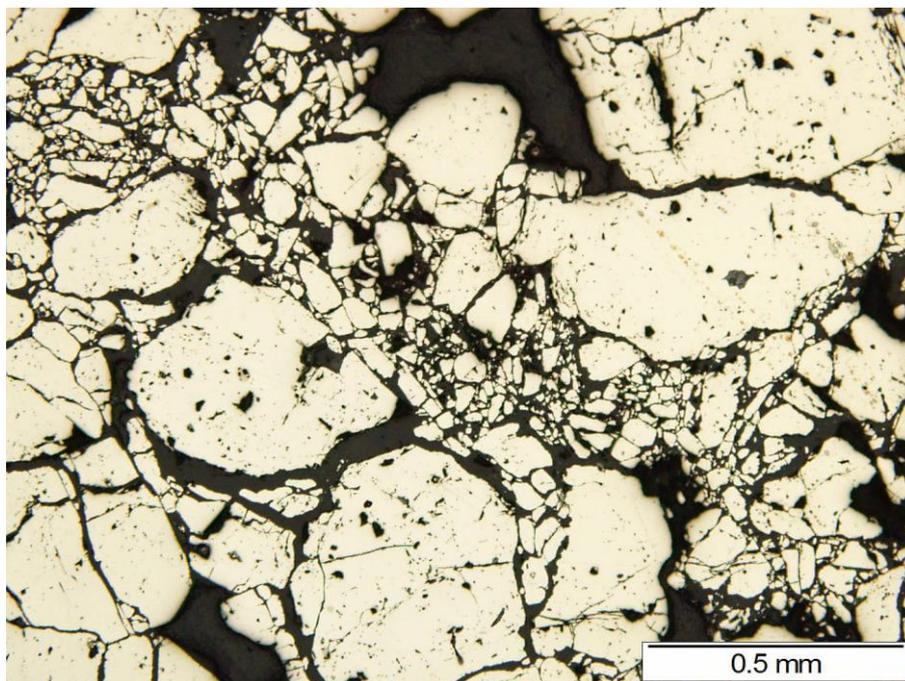


Рисунок 4.11. Раздробленный пирит (колчеданная минерализация)

В некоторых аншлифах в пирите наблюдаются каймы регенерации. В качестве включений в пирите содержатся мелкие выделения 0,05 - 0,08 мм сфалерита, пирротина, халькопирита и галенита. Халькопирит также иногда образует небольшие выделения по трещинам, позднее заплывшим.

В одной из скважин были выявлены пиритовые линзы с редкими включениями халькопирита в углеродсодержащем алевролите. Линзы представляют собой плотную вкрапленность мелкозернистого гипидиоморфного (почти идиоморфного) пирита. Участками пирит переходит в глобулярный. При травлении концентрированной азотной кислотой у глобулярного пирита проявляется фрамбоидальное строение (рис. 4.12), у гипидиоморфного участками – реликты почковидного строения. Эти данные указывают на гидротермально-осадочное происхождение пирита.

Диагностическое травление крупно-среднезернистого пирита из гнезд, прожилков, плотно-вкрапленных скоплений (в целом по участку) выявляет значительную степень перекристаллизации пирита. Однако в некоторых аншлифах наблюдались сильно затушеванные реликты почек или концентрически-зонального строения. В аллотриоморфных выделениях пирита довольно часто обнаруживалась гранобластовая структура (рис. 4.13).

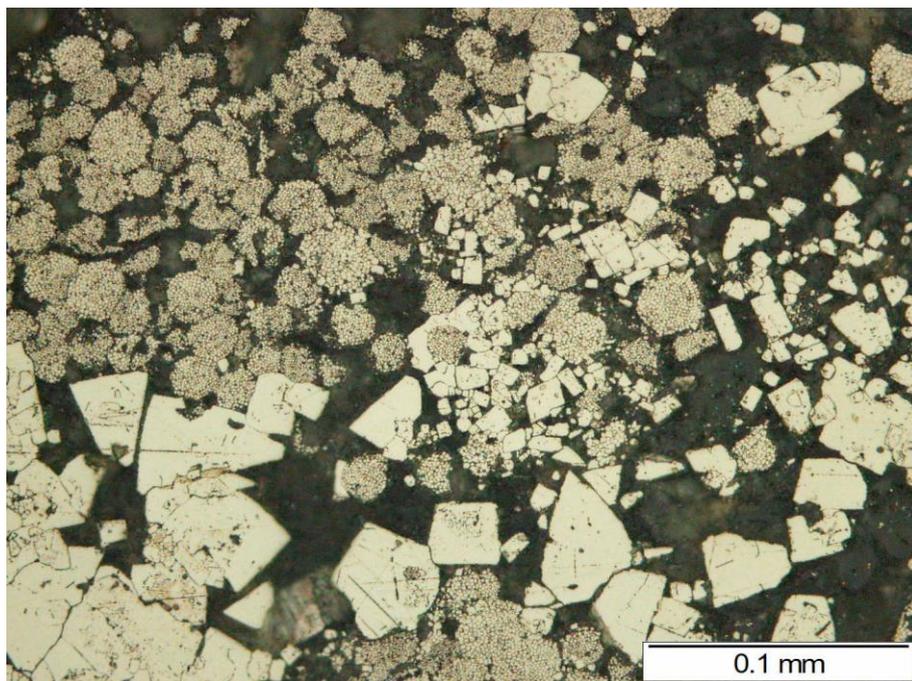


Рисунок 4.12. Скопление фрамбоидального пирита

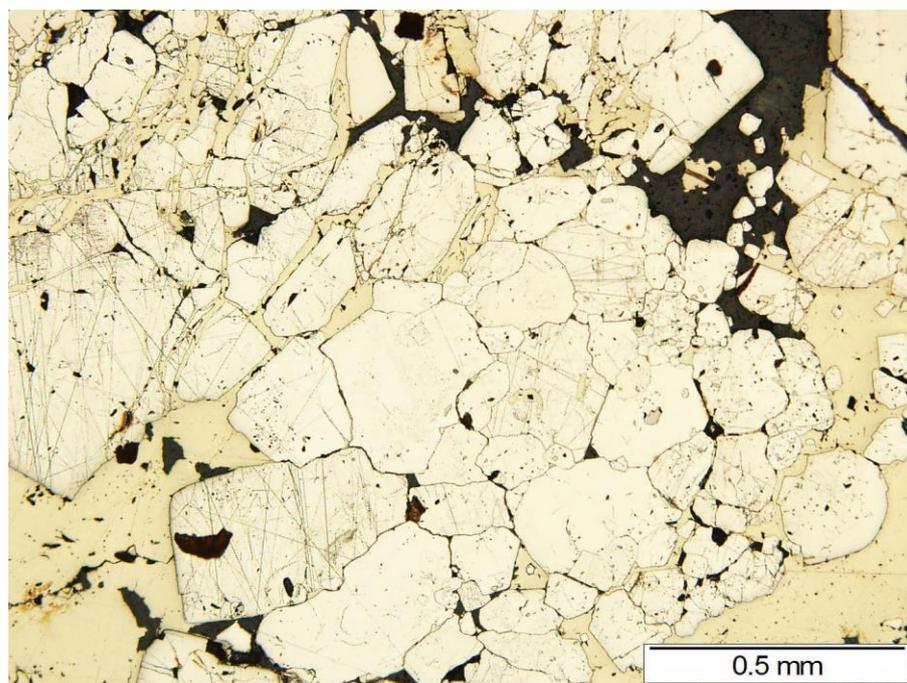


Рисунок 4.13. Гранобластовая структура пирита

Колчеданная минерализация характеризуется гораздо меньшими содержаниями серебра 0,3 - 1,3 г/т и висмута 3 - 10 г/т, содержания селена до 25 г/т, теллур не обнаруживается за редким исключением. Кроме того, одной из скважин подсечена массивная серебро-колчеданно-полиметаллическая минерализация. Минерализация представляет собой массивный сфалерит, в котором содержатся многочисленные включения пирита, тонкая, но участками плотная эмульсионная вкрапленность халькопирита и, в несколько подчиненном количестве выделения галенита (рис. 4.14).

Сфалерит представлен черной, высокожелезистой разновидью. Пирит во вкрапленности гипидиоморфнозернистый, идиоморфный, размер зерен 0,01 - 0,04 мм. Встречаются также крупные, 1-3 мм сильно раздробленные выделения пирита, пирит частично окружен каемкой вмещающей породы, частично, нарастающим на него сфалеритом. В раздробленном пирите присутствуют включения сфалерита, халькопирита и галенита, в ряде случаев отжатых вдоль трещин.

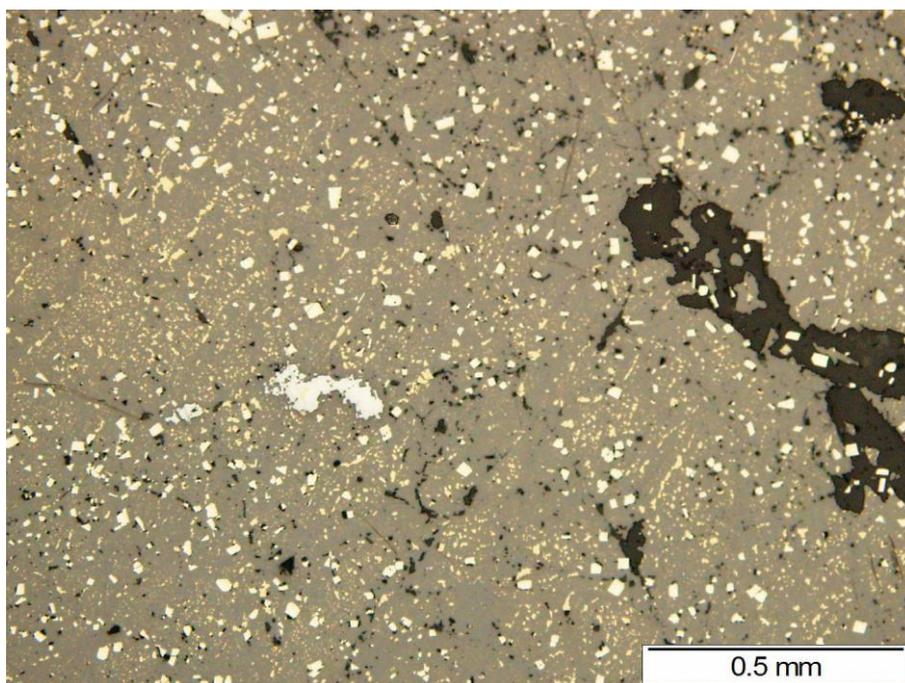


Рисунок 4.14. Массивный сфалерит с вкрапленностью пирита, эмульсионной вкрапленностью сфалерита, включениями галенита (голубоватый)

Галенит также присутствует в виде включений в сфалерите, но в подчиненном количестве. Выделения галенита, размером 0,02 - 0,1 мм, иногда встречаются в срастании с халькопиритом или могут иметь вытянутую форму и размер более 1 мм и располагаются вдоль граней роста в сфалерите.

