

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«Оренбургский государственный университет»

П.В. Панкратьев, И.В. Куделина

ГЕОЛОГИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Рекомендовано ученым советом федерального государственного бюджетного образовательного учреждения высшего образования «Оренбургский государственный университет» в качестве учебного пособия для студентов, обучающихся по программам высшего образования по специальности 21.05.02 Прикладная геология и по направлению подготовки 05.06.01 Науки о Земле

Оренбург
2016

УДК 553 (075.8)

ББК 26.34 я 73

П 16

Рецензент - кандидат геолого–минералогических наук, доцент В.Б.Черняхов

Панкратьев, П.В.

П 16 Геология полезных ископаемых: учебное пособие/П.В. Панкратьев , И.В. Куделина; Оренбургский гос.ун-т. - Оренбург: ОГУ, 2016.- 155с.
ISBN 978-5-7410-1621-3

В учебном пособии приведена общая генетическая классификация месторождений полезных ископаемых, рассмотрены месторождения полезных ископаемых эндогенной серии, дано описание представительных типов месторождений. Учебное пособие предназначено для студентов специальности 21.05.02 Прикладная геология и направления подготовки 05.06.01 Науки о Земле.

УДК 553 (075.8)

ББК 26.34 я 73

ISBN 978-5-7410-1621-3

© Панкратьев П.В.,
Куделина И.В. 2016
© ОГУ, 2016

Содержание

Введение.....	4
1 Генетическая классификация месторождений полезных ископаемых.....	5
2 Общая геологическая характеристика магматических и флюидно-магматических месторождений.....	9
2.1 Описание представительных типов месторождений.....	21
2.1.1 Класс – ликвационные месторождения.....	21
2.1.2 Класс – раннемагматические месторождения.....	29
2.1.3 Класс – позднемагматические месторождения.....	41
2.1.4 Класс - карбонатитовые месторождения.....	48
2.1.5 Класс – пегматитовые месторождения.....	64
3 Скарновые месторождения.....	75
3.1 Описание представительных типов месторождений.....	79
3.1.1 Класс известковых скарнов.....	79
3.1.2 Класс магнезиальных скарнов.....	86
4 Альбититовые и грейзеновые месторождения.....	92
4.1 Описание представительных типов месторождений.....	99
4.1.1 Класс альбититовых месторождений.....	99
4.1.2 Класс грейзеновых месторождений.....	107
5 Гидротермальные месторождения.....	111
5.1 Описание представительных типов месторождений.....	123
5.1.1 Класс плутоногенные месторождения.....	123
5.1.2 Класс вулканогенные андезитоидные месторождения.....	141
5.1.3 Класс вулканогенно-осадочные базальтоидные субмаринные месторождения.....	148
Заключение.....	152
Список использованных источников.....	153

Введение

Месторождения полезных ископаемых по происхождению подразделяются на три серии: эндогенную, экзогенную и метаморфогенную (В.И. Смирнов, 1984, В.И. Старостин, П.А. Игнатов, 1997, и др.). Эндогенная серия включает месторождения, образования которых связано с глубинными магматическими процессами. Каждая серия в свою очередь разделяется на группы, а последние на классы.

Эндогенные месторождения связаны с внутренней энергией земли. В данной серии выделяют шесть групп. Две группы — *магматическая* и *карбонатитовая* образуются из расплавов в процессе их дифференциации и ликвации, связанных со средними, основными и ультраосновными магмами.

Четыре остальных группы — *пегматитовая*, *альбитит-грейзеновая*, *скарновая* и *гидротермальная* — ассоциируют с кислыми, средними и щелочными магматическими комплексами и формировались на позднеинтрузивной и постинтрузивной стадиях их становления.

Среди месторождений эндогенной серии наиболее представительными, хорошо изученными и охарактеризованными в учебной литературе и других изданиях, являются следующие: ликвационные медно - никелиевые (Норильское месторождение); раннемагматические (месторождения алмазов Якутии); позднемагматические месторождения хромитов (Кемпирсайский массив); флюидно-магматические карбонатитовые (Ковдорский массив, Зиминский рудный район) и пегматитовые месторождения (Хибинский массив на Кольском полуострове, Малханское рудное поле, Центральное Забайкалье) и др. Они относятся к уникальным и крупным месторождениям. В них проявлены наиболее типичные черты рассматриваемых генетических разновидностей месторождений. В данном пособии приводится их характеристика.

Цель работы: дать представление об эндогенных месторождениях на примере наиболее значимых объектов. Краткое изложение теоретической части позволит лучшему восприятию приведенных примеров и других подобных объектов, освещенных в геологической литературе.

1 Генетическая классификация месторождений полезных ископаемых

В процессе постоянного круговорота минеральных масс в эволюционном развитии земли формируются все известные типы месторождений полезных ископаемых. В соответствии с элементами этого циклического круговорота выделяют три серии образующихся горных пород, геологических структур и рудных месторождений — магматогенные, экзогенные и метаморфогенные.

Подобная эмпирическая закономерность с различными вариациями и была положена в основу любых известных рудогенетических классификаций изложена в трудах ведущих мировых ученых, начиная с конца XIX в. Наиболее известны фундаментальные учебники К.И. Богдановича (1912), Л.Де Лоне (1913), В. Эммонса (1918), А.Н. Заварицкого (1926), В. Лингрена (1932), В.А. Обручева (1934), Г. Шнейдерхена (1958), Ч. Парка и Р. Макдиармида (1963), В.И. Смирнова (1965, 1969, 1976, 1982), И.Ф. Романовича (1986), Чжай Юй Иена (1990) и многих других.

Именно в этом традиционном стиле и была выдержана наиболее популярная в настоящее время классификация В.И. Смирнова. В данном учебном пособии будет использована эта классификация с некоторыми изменениями и дополнениями.

Итак, все месторождения полезных ископаемых условно разделяются на три серии: магматогенную, экзогенную и метаморфогенную. Каждая серия в свою очередь разделяется на группы, а последние на классы (таблица 1).

Магматогенные месторождения. Их называют также эндогенными или гипогенными и связывают с внутренней энергией земли. В данной серии выделяют шесть групп. Две группы — *магматическая* и *карбонатитовая* образуются из расплавов в процессе их дифференциации и ликвации, связанных со средними, основными и ультраосновными магмами.

Четыре остальных группы — *пегматитовая*, *альбитит-грейзеновая*, *скарновая* и *гидротермальная* — ассоциируют с кислыми, средними и щелочными

магматическими комплексами и формировались на позднеинтрузивной и постинтрузивной стадиях их становления.

Экзогенные (поверхностные, гипергенные, седиментогенные) месторождения формировались вследствие механической, химической и биохимической дифференциации вещества земной коры под влиянием солнечной энергии.

Таблица 1 - Генетическая классификация месторождений полезных ископаемых

Группа 1	Класс 2	Типы месторождений 3
I Эндогенная серия		
Магматическая	1. Ликвационный	а) сульфидные медно – никелевые в основных и ультраосновных комплексах; б) хромитовые, титаномагнетитовые и руды элементов платиновой группы в расслоенных ультраосновных комплексах; в) редкие, редкоземельные и рассеянные элементы в щелочных комплексах
	2. Раннемагматический	Магматические горные породы, алмазоносные кимберлиты и лампроиты
	3. Позднемагматический	Хромитовые, титаномагнетитовые и апатит-нефелиновые
Карбонатитовая	Флюидно – магматический карбонатитовый	Перовскит–титаномагнетитовые, камафоритовые, редкометалльно–пироклоровые, редкоземельные и флюоритовые
Пегматитовая	1. Магматогенный	Керамические, мусковитовые, редкометалльные и цветных камней
	2. Флюидно – анатектический	Редкометалльно–пироклоровые и апатит-нефелиновые
	3. Флюидно - метаморфогенный	Керамических, мусковитовых, редкометалльных пегматитов и цветных камней
Скарновая	1. Известковый	Железорудные, вольфрам–молибденовые, медномолибденовые, свинцово–цинковые
	2. Магнезальный	Железорудные, медно–молибденовые, оловорудные, борные
Альбитит-грейзеновая	1. Альбититовый	Бериллиевые, литиевые, урановые и редкоземельные
	2. Грейзеновый	Олово–вольфрамовые, литиевые, бериллиевые
Гидротермальная	1. Плутоногенный	Штокверковые и жильные а) высокотемпературные: медно–молибден–порфиоровые, золото–олово–меднокварцевые; б) среднетемпературные: полиметаллические, сурьмяно–мышьяковые, редкометалльные, ураноносные; в) низкотемпературные: сидеритовые, родохрозитовые, магнезитовые, хризотил–асбестовые, баритовые
	2. Вулканогенный – андезитоидный	Золото–серебряные, олово–вольфрамовые, ртутные, медные, алунитовые, исландского шпата, самородной серы
	3. Вулканогенно – осадочный, базальтоидный, сумбаринный	Колчеданные, медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические
II Экзогенная серия		