Данная минерализация характеризуется очень высоким содержанием серебра – 87 г/т, селена – 1597 г/т, кадмия – 1233 г/т, висмута 462 г/т, повышено содержание индия 90 г/т, теллура 141 г/т, ртути 63 г/т.

Таким образом, на Восточно-Майском участке проявлены серебросодержащая колчеданная (преимущественно плотно-вкрапленная) и медно-колчеданная минерализация (преимущественно гнездовая, гнездово-вкрапленная). Медно-колчеданная минерализация характеризуется более высокими содержаниями серебра, кроме того, в ней явно повышены содержания селена, теллура и висмута. Висмут и селен содержатся и в колчеданной минерализации исследуемого участка, но в меньшем количестве.

На участке значительно проявлены структуры деформации, дробления, перекристаллизации, гранобластовые, реже регенерации, что свидетельствует о значительном проявлении деформации и дробления.

Для Восточно-Майского участка были оценены прогнозные ресурсы категории P_1 , которые составили: руды - 5682,7 тыс.т, меди – 38,3 тыс.т, свинца – 52,1 тыс.т, цинка – 98,8 тыс.т, золота – 304 кг, серебра – 57,9 т при средних содержаниях, соответственно: 0,67%; 0,92%; 1,74%; 0,05 г/т; 10,18 г/т. Соотношения металлов Cu:Pb:Zn – 1:1,3:2,6.

4.4.2 Центрально-Березовогорский участок

Центрально-Березовогорский участок так же, как и Восточно-Майский соответствует геолого-поисковой модели Майского месторождения и выделен по степени сходства с указанным эталоном и на основе комплексирования проведенных здесь литолого-фациальных, геохимических и геофизических исследований.

Структурно-картировочными скважинами прошлых лет вскрыт разрез известковистых и кремнистых туфогенных алевролитов кислых и основных вулканогенных пород, рудоносных на эталонном месторождении, относящихся к базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной формации среднего девона ($D_{2e-ef-D_2gv}^1$). Породы туфогенно-осадочной субформации (D_{2e-ef}) представлены алевролитами известковистыми, кремнистыми, туффитами, риодацитами и их лавобрекчиями, андезитами и их туфами отвечающие удаленным и промежуточным, реже околожерловым и жерловым фациям вулканизма. Пачка кремнистых алевролитов и туффитов рудоносна (рис. 4.15).

Геохимические исследования в его пределах показывают, что широким развитием пользуются мезозойские коры выветривания мощностью до 25-30 м. Разрез рыхлых образований представлен верхним темно-серым комковатым почвенно-растительным слоем мощностью от 0,2-0,4 м, в пониженных частях рельефа до 1 м. Почвенно-растительный слой с горизонтом вымывания залегает непосредственно на пестроцветной коре выветривания, представленной буровато-красными и желтовато-красными глинистыми продуктами выветривания. Коры выветривания имеют не повсеместное развитие – на участках близких к водотокам они как правило маломощны.

В профиле XIX (рис. 4.16) подтверждено продолжение простираения на запад потенциально рудоносных отложений эмс-эйфельского рудоносного уровня, здесь среди существенно осадочных отложений мельничной свиты встречено неравномерное от прожилково-вкрапленного до сплошного полиметаллическое оруденение, с содержаниями золота до 2 г/т.

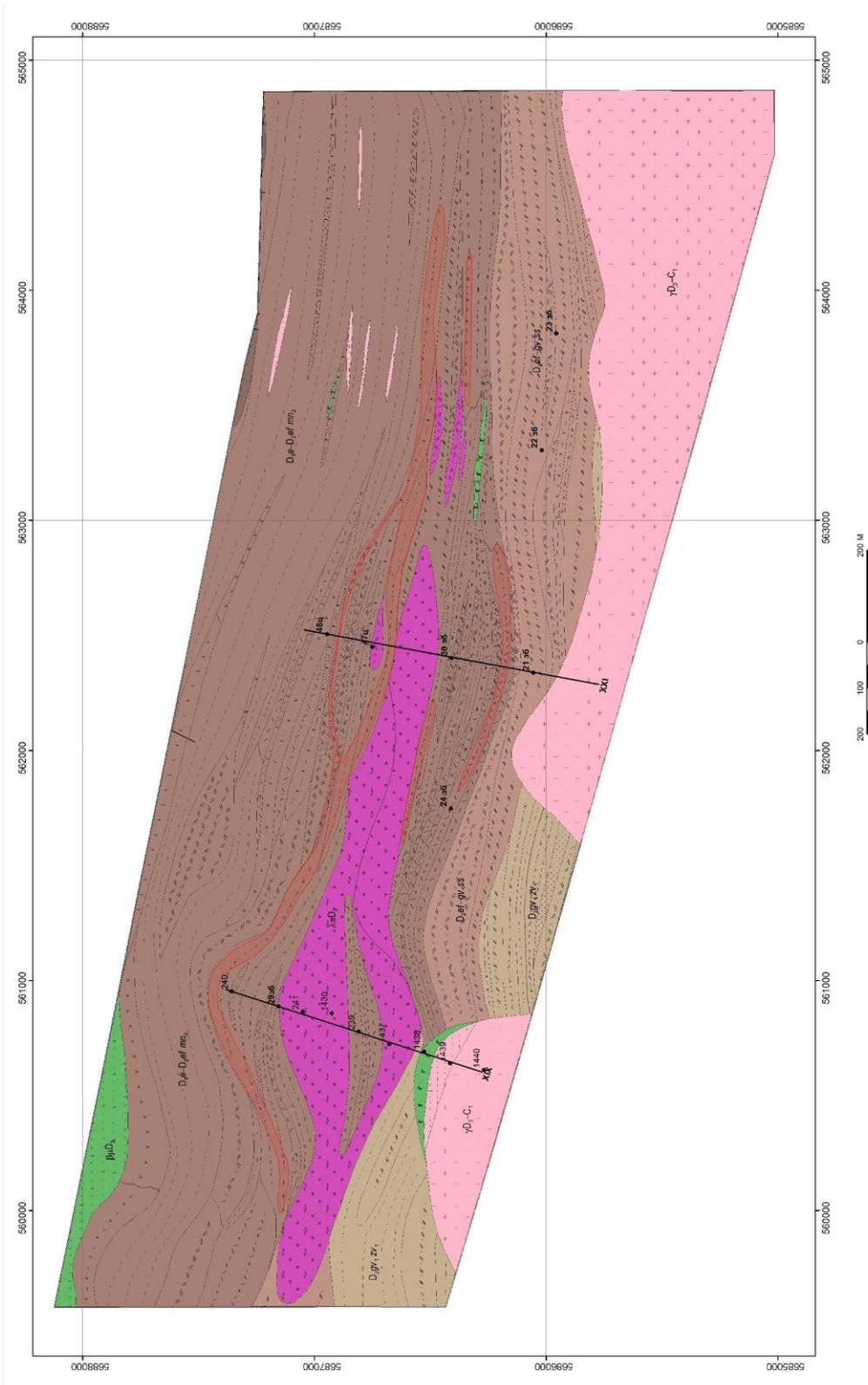


Рисунок 4.15. Литолого-стратиграфическая карта Центрально-Березовогорского участка. Условные обозначения согласно рисункам 1.4, 2.1, 2.6, 3.2 и 4.6