Продолжение таблицы 1

Группа	Класс	Типы месторождений
1	2	3
Выветривания	1. Остаточный и переотложенный	Никель–кобальтовые, бокситовые, редкометалльные и редкоземельные, каолиновые, апатитовые, марганцевые
Осадочная	1. Механический рассыпной	Гравийные, песчаные и глинистые (огнеупорные, бентонитовые) а) Континентальные россыпные, золотые, платиновые, касситеритовые, алмазные, танталит–колумбитовые, корундовые б) Литоральные россыпные рутиловые, ильменитовые, циркониевые, касситеритовые, алмазные, цветные камни
	2. Хемогенный	а) Гидрооксидные, суспензионно–коллоидные: бурых железняков, марганца, железно–марганцевых конкреций и корок; б) сульфидно–сульфатно–карбонатные: цветных и редких металлов в черных сланцах; в) сульфатно–галоидные: каменных, калийных солей, боратов, лития
	3. Биохимический	Фосфоритовые (континентальные и прибрежно–морские) кремнистые породы (диатомит, трепел, опоки), известняки, угли, горючие сланцы, торф
Эпигенетическая	1. Грунтовых вод	Медистых песчаников, уран–ванадиевых в палеоруслах
	2. Инфильтрационный	
	3. Эксфильтрационный	Свинцово–цинковые в карбонатных породах, свинцовые в песчаниках, золоторудные и урановые в терригенно–карбонатных и черносланцевых толщах, самородной серы, нефти и газа, йодобромистых и металлоносных рассолов
III Метаморфогенная серия		
Метаморфизованная	1. Регионально – метаморфизованный	Железорудные, марганцевые, золото–урановые, апатитовые, колчеданные
	2. Контактново–метаморфизованный	Железорудные, графитовые, корундовые, скарнированные
Метаморфическая	1. Зеленосланцевый	Горного хрусталя, золото–кварцевые, мрамора, кварциты, кровельные сланцы
	2. Амфиболитовый	Андалузитовые, кианитовые, силлиманитовые, наждака, амфибол–асбестовые
	3. Гранулит–эклогитовый	Гранатовые, рутил–ильменитовые, флогопитовые
	4. Импаكتитовый	Алмазные

Традиционно здесь выделяют две группы: *выветривания*, связанную с древней и современной корой выветривания и *осадочную*, формирующуюся при механическом разрушении тел полезных ископаемых при активном участии континентальных и морских вод, а также возникающую при механической, химической, биохимической и вулканической дифференциации минерального вещества в поверхностной части земной коры в процессе накопления осадочных толщ.

Метаморфогенные месторождения возникают в глубинных зонах земной коры под воздействием господствующих там высоких давлений и температур. В

этой серии выделяют две группы рудных образований: *метаморфизованную*, включающую преобразованные в новой термодинамической обстановке ранее возникшие месторождения любого генезиса и, собственно, *метаморфические*, образовавшиеся впервые в результате метаморфогенного преобразования минерального вещества или обусловленные процессами гидротермально-метаморфогенного концентрирования рассеянных рудных элементов или их соединений.

2 Общая геологическая характеристика магматических и флюидно-магматических месторождений

Эта обширная группа месторождений образуется на различных ступенях отвердевания магматического расплава или в течение всего процесса становления интрузивов (например, месторождения строительных гранитов, габброидов и др.).

Для многих видов минерального сырья магматического происхождения большую роль сыграли процессы дифференциации, которые происходили или на стадии расплава (ликвации) до его кристаллизации, или в процессе кристаллизации на ранней стадии (раннемагматические) или поздней (позднемагматические).

В отличие от них формирование флюидно-магматических месторождений начиналось с магматических процессов и завершалось гидротермальными метасоматическими процессами (или преобразованиями).

Магматические месторождения залегают главным образом в интрузивных породах основного (габбро, нориты, анортозиты) или ультраосновного (дуниты, перидотиты, пироксениты и их производные) состава. Кроме того, необходимо отметить траппы - габбро-диабазовые породы, образующиеся на небольшой глубине, и кимберлиты – брекчиевидные породы, близкие по составу к слюдяным перидотитам и слагающие трубообразные тела.

Магматические месторождения, связанные с гранитами, крайне редки; примером их могут служить колумбитоносные граниты в Северной Нигерии. В щелочных породах Кольского полуострова известны магматические месторождения апатита и липоритовые месторождения ниобия и редких металлов.

Широкое развитие магматических месторождений в связи с основными породами находит объяснение в общем, повышенном содержании в их составе железа, хрома, титана, никеля и других элементов. Другая возможная причина – это низкое содержание кремнезема в основной магме, вследствие чего она обладает меньшей вязкостью и лучшей подвижностью и поэтому она более способна к дифференциации. Значительное влияние на процесс дифференциации магмы оказывают летучие компоненты (H_2O , Cl, B, P и др.), которые снижают температуру

плавления остаточных магматических расплавов, обогащенных рудными компонентами, и способствуют лучшей подвижности соединений.

Магматические и флюидно-магматические месторождения подразделяются на следующие классы:

- 1) ликвационные;
- 2) кристаллизационные (ранне- и позднемагматические);
- 3) карбонатитовые;
- 4) пегматитовые.

Ликвационные месторождения образуются путем разделения магмы на две несмешивающиеся части – силикатную и рудную, кристаллизующиеся отдельно. Они связаны с магматическими породами габбровой и щелочной формаций, характерными для платформ, где образуются в процессе тектоно-магматической активизации и контролируются глубинными разломами. Скопления руд связано с пологими плоскими расслоенными массивами зонального строения, выраженным в смене снизу вверх от наиболее основных разностей к наименее основным. К ним относятся:

- 1) медно-никелевые сульфидные;
- 2) хромитовые, титаномагнетитовые и платиноидные;
- 3) редких, редкоземельных и рассеянных элементов.

При высоких температурах магматический расплав представляет собой единую рудно-силикатную магму. По мере ее остывания рудный расплав выделяется из этой смеси.

Форма рудных тел ликвационных месторождений – жилы, сложные жилы, гнезда, линзы, штоки. Основными рудными минералами являются пирротин, пентландит и халькопирит.

Выделяются три основных типа месторождений: тип Садбери, Дулутский тип и Норильско-Галнахский тип.

Тип Садбери связан с лополитообразным никеленосным габбро-норитовым плутоном, отличающимся от других рудоносных массивов высоким содержанием кварца, за счет чего магма стала вязкой и неспособной к расслоению.

Термодинамический анализ системы $\text{FeO-SiO}_2\text{-FeS}_2$ показал, что добавление в нее кварца способствовало к сегрегации растворенных сульфидов без одновременного осаждения силикатов. Имеется две основных гипотезы. Согласно одной месторождение приурочено к докембрийской кальдере, расположенной на глубинном расколе, по другой – рудоносная магма внедрилась также в древний раскол, но образованный упавшим метеоритом.