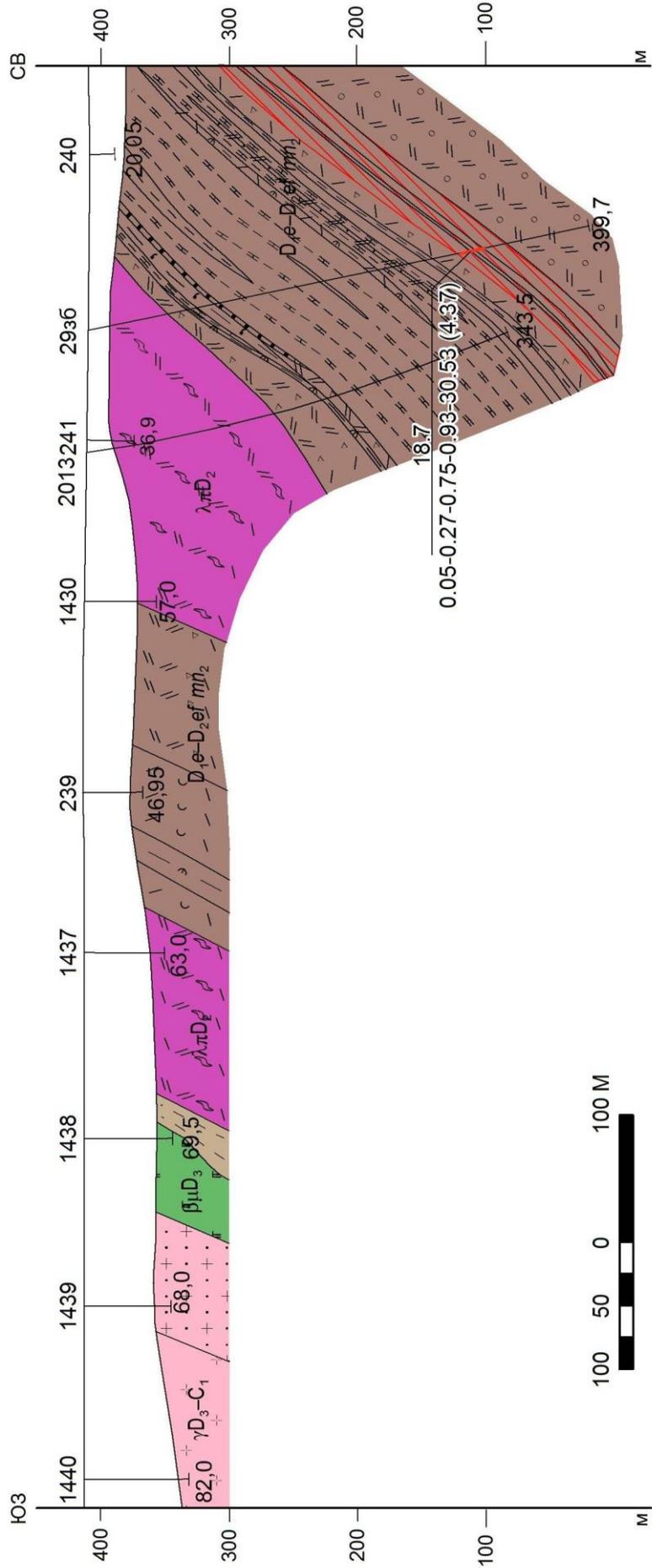


Рисунок 4.16. Литолого-стратиграфический разрез по профилю XIX Центрально-Березовогорского участка.
Условные обозначения согласно рисункам 1.4, 2.1, 2.6, 3.2 и 4.6

В профиле XXI (рис. 4.17) скважинами вскрыты вулканогенно-осадочные породы, представленные алевролитами, туфопесчаниками, туффитами, туфами и лавобрекчиями кислого состава. В метасоматитах по кислым туффитам встречена неравномерная бедная прожилково-гнездово-вкрапленная полиметаллическая минерализация, с содержаниями $\text{Cu} + \text{Pb} + \text{Zn}$ до 1%. Здесь же в 330 м по восстанию от предыдущей пробурена скважина, в которой отмечаются глинисто-известковистые алевролиты, интенсивно измененные, брекчированные, подробленные и перемятые. К прожилку кальцита приурочена полиметаллическая минерализация.

Также был изучен вещественный состав руд Центрально-Березовогорского участка по нескольким скважинам. Прожилково-вкрапленная, гнездово-прожилково-вкрапленная колчеданно-полиметаллическая минерализация вскрыта двумя скважинами. Минерализация представляет собой участки развития кварц-полиметаллических с пиритом прожилков, размером от 1,5 мм в начале интервала до 3-7 мм в средней и нижней части. Между этими участками несколько зон с вкрапленной пиритовой минерализацией. Прожилки сопровождаются вкрапленностью крупных, около 0,5 мм, выделений сульфидов. Наблюдаются прожилки сфалерит-галенит-халькопиритовые, халькопирит-сфалеритовые с пиритом, преимущественно сфалеритовые или галенитовые с подчиненным количеством других сульфидов.

Кроме того, встречаются кварцевые прожилки, в которых сульфиды присутствуют в виде крупной пунктирной вкрапленности. Гнезда сульфидов, преимущественно сфалерита, приурочены к раздувам кварцевых жил. Сфалерит в пределах прожилков и гнезд образует крупные, несколько мм, изометричные выделения, интенсивно разбитые трещинами, участками раздробленные (рис. 4.18). Для этого участка характерно, что сфалерит не содержит эмульсионной вкрапленности халькопирита, хотя в пределах зерен сфалерита присутствуют выделения галенита и халькопирита, которые развиваются по трещинам.

Галенит и халькопирит находятся в тесном прорастании со сфалеритом, также разбиты многочисленными трещинами, но вместе с этим, в ряде случаев корродируют сфалерит. Вероятно, что образование основной массы полиметаллов близкоодновременно, но галенит и халькопирит отлагались несколько дольше, либо произошло переотложение некоторого количества этих минералов. Об этом могут свидетельствовать каймы тонкозернистого галенита в породе вдоль галенитовых прожилков (рис. 4.19).

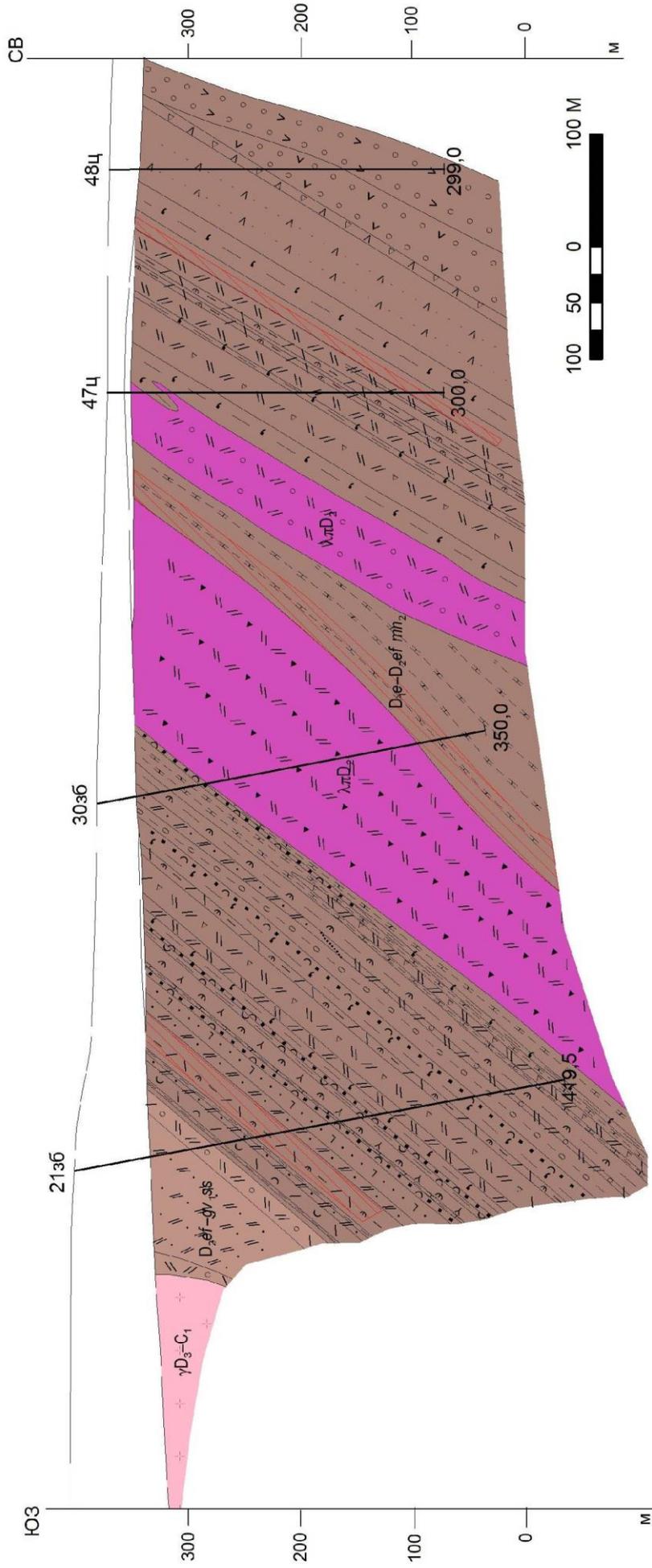


Рисунок 4.17. Литолого-стратиграфический разрез по профилю XXI Центрально-Березовогорского участка
Условные обозначения согласно рисункам 1.4, 2.1, 2.6, 3.2 и 4.6