Дулутский тип. Оруденение ассоциируется с норитами, трактолитами, реже дунитами и перидотитами комплексных интрузивов, залегающих в платобазальтах озера Верхнего. Сульфидные залежи накапливались в основании перидотитовых разностях.

Норильско-Талнахский тип связан с минерализованными триасовыми гипабиссальными силами, сложенными в основании пикритами и пикритовыми долеритами, а в кровле фельзитовыми разностями. В лежащем боку силлов выделяются горизонты сплошных руд, с которыми ассоциирует наиболее богатая медно-никель-платиновая минерализация. В кровле интрузивов развиты вкрапленные руды, а в подошве во вмещающих породах – прожилково-вкрапленные.

В докембрийских зеленокаменных поясах развито два рудномагматических типа месторождений – толеитовый и коматеитовый.

Толеитовый тип локализуется в раннепротерозойских вулканогенно-осадочных мобильных прогибах. Примеры Печенга на Кольском полуострове и Линк-Лейк в Канаде. В Печенгском рудном районе известно три типа рудных тел:

- 1) сплошные в подошве интрузий в перидотитах;
- 2) брекчиевые в тектонических зонах;
- 3) прожилки во вмещающих тектонических сланцах.

Первые два обогащены никелем $\text{Cu}/(\text{Cu}+\text{Ni})=0,28$, в третий им обеднен $\text{Cu}/(\text{Cu}+\text{Ni})=0,51$.

Коматеитовый тип связан с архейскими зеленокаменными поясами. Выделяют три группы месторождений: вулканогенные, субвулканические и плутоногенные.

Коматеиты представляют собой эффузивные ультраосновные породы со структурой спинифекс – пластинчатых и древовидных скелетных выделений оливина. Особенностью коматеитов является высокое содержание MgO (более 18 %). Для вулканогенных месторождений характерны невысокие общие запасы руд (около 5 млн. т), но повышенные концентрации никеля (1,5-3,5 %).

Субвулканическая группа широко распространена в зеленокаменных протерозойских поясах в районе Манитоба (Канада) в никеленосных провинциях Западной Австралии и Южной Африки. Руды располагаются в основании линз перидотитов. До 80 % запасов (80 %) – 40-50 млн. т приходится на рудные штокверки. Содержание N=1,5- 2,5 %.

Плутоногенная группа также приурочена к протерозойским зеленокаменным поясам (Сикс-Майл в Западной Австралии). Оруденение вкрапленное локализуется в дунитовом ядре ультраосновных массивов, имеющих перидотитовую оболочку. Запасы руд составляет сотни миллионов тонн при низком (0,6 %) содержании никеля.

По концепции А.П. Лихачева и А. Налдретта кристаллизация расплава происходила с последовательным выделением пирротина, затем пентландита и, в заключение, халькопирита.

Хромитовые, титаномагнетитовые и платиноидные месторождения развиты в расслоенных массивах, относящихся к тектоноплутоническому типу областей протоактивизации докембрия. К наиболее известным рудоносным массивам относятся Бушвельд и Великая Дайка Зимбабве в Южной Африке, Чинейский в Забайкалье, Стилутер в США и др.

Месторождения приурочены к расслоенной серии ультраосновных и основных пород (норитовый комплекс), где выделяются:

- 1) горизонты дунитов с хромшпинелидами, местами платиноносными;
- 2) горизонты анортозитов с титаномагнетитами;
- 3) горизонты норитов с платиноносными сульфидами.

Наиболее характерным примером является горизонт Меренского в Бушвельдском массиве, сложенный диаллаговыми норитами с прослоями хромита и

скоплениями сульфидов железа, никеля и меди, при высоком содержании связанных с ними платины и палладия.

Великая Дайка представляет собой линейно-вытянутый в длину на 500 км лополит, имеющий ширину 6-7 км. Этот расслоенный массив состоит из серии ритмов габбро-пироксенитового состава с горизонтами хромитов среди пластов гарцбургитов.