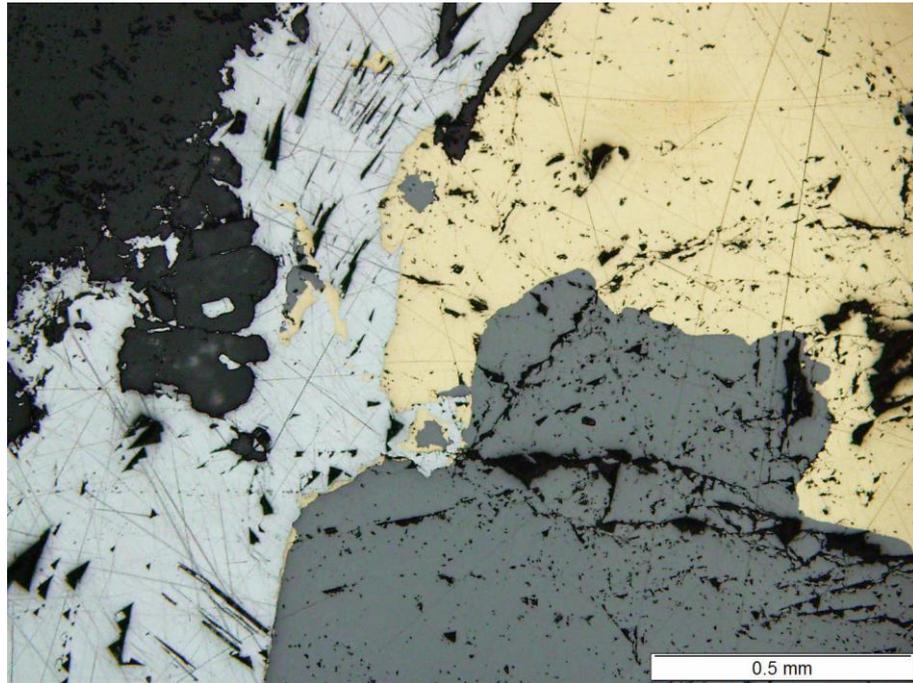


Рисунок 4.18. Срастания галенита, халькопирита и сфалерита

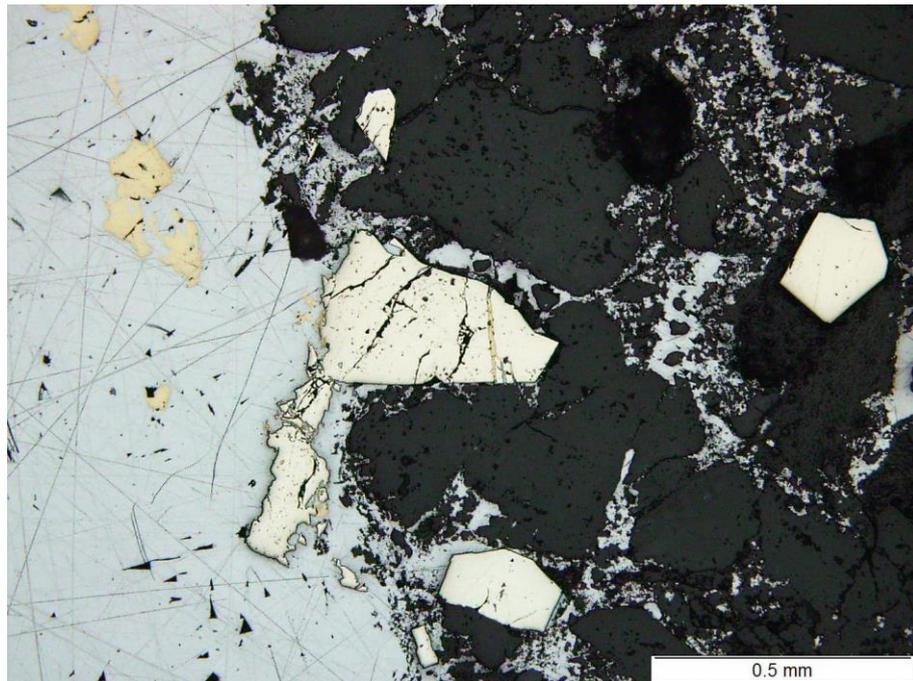


Рисунок 4.19. Морфология выделения галенита

Пирит является наиболее ранним среди сульфидов и представлен крупными гипидиоморфными зернами со сглаженными границами, размер зерен 0,5 - 2 мм, иногда встречаются аллотриоморфные скопления до 3 мм. Пирит обычно интенсивно разбит трещинами и цементируется халькопиритом и галенитом (рис. 4.20).

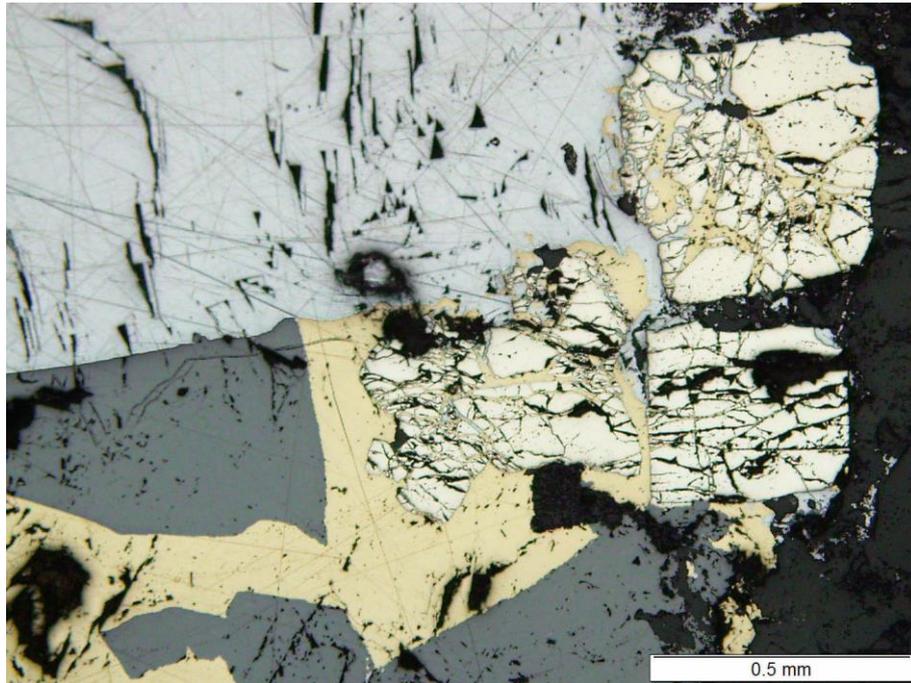


Рисунок 4.20. Раздробленный пирит, корродированный другими сульфидами

В одной из скважин наблюдается гнездово-прожилково-вкрапленная колчеданно-полиметаллическая минерализация. Участками сгущение гнезд и прожилков происходит до 30%-го содержания сульфидов. Гнезда сульфидов достигают нескольких см и сложены преимущественно пиритом и сфалеритом (рис. 4.21), образующих скопления 0,7-1,5 см в пределах гнезд. Галенит и халькопирит также наблюдаются, но в подчиненном количестве.

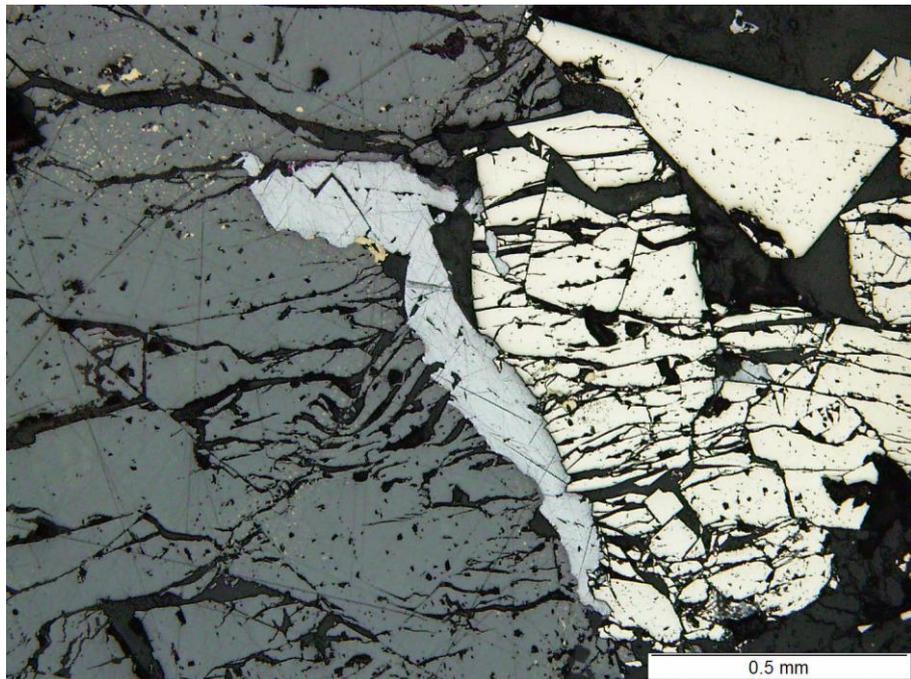


Рисунок 4.21. Пирит-сфалеритовые гнезда с галенитом

Выделения сфалерита представляют собой скопление изометричных зерен размером несколько мм. Часть выделений сфалерита содержит густую эмульсионную вкрапленность халькопирита (рис. 4.22). Зерна интенсивно разбиты трещинами, по трещинам корродированны карбонатом, который присутствует в пределах гнезд в большом количестве.

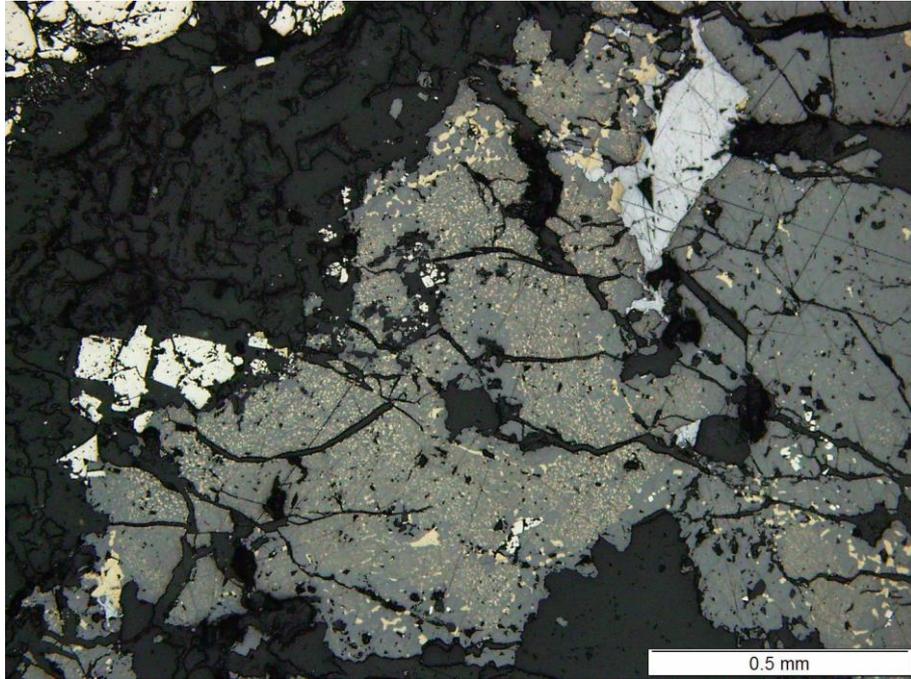


Рисунок 4.22. Сфалерит с эмульсионной вкрапленностью халькопирита. По трещинам развивается карбонат

Пирит представлен в виде крупных гипидиоморфных зерен, разбитых трещинами, участками раздробленных. В некоторых зернах при помощи травления концентрированной азотной кислотой выявлена гранобластовая структура (рис. 4.23).

Галенит и халькопирит встречаются в подчиненном количестве, обычно, образуя выделения в пределах сфалерита, реже пирита. Иногда встречаются в виде самостоятельных выделений до 4 мм. Вероятно, присутствует две генерации этих минералов – образовавшиеся близкоодновременно с пиритом и сфалеритом, разбитые трещинами и корродированные карбонатом и более поздние – корродируют пирит и сфалерит.

Колчеданная минерализация вскрыта двумя скважинами. Минерализация вкрапленная, гнездово-вкрапленная, гнездово-прожилковая, реже прожилковая, линзовидно-вкрапленная и представляет собой участки 10 - 40 см, приуроченные к зонам дробления, серицитизации, окварцевания.

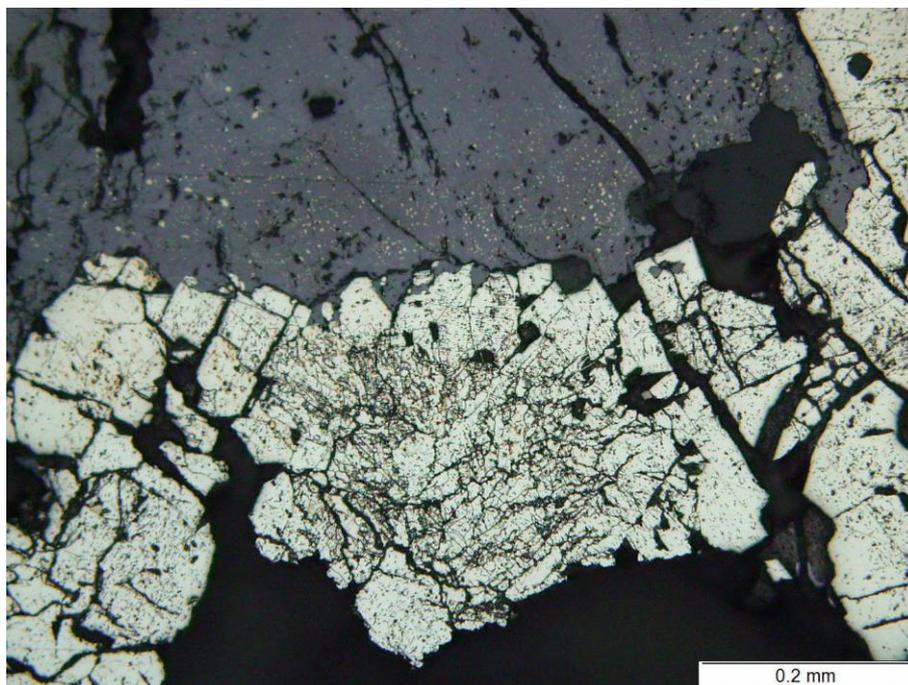


Рисунок 4.23. Пирит с реликтами гранобластовой структуры

В одной из скважин содержание сульфидов достигает 30%. Пирит, главным образом, крупнозернистый, гипидиоморфный, имеет сглаженные грани, разбит трещинами, часто корродирован основной массой, возможно серицитом. В центре зерен пирита группируются округлые каплевидные выделения галенита (рис. 4.24), размером около 0,05 мм. Реже, в качестве включений, присутствуют сфалерит и халькопирит. Халькопирит иногда образует самостоятельные выделения 1-4 мм в пределах пиритовых скоплений. Встречается также более бедная колчеданная минерализация.

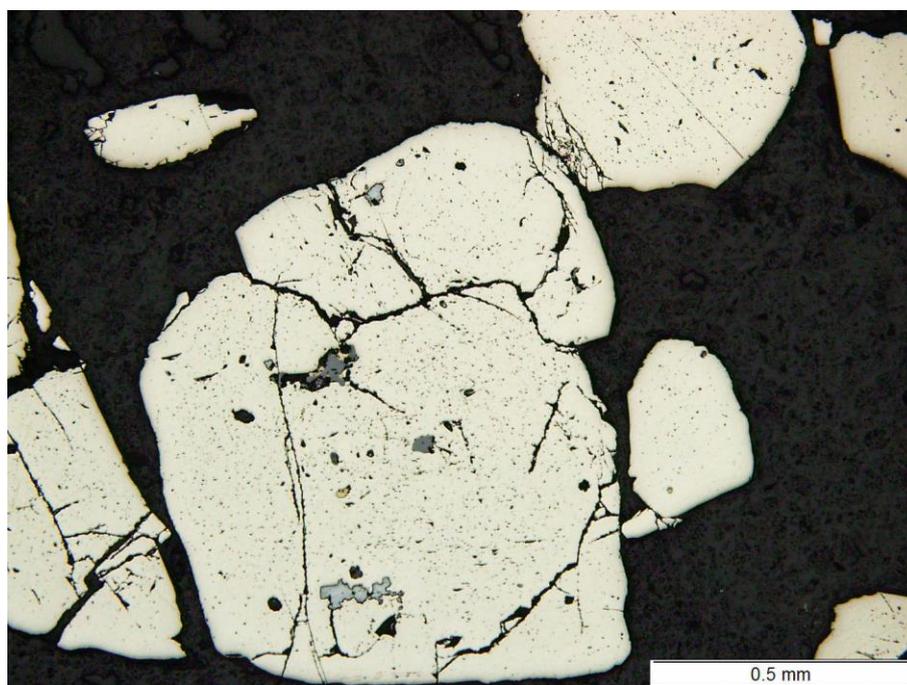


Рисунок 4.24. Пирит с включениями галенита, сфалерита и халькопирит

Однако пирит отмечается как крупнокристаллический гипидиоморфнозернистый, так и среднезернистый гипидиоморфно- и аллотриоморфнозернистый (рис. 4.25), с реликтами почковидного строения.

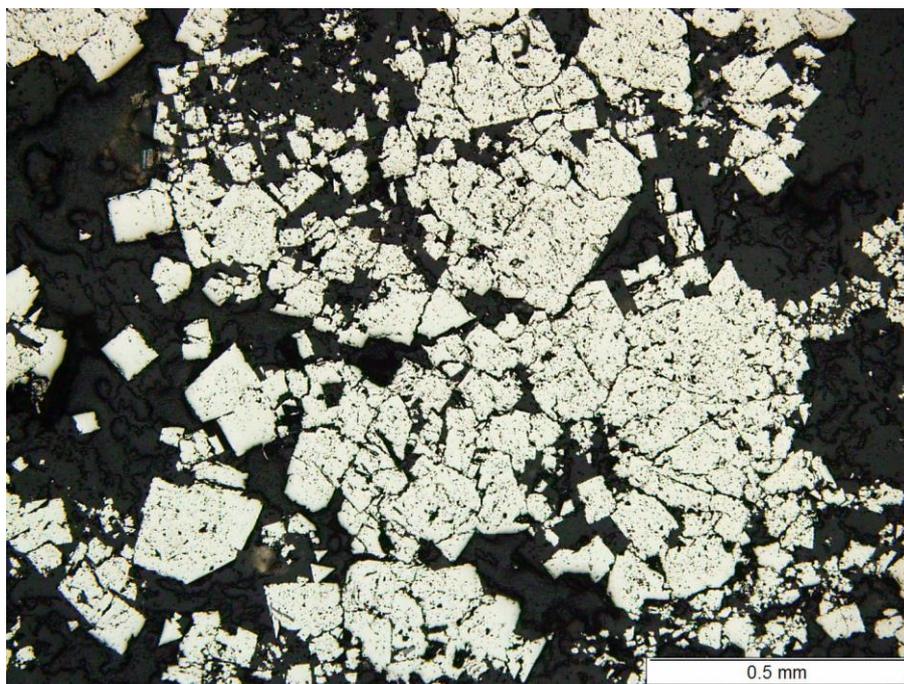


Рисунок 4.25. Пирит частично перекристаллизованный

В некоторых скоплениях наблюдались фрамбоиды пирита (рис. 4.26). В зонах интенсивной серицитизации и хлоритизации присутствуют галенитовые со сфалеритом и халькопиритом выделения 1-3 мм. Галенит корродирует, замещает пирит.