Раннемагматические месторождения. К ним относятся такие месторождения, промышленные минералы которых выделялись из расплава раньше, чем сопутствующие им породообразующие минералы. Примерами являются вкрапленные или шлировые хромитовые руды в перидотитах, титаномагнетитов в габброидах океанических структур, также алмазов, связанных с кимберлитами. Контролируемыми разломами тектонической активизации древних платформ. Практическое значение имеют только месторождения алмазов. Алмазоносные кимберлитовые тела сложены ультраосновной порфировой породой, которая представляет собой либо остаточный продукт длительного фракционирования, либо результат частичной выплавки мантийного вещества. Они выполняют цилиндрические или овальные полости, образуя трубообразные тела (до сотен и тысяч метров в сечении). Примером могут служить Трубка Мир в Якутии и Мвауди в Танганьике.

Новым источником алмазов являются лампроиты. Это богатые калием и магнием основная и ультраосновная лампрофировая порода вулканического и интрузивного гипабиссального происхождения. Их форма – трубки, штоки, силлы и дайки. Примером может быть алмазоносное поле Биг Спринг (Австралия), где многочисленные трубки, сложенные оливиновыми и оливин-флогопитовыми лампроитами, прорывают докембрийские гранодиориты и девонские терригенно-карбонатные толщи. В последние десятилетия подобные образования обнаружены на севере Русской платформы – Архангельская алмазоносная провинция.

При поверхностном разрушении алмазоносных трубок образуются разнообразные континентальные и дельтовые морские россыпи.

Наиболее современная концепция происхождения алмазов рассматривает их как естественный раннемагматический акцессорный минерал кимберлитов и лампроитов.

К позднемагматическим месторождениям относят месторождения, промышленно-ценные минералы которых, образовались позднее основной массы сопутствующих породообразующих минералов из остаточных расплавов, обогащенных газожидкими минерализаторами, способствовавших задержке раскристаллизации таких расплавов до конца отвердевания массивов материнских пород. К таким месторождениям относятся:

1) хромитовые, связанные с перидотитовой формацией (Кемпирсайский хромитоносный массив);

2) титаномагнетитовые, ассоциирующие с габброидными комплексами (Кусинское месторождение на Урале);

3) апатитовые, иногда с магнетитом, приуроченные к щелочным массивам (Хибинский массив, Кольский полуостров, Кируновара – Швеция).

Карбонатитовые месторождения

К карбонатитам относят эндогенные скопления кальцита, доломита и других карбонатов, пространственно и генетически связанных с формациями ультраосновных щелочных пород и нефелиновых сиенитов. Комплексы пород характерны для платформ. В пределах сложных полифазных интрузий выделяют карбонатитовый комплекс, представляющий собой пространственно-генетическую совокупность карбонатитов и синхронных им карбонатитоидов – пород, в составе которых карбонатиты расчленяются на три группы [6]:

1) карбонатитоиды: силикатные, алюмосиликатные, фосфатные, оксидные (содержание CO_2 – 4 %);

2) карбонатитоиды: карбонатно-силикатные, алюмосиликатные, фосфатные, сульфидные (CO_2 -15 %);

3) карбонатиты – породы со средним содержанием CO_2 до 35 %.

Рудоносные массивы обычно формируются в течение 10-100 млн. лет в два этапа: раннемагматический и позднефлюидно-магматический (собственно карбонатитовый).

Обычно устанавливается определенная последовательность в формировании комплексов. Более ранние – ультраосновные породы, затем внедряется щелочная магма, и формируются щелочные породы. С ними связано изменение вмещающих интрузивных пород – их фенитизация, выраженная в образовании ортоклаза, альбита и эгирина, а в эндоконтактах разнообразных минеральных ассоциаций: нефелин–пироксеновых, пироксен–флогопитовых и пироксен-амфиболовых.

Температурный режим карбонатитообразования определяется интервалом 650-260 °С. Рудные фации формировались при температурах в этих же пределах.