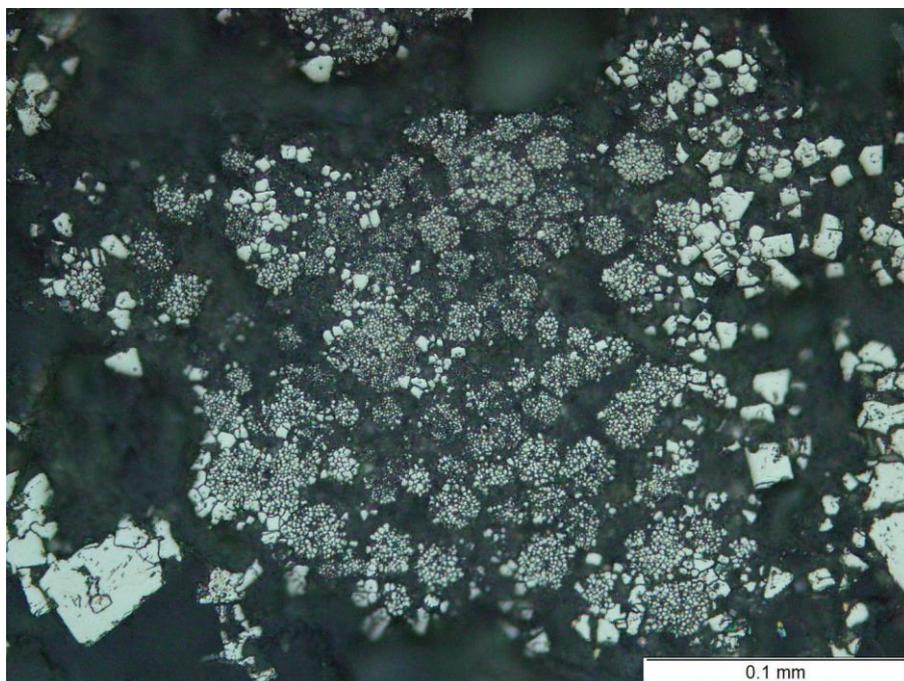


Рисунок 4.26. Фрамбоиды пирита

Таким образом, на Центрально-Березовогорском участке преобладающими минералами являются пирит, сфалерит и галенит, при этом выделяются зоны, практически полностью пиритового состава с небольшой примесью других сульфидов и зоны развития пирит-галенит-сфалеритовой минерализации, участками сфалерит значительно преобладает. Присутствуют проявления гнездово-вкрапленной, гнездово-прожилковой, реже прожилковой, линзовидно-вкрапленной колчеданной и прожилково-вкрапленной, гнездово-прожилково-вкрапленной колчеданно-полиметаллической минерализации.

На Березовогорском рудном поле проявлены метаморфические преобразования, но в различной степени (менее метаморфизованными являются минералы Центрально-Березовогорского участка) степень метаморфизма можно проследить на примере пирита. Пирит встречается во всех изученных скважинах и обладает признаками первично колломорфного почковидного строения, но под действием метаморфизма подвергается перекристаллизации, приобретая гранобластотовую структуру. При этом внешняя форма почек сохраняется достаточно до значительных преобразований. Однако в ряде случаев наблюдалось более значительное преобразование, когда вокруг реликтового центра можно наблюдать каймы регенерации, образовавшиеся в результате мобилизации и переотложения вещества.

По результатам бурения на Центрально-Березовогорском поисковом участке оценены прогнозные ресурсы меди, свинца, цинка, серебра и золота по категории P_2 .

Вышеизложенный в главе 4 материал является обоснованием четвертого защищаемого положения:

Создана параметрическая прогнозно-поисковая модель месторождений Березовогорского рудного поля, согласно которой они приурочены к разрезу вулканогенно-осадочных пород эмс-раннеживетского цикла вулканизма и занимают надкупольное положение по отношению к центрам вулканических структур и относятся к проксимальному типу. На основе разработанных поисковых критериев и признаков, соответствующих элементам модели, в пределах рудного поля выделены Восточно-Майский и Центрально-Березовогорский поисковые участки.

Заключение

Основной целью работы являлся анализ условий локализации полиметаллического оруденения, разработка поисковых критериев и признаков скрытого и скрытно-погребенного оруденения рудноалтайского типа для повышения эффективности геолого-поисковых работ по выявлению новых объектов и оценки флангов и глубоких горизонтов известных полиметаллических месторождений Березовогорского рудного поля.

Для ее реализации впервые на данной территории были применены структурно-формационный, литолого-фациальный, палеоструктурный и рудно-формационный методы исследования.

Выявлено, что рудовмещающей формацией для Березовогорского рудного поля является базальтсодержащая риолитовая известково-кремнисто-терригенная эмс-нижеживетского возраста, которая подразделяется на риолитовую и туфогенно-осадочную субформации.

Риолитовая субформация включает породы жерловой, околожерловой и промежуточной фаций вулканизма, для которых рассмотрены петрохимические и петрографические особенности. Установлено, что вулканиты Березовогорского рудного поля относятся к нормальному ряду калинатровой серии с преобладанием калия над натрием.

Показано, что вулканогенные породы Березовогорского рудного поля практически идентичны по своему химическому составу породам Змеиногорского рудного поля. Единственное отличие - повышенные содержания оксидов магния и железа.

Рудовмещающая туфогенно-осадочная субформация представлена породами промежуточной и удаленной зон вулканизма: алевролитами (известковистыми, глинисто-углистыми, кремнистыми, туфогенными), туффитами, известняками, доломитами, реже туфами кислого и среднего состава. Впервые изучен химический состав карбонатных пород, который характеризуется большим разнообразием, фациальной изменчивостью; сделан вывод о преобладании среди них магниезиальных доломитов.

Метаморфические породы представлены контактовыми роговиками (кварц-полевошпатовыми, кордиерит-кварц-биотитовыми и кварц-биотитовыми) состав, а околорудные изменения - кварц-серицит-хлоритовыми и хлорит-серицитовыми метасоматитами.

На основе изученных характеристик Майского и Тушканихинского месторождений создана параметрическая прогнозно-поисковая модель месторождений Березовогорского рудного поля. Рудные тела Майского месторождения имеют линзовидную форму и существенно свинцово-цинковый состав. Их особенностью является неравномерное содержание основных компонентов.

Разработаны критерии и признаки скрытого и глубокозалегающего оруденения для локального прогноза в пределах Березовогорского рудного поля. Показано, что перспективность участков определяется наиболее полным проявлением поисковых критериев и признаков - благоприятным положением в формационном разрезе, литолого-фациальной обстановкой, характером и степенью гидротермально-метасоматических изменений, наличием рудопроявлений и точек минерализации, рудными подсечениями, в ряде случаев не оконтуренными по простиранию и падению, геохимическими и геофизическими (электроразведочными) аномалиями.

В пределах Березовогорского рудного поля по рекомендациям автора проведено поисковое бурение. В результате выявлены и оконтурены рудные тела, изучен вещественный состав руд и проведена оценка прогнозных ресурсов категорий P_1 и P_2 Восточно-Майского и Центрально-Березовогорского участков.

На основе результатов проведенных исследований разработаны рекомендации по направлению дальнейших ГРР. В частности, предложено более детально изучить Центрально-Березовогорский участок для перевода оцененных ресурсов категории P_2 в категорию P_1 с перспективой открытия полиметаллического месторождения.

Разработанный комплекс методов исследования Березовогорского рудного поля может быть использован для поисков полиметаллических месторождений и в других рудных районах Рудного Алтая, а также применен к сходным вулканогенным областям с колчеданно-полиметаллическим оруденением в других районах РФ.

Список литературы*Опубликованная*

1. Авдонин, В. В. Петрохимическая зональность базальт–риолитовой формации Рудного Алтая / В. В. Авдонин, А. Л. Дергачев, Н. Н. Шатагин // Вестник МГУ. Сер. 4, геология. – 1987. – № 4. – С. 18–24.
2. Авдонин, В. В. Прогнозирование и поиски колчеданно-полиметаллических месторождений / В. В. Авдонин. – М.: МГУ, 1995. – 53 с.
3. Авдонин, В. В. Формационный анализ и вопросы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений / В. В. Авдонин // Вестник МГУ. Сер. 4, геология. – 1998. – № 2. – С. 17–23.
4. Беляев, А. П. О поисках слепых месторождений в закрытых районах / А.П. Беляев // Разведка и охрана недр. – 1962. – № 8. – С. 20–23.
5. Бородаевская, М. Б. Геотектонические и палеотектонические типы колчеданосных провинций / М. Б. Бородаевская, Д. И. Горжевский, А. И. Кривцов, Г. А. Твалчрелидзе, Г. Ф. Яковлев // Колчеданные месторождения мира. – М.: Недра, 1979. – С. 15–25.
6. Бородаевская, М. Б. Система геологических наблюдений при прогнозе и поисках месторождений колчеданных руд / М. Б. Бородаевская, Д. И. Горжевский, Г. В. Ручкин. М.: Недра, 2002. – 223 с.
7. Ваганов, В. И. Методика крупномасштабного и локального прогноза месторождений цветных, благородных металлов и алмазов / В. И. Ваганов, А. Г. Волчков, М. М. Константинов, А. И. Кривцов, Н. К. Курбанов, И. Ф. Мигачев. – М.: ЦНИГРИ, 1989. – 273 с.
8. Вейц, Б.И. О генетической связи полиметаллического оруденения Рудного Алтая с девонским вулканизмом / Б. И. Вейц // Изв. АН СССР, сер.геол. – 1953. – № 7. – С. 105–115.
9. Вейц, Б.И. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая / Б. И. Вейц. – Алма-Ата: Изд. АН КазССР, 1959.– Т. 3. – 488 с.
10. Горжевский, Д. И. Геотектоническая позиция Рудного Алтая и Калбы по геолого-геофизическим данным / Д. И. Горжевский, П. Ф. Иванкин // Изв. АН СССР, сер. геол. – 1960. – № 4. – С. 26–40.
11. Горжевский, Д. И. Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая, их происхождение и методы поисков / Д. И. Горжевский, В. Б. Чекваидзе, И. З. Исакович. – М.: Недра, 1977. – 200 с.

12. Горжевский, Д. И. Методические основы прогноза и поисков свинцово-цинковых месторождений / Д. И. Горжевский, Н. К. Курбатов, Е. И. Филатов. М: Недра, 1987. – 229 с.
13. Гутак, Я. М. Опорные разрезы девона Рудного Алтая и граница среднего и верхнего девона / Я. М. Гутак, О. В. Мурзин, В. А. Жданов / Путеводитель полевой экскурсии VII выездной сессии Девонской комиссии МСК России в Рудном Алтае / Змеиногорск. – 2000. – 75 с.
14. Дергачев, А. Л. Крупнейшие колчеданосные провинции мира / А. Л. Дергачев, Н. И. Еремин, Н. В. Позднякова, Н. Е. Сергеева // Вестник МГУ. Сер. 4, геология. – 2004. – № 4. – С. 37.
15. Дергачев, А. Л. Соотношение вулканогенного колчеданного и стратиформного свинцово-цинкового оруденения в истории Земли / А. Л. Дергачев, Н. И. Еремин // Вестник МГУ. Сер. 4, геология. – 2008. – № 4. – С. 26–34.
16. Добрецов, Н. Л. Фации метаморфизма / Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердато, В. С. Соболев. – М.: Недра, 1970. – 288 с.
17. Еремин, Н. И. Рудоносные формации фанерозойских колчеданных месторождений вулканической ассоциации / Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований / Еремин, Н. И., А. Л. Дергачев. – Новосибирск: СО РАН, 2003. – С. 127–128.
18. Жданов, В. В. Петрографический кодекс России / В. В. Жданов, А. Е. Костин, Е. А. Кухаренко, Э. А. Ланда, Л. И. Лукьянова, В. Л. Масайтис, З. Д. Москаленко, Ю. Д. Пушкарев, Л. Н. Шарпенюк. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. – 198 с.
19. Иванкин, П. Ф. Магматизм и закономерности пространственного размещения медных и полиметаллических месторождений Рудного Алтая / П. Ф. Иванкин // Закономерности размещения полезных ископаемых. – М.: Из-во АН СССР, 1962. – Т. 4. – С. 190–206.
20. Карпузов, А. Ф. Геологическое картирование и географические информационные системы / А. Ф. Карпузов, А. Ф. Морозов / Отечественная геология. – 1995. – № 11. – С. 3–7.
21. Карпузов, А. Ф. Геологическое картирование, цифровые базы данных и компьютерные технологии составные звенья единой информационной системы недропользования России / А. Ф. Карпузов, В. С. Костяков, А. Ф. Морозов, И. С. Ротфельд // ГИС-Обозрение. – 1997. – № 2. – С. 60–61.
22. Колдаева, Т. Г. О разделении кислых субвулканических тел на примере Корбалихинского рудного поля (Рудный Алтай) / Т. Г. Колдаева, Г. Г. Королёв, А. Ф. Фоминых // Известия вузов. Геология и разведка. – 1976. – № 9. – С. 47–51.

23. Крейтер, И. В. Контактный метаморфизм на месторождениях в Змеиногорском рудном районе (Рудный Алтай) / И. В. Крейтер, В. В. Кузнецов // Геология рудных месторождений. – 1983. – № 3. – С. 95–99.
24. Кривцов, А. И. Прикладная металлогения / А. И. Кривцов. – М.: Недра, 1989. – 288 с.
25. Кривцов, А. И. Система моделей месторождений благородных и цветных металлов / А. И. Кривцов, М. М. Константинов, В. В. Кузнецов // Отечественная геология. – 1995. – № 3. – С. 11–31.
26. Кривцов, А. И. Модели месторождений благородных и цветных металлов. Месторождения колчеданного семейства / Модели месторождений благородных и цветных металлов / А. И. Кривцов, О. В. Минина, А. Г. Волчков, Е. Е. Абрамова, Д. В. Гричук, Е. А. Ельянова. – М.: ЦНИГРИ, 2002. – 282 с.
27. Кривцов А. И. Российский металлогенический словарь / А. И. Кривцов. – С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2003. – 319 с.
28. Кривцов, А. И. Роль и место месторождений рудноалтайского типа в колчеданном семействе / А. И. Кривцов, Г. В. Ручкин, В. В. Кузнецов // Большой Алтай – уникальная редкометально-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии. – Усть-Каменогорск. – 2010. – С.20–22.
29. Кудрявцева, Н. Г. Ряды рудных формаций месторождений цветных и благородных металлов в различных геодинамических обстановках / Н. Г. Кудрявцева // Руды и металлы. – 2001. – №6. – С. 44–52.
30. Кудрявцева, Н. Г. Структурно-формационное районирование российской части Рудного Алтая как основа среднемасштабных прогнозных построений / Н. Г. Кудрявцева, В. В. Кузнецов, А. Л. Галямов // Руды и металлы. – 2011. – № 3 – 4. – С. 103–104.
31. Кудрявцева, Н. Г. Геодинамические обстановки формирования месторождений цветных и благородных металлов Большого Алтая / Н. Г. Кудрявцева, В. В. Кузнецов // Big Altay - the unique rare metal-gold-polymetallic province of Central Asia. Reports of the geologists of Central Asia countries. – Almaty. – 2012. – С. 38–44.
32. Кудрявцева, Н. Г. Литолого-фациальный анализ девонских вулканогенно-осадочных толщ, вмещающих колчеданно-полиметаллическое оруденение в Змеиногорском рудном районе / Н. Г. Кудрявцева, Т. В. Серавина / Материалы научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений благородных и цветных металлов — состояние и перспективы». 14–15 апреля 2015 г. / Москва, ЦНИГРИ. – 2015. – С. 30.
33. Кузубный, В. С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения / В. С. Кузубный. – Алма-Ата: Наука Каз.ССР, 1975. – 342 с.

34. Кузнецов, В. В. Геолого-поисковые модели для целей прогнозирования месторождений рудноалтайского типа / В. В. Кузнецов, А. Е. Александрова // Руды и металлы. – 2011. – № 3 – 4. – С. 104–105.
35. Кузнецов, В. В. Литолого-фациальный анализ рудоносных вулканогенно-осадочных отложений в целях прогноза и поиска месторождений рудноалтайского типа / В. В. Кузнецов, А. Л. Галямов, Н. Г. Кудрявцева // Руды и металлы. – 2011. – № 3 – 4. – С. 105–106.
36. Кузнецов, В. В. Геолого-генетические основы прогноза и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений рудноалтайского типа / В. В. Кузнецов, Н. Г. Кудрявцева, А. Л. Галямов, С. В. Кузнецова, Т. В. Серавина // Отечественная геология. – 2014. – № 2. – С. 30–38.
37. Кузнецов, В. В. Металлогения и обстановки локализации колчеданно-полиметаллических месторождений в Российской части Рудного Алтая / В. В. Кузнецов, Н. Г. Кудрявцева, Т. В. Серавина / Материалы I научно-практической конференции «Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири». 29–31 января 2014 г. / Новосибирск, СНИИГГиМС. – 2014. – Т.1. – С. 83–87.
38. Лисицын, А. П. Процессы океанской седиментации. / А. П. Лисицын. –М.: Наука, 1978. – 392 с.
39. Миляев, С.А. Применение сорбционно-солевого метода при литохимических поисках скрытых колчеданно-полиметаллических месторождений (на примере российской части Рудного Алтая) / С. А. Миляев, Т. В. Серавина, Е. В. Иваненкова / 14–15 апреля 2015 г. / Москва, ЦНИГРИ. – 2015. – С. 99.
40. Мурзин, О. В. История развития северо-западной части Рудного Алтая в палеозое / Сборник 300 лет горно-геологической службе России: история горного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая / О. В. Мурзин. – Барнаул: 2000. – С. 144–148.
41. Мурзин, О.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Изд. 2-е. Серия Алтайская. Лист М-44-ХI (Змеиногорск). Объяснительная записка / О. В. Мурзин, В. М. Чекалин, Н. В. Сыроежко. – С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2001. –174 с.
42. Нехорошев, В. П. Геология Алтая / В. П. Нехорошев. М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 262 с.
43. Нехорошев, В. П. Тектоника Алтая / В. П. Нехорошев. М.: Недра, 1966. – 307 с.
44. Овчинников, Л. Н. О некоторых закономерностях размещения колчеданно-полиметаллических месторождений Алтая / Л. Н. Овчинников, В. Д. Баранов // Геология рудных месторождений. – 1973. – № 6. – С. 17–31.

45. Овчинников, Л. Н. Распределение калия и рубидия в палеозойских вулканических породах Магнитогорского мегасинклинория / Л. Н. Овчинников, В. С. Гладких, В. А. Соловьев // Геохимия. – 1975. – № 12. – С. 1763–1775.
46. Перельман, А. И. Геохимия ландшафтов / А. И. Перельман. М.: Высшая школа, 1975. – 392 с.
47. Петтиджон, Ф. Дж. Осадочные породы / Ф. Дж. Петтиджон. М.: Недра, 1981. – 751 с.
48. Попов, В. В. Геологические условия локализации крупных полиметаллических месторождений Рудного Алтая / В. В. Попов // Геология рудных месторождений. – 1995. – Т. 37. – № 5. – С. 371–389.
49. Промыслова, М. Ю. К вопросу о геодинамической природе базальт-риолитовой формации Рудного Алтая / М. Ю. Промыслова / Материалы XXXVII Тектонического совещания. 10–13 февраля 2004 г. / Новосибирск, СО РАН. – 2004. – Т.2. – С. 88–91.
50. Пугачева, И. П. Девонская вулканогенно-плутоническая ассоциация Рудного Алтая (на примере Змеиногорского рудного района) / И. П. Пугачева, Е. И. Филатов, Т. Г. // Известия Академии Наук СССР, серия геол. – 1981. – №11. – С. 45–54.
51. Ручкин, Г. В. Стратиформные полиметаллические месторождения докембрия. – М.: Недра, 1984. – 237 с.
52. Ручкин, Г. В. Параметрические геолого-поисковые модели колчеданно-полиметаллических месторождений / Г. В. Ручкин, И. П. Пугачева, В. Д. Конкин. М.: ЦНИГРИ, 1993. – 150 с.
53. Ручкин, Г. В. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Выпуск «Свинец и цинк». / Г. В. Ручкин, В. Д. Конкин, А. И. Донец, И. А. Августинчик, Н. Г. Кудрявцева. – М.: ЦНИГРИ, 2002. – 269 с.
54. Ручкин, Г. В. Методика прогнозно-металлогенических исследований для обоснования переоценки перспектив полиметаллического оруденения Рудного Алтая (Алтайский край) / Г. В. Ручкин, А. И. Зайцев, В. В. Кузнецов, А. Л. Галямков // Руды и металлы. – 2011. – № 3–4. – С. 150–151.
55. Серавина, Т. В. Особенности геологического строения Березовогорского рудного поля (Рудный Алтай) и перспективы выявления полиметаллического оруденения в его пределах / Т. В. Серавина / Материалы V научно-практической конференции молодых ученых и специалистов «Геология, поиски и комплексная оценка месторождений твердых полезных ископаемых». 11–12 декабря 2013 г. / Москва, ВИМС. – 2013. – С. 110–111.
56. Серавина, Т.В. Геология и перспективы рудоносности Березовогорского рудного поля (Рудный Алтай) / Т. В. Серавина / Материалы XX научной молодежной школы