С карбонатитами связаны крупные ресурсы тантала, ниобия и редких земель, значительные запасы железных руд, титана, флюорита, флогопита, апатита, меди и в меньшей степени свинца и цинка. Примеры – крупнейшее месторождение редкоземельных элементов Маунтин Пасс (США), где концентрация TR_2O_5 составляет от десятых до единиц процента, достигая в коре выветривания 20 %, а также апатит-магнетитовое с форстеритом и флогопитом месторождение Ковдор (Россия), где имеется несколько сотен миллионов тонн железной руды, при содержании железа 20-70 %, значительные запасы апатита с концентрацией P_2O_5 до 10-15 %, а в коре выветривания до 25 % и промышленные запасы флогопита.

Для массивов, состоящих из ультраосновных–щелочных пород и карбонатитов, характерны сложные трубообразные формы, трубо- и гнездообразные тела, сложные жилы и конические жилы, падающие к центру массива и от него.

Латеральная зональность строения карбонатитовых массивов представлена двумя типами – центростремительным, когда в центре массива располагаются наиболее молодые фации пород, и центробежным, характеризующимся обратными соотношениями.

Пегматитовые месторождения

Магматогенные пегматиты связаны с продуктами поздних стадий раскристаллизации силикатных расплавов, насыщенных флюидными компонентами.

Для пегматитов и связанных с ними минеральных агрегатов характерно крупнокристаллическое строение, гнездовое или полосчатое обособление минеральных блоков, присутствие скоплений крупных идиоморфных кристаллов породообразующих и промышленных минералов.

Пегматиты – крупно- и гигантозернистые рудные тела, близкие по составу интрузиям, с которыми они пространственно связаны. Пегматиты отличаются формой, строением и, иногда, наличием редкометальных и редкоземельных минералов. Форма пегматитов преимущественно жильная. Тесная пространственная связь пегматитов с интрузиями доказывает их генетическое родство. Пегматиты обычно удалены от интрузивных пород не более чем на 1-2 км. Минеральный состав пегматитов тот же, что и в материнской интрузии. При переработке карбонатных пород они содержат роговую обманку, пироксены, скаполит и другие минералы.

Пегматиты связаны в основном с родоначальными интрузиями повышенной кислотности или щелочности, полной дифференциацией и многофазностью внедрения. Среди них различают:

1) гранитные пегматиты сложенные полевым шпатом (ортоклаз, микроклин), кварцем, плагиоклазом (альбит, олигоклаз), а также содержащие в разной степени сподумен, лепидолит, флюорит, апатит, редкие земли;

2) гибридные пегматиты, образованные при ассимиляции глиноземистых пород, в силу чего обогащенные андалузитом, кианитом, силлиманитом;

3) десилицированные пегматиты в ультраосновных и карбонатных породах представлены плагиоклазитами, при пересыщении глиноземом могут присутствовать корундовые плагиоклазиты;

4) щелочные пегматиты встречаются в щелочных магматических комплексах. Они содержат микроклин, ортоклаз, нефелин, арфведсонит, содалит, эгирин, натролит. Из примеси известны апатит, кальцит, минералы циркония, тантала, ниобия и редких земель;

5) пегматиты ультраосновных и основных магм (габбро-пегматиты, бронзиты и др.) сложены основным и средним плагиоклазами, ромбическим пироксеном

(бронзит), в меньшей степени оливином, амфиболом, биотитом с примесью апатита, граната, сфена, циркона, титаномагнетита, магнетита, иногда сульфидов.

В результате реакций пегматитового расплава с вмещающими породами возможны случаи, когда одни компоненты выносятся из расплава, а другие поглощаются им. Так возникают пегматиты «линии скрещения» в отличие от пегматитов «чистой линии», когда ассимиляция вещества из вмещающих пород не происходит. К пегматитам «линии скрещения» относятся пегматиты Урала, когда происходит взаимодействие гранитного пегматитового расплава с основными и ультраосновными вмещающими породами. Пегматиты часто имеют зональное строение. Минеральный состав пегматитов (таблица 2) и схема развития пегматитового процесса по А.Е. Ферсману (таблица 3) приведены ниже.

Таблица 2 – Минеральный состав пегматитов

Типы пегматитов	Главные минералы	Второстепенные минералы
Гранитные пегматиты (керамические и мусковитовые)	Плагиоклаз, микроклин, кварц