- «Металлогения древних и современных океанов – 2014. Двадцать лет на передовых рубежах геологии месторождений полезных ископаемых». 21–25 апреля 2014 г. / Миасс, Институт минералогии УрО РАН. – 2014. – С.43–47.
57. Серавина, Т. В. Обстановки локализации полиметаллических руд Березовогорского рудного поля (Рудный Алтай)/ Т. В. Серавина / Руды и металлы. – 2014. – № 4. – С. 30–36.
58. Серавина, Т. В. Майское полиметаллическое месторождение (Рудный Алтай) / Т. В. Серавина / Материалы IV научной молодежной школы «Новое в познании процессов рудообразования». 1–5 декабря 2014 г. / Москва, ИГЕМ РАН. – 2014. – С. 256–258.
59. Серавина, Т. В. Перспективы выявления новых месторождений в пределах Березовогорского рудного поля (Рудный Алтай)/ Т. В. Серавина / Материалы научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений благородных и цветных металлов — состояние и перспективы». 14–15 апреля 2015 г. / Москва, ЦНИГРИ. – 2015. – С. 81–82.
60. Серавина, Т. В. Структурно-формационные и литолого-фациальные особенности Березовогорского рудного поля (Змеиногорский рудный район, Рудный Алтай) / Т. В. Серавина / Материалы II научно-практической конференции «Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири». 21–24 апреля 2015 г. / Новосибирск, СНИИГГиМС, – 2015. –Т.2. – С. 197–200.
61. Серавина, Т. В. Геологическое строение и петрохимические особенности рудоносных вулканогенно-осадочных отложений Березовогорского рудного поля (Рудный Алтай)/ Т. В. Серавина // Отечественная геология. – 2015. – № 4. – С. 3–8.
62. Смирнов, В. И. Колчеданные руды и месторождения Японии / В. И. Смирнов, Ю. С. Бородаев, В. И. Старостин // Геология рудных месторождений. – 1968. № 1. – С. 1731.
63. Смирнов, В. И. Колчеданные месторождения мира / В. И. Смирнов. –М.: Недра, 1979. – 312 с.
64. Старостин, В. И. Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений / В. И. Старостин.– М.: Недра, 1988. – 256 с.
65. Филатов, Е. И. О палеосистеме островных дуг Зайсанской складчатой области / Е. И. Филатов, Е. П. Ширай // Доклады академии наук СССР. – 1975. – Т. 225. – № 1. С. 172–175.
66. Филатов, Е. И. Геологические условия размещения колчеданно-полиметаллического оруденения в Змеиногорском районе (Рудный Алтай) / Е. И. Филатов, И. П. Пугачева, И. В. Крейтер // Известия вузов. Геология и разведка. – 1981. – № 4. – С. 78–83.

67. Филатов, Е. И. Прогнозно-поисковые комплексы. Выпуск IV. / Комплексирование работ по прогнозу и поискам месторождений свинца и цинка в вулканогенных формациях / Е. И. Филатов. – М.: ЦНИГРИ, 1983. – 38 с.
68. Филатов, Е. И. Полиметаллические месторождения фанерозоя / Е. И. Филатов. – М.: Недра, 1986. – 248 с.
69. Филатов, Е. И. Формационный анализ рудных месторождений / Е. И. Филатов, Е. П. Ширай. – М.: Недра, 1988. – 143 с.
70. Филатов, Е. И. Базальт-риолитовые формации с колчеданно-полиметаллическим оруденением (на примере Рудного Алтая) / Геохимическая и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов / Е. И. Филатов. М.: МПР РФ, ИМГРЭ, Геокарт, РосГео, 1999. – С. 337–348.
71. Франклин, Дж. М. Колчеданные месторождения вулканической ассоциации / Генезис рудных месторождений / Дж. М. Франклин, Дж. У. Лайдон, Д. Ф. Стангстер. М.: Мир, 1984. – Т.2. – С. 39–252.
72. Фролова, Е. К. О классификации карбонатных пород ряда известняк-доломит-магнезит / Е. К. Фролова //Новости нефт. техники. Геология. – 1959. – № 3. – С. 34–35.
73. Чекалин, В. М. Основные закономерности размещения и принципиальная модель формирования колчеданно-полиметаллических месторождений северо-западной части Рудного Алтая. / В. М. Чекалин // Геология и геофизика. – 1991. – № 10. – С. 75–89.
74. Чекалин, В. М. Полезные ископаемые Северо-Западного Алтая: позиция, изученность и перспективы открытия новых месторождений / В. М. Чекалин // Руды и металлы. – 2006. – № 4. – С. 39–47.
75. Чекваидзе, В. Б. Околорудные метасоматиты колчеданно-полиметаллических месторождений и их поисковое значение / В. Б. Чекваидзе. – М.: Недра, 1981. – 240 с.
76. Чернов, В. И. Основные черты геологии и петрографии интрузивных пород Рудного Алтая / Материалы по геологии и металлогении Рудного Алтая. Тр. ВАГТ / В. И. Чернов, В. Н. Гаврилова. – М.: ГОСГЕОТЕХИЗДАТ. – 1957. – С. 99–119.
77. Чернов, В. И. Девонские вулканические формации Рудного Алтая / В. И. Чернов // Бюллетень МОИП. Отд. Геология. –1970. – № 6. – С. 10–15.
78. Чернов, В. И. Вулканические формации и порфиоровые интрузии Рудного Алтая / В. И. Чернов. М.: Наука, 1974. – 120 с.
79. Чижова, И. А. Экспертная система "SPRING" прогноза и поисков месторождений цветных и благородных металлов / И. А. Чижова, В. В. Кузнецов, Е. А. Лебедева // Отечественная геология. – 1996. – № 4. – С. 80.

80. Щерба, Г. Н. Вулканогенная гипотеза происхождения колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая / Г. Н. Щерба // Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. – 1977. – С. 33–48.
81. Щерба, Г. Н. Колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая / Колчеданные месторождения СССР / Г. Н. Щерба. – М.: Наука. – 1983. – С. 87–148.
82. Щерба, Г. Н. Большой Алтай: (геология и металлогения). Геологическое строение / Г. Н. Щерба, Б. А. Дьячков, Н. И. Стучевский. Алматы: Фылым, 1998. – Кн. 1. – 304 с.
83. Щерба, Г. Н. Большой Алтай: (геология и металлогения). Металлогения / Г. Н. Щерба, Х. А. Беспаяев, Б. А. Дьячков. – Алматы: РИО ВАК РК, 2000. – Кн. 2. – 400 с.
84. Яковлев, Г. Ф. О возрасте и генезисе Алтайских полиметаллических месторождений / Г. Ф. Яковлев // Вестник МГУ. Сер. 4 геология. – 1972. – № 2. – С. 73–85.
85. Яковлев, Г. Ф. Вулканогенные структуры месторождений полезных ископаемых / Г. Ф. Яковлев. – М.: Недра, 1984. – 208 с.
86. Ishihara, S. Geology of Kuroko deposits / S. Ishihara // Mining geology Special Issue. –1974. – № 6. – 435 p.
87. Ohmoto, H. The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits / H. Ohmoto, B. J. Skinner. – Economic Geology Monograph, 1983. – 604 p.
88. Shanks, W. C. Thurston R. Volcanogenic massive sulfide occurrence model / W. C. Shanks, R. Thurston. – U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–C, 2012. – 345 p.

Фондовая

89. Отчет по работам Березовогорской партии с подсчетом запасов по Майскому месторождению на 1/1-58 г./: Отчет / А.П.Беляев. – Змеиногорск, 1957.
90. Майское полиметаллическое месторождение: Отчет по работам 1950-68 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1/1-60 г. (Алтайский край): Отчет / А. П. Беляев, М. К. Ершова, Д. Ш. Шевеленко, Е. Ф. Филатов. – Змеиногорск, 1960.
91. Отчет о геолого-поисковых работах, проведенных Березовогорской геологоразведочной партией в 1950-1960 гг.: Отчет / Е. Ф. Филатов, А. Ф. Филатова. – Змеиногорск, 1964.
92. Совершенствование методики количественного прогнозирования колчеданно-полиметаллического оруденения на основе составления и анализа детальных прогнозных карт в Змеиногорском районе. Изучение закономерностей локализации полиметаллического оруденения с целью прогнозной оценки юго-восточного фланга Змеиногорско-Корбалихинского рудного узла: Отчет / И. П. Пугачева. – Змеиногорск, 1979.

93. Составить прогнозно-металлогеническую карту Юго-Западного Алтая на цветные и благородные металлы в масштабе 1:200000 и обосновать направления поисковых работ на 1986-1990 гг.: Отчет / И. П. Пугачева. – Змеиногорск, 1987.
94. Опережающие геолого-геофизические работы для обоснования переоценки перспектив полиметаллического оруденения Рудного Алтая (Алтайский край) с целью разработки ос-новы для создания ведущего в Российской Федерации центра по добыче свинца и цинка: Отчет / В. В. Кузнецов, А. Л. Галямов, Н. Г. Кудрявцева. – М., 2012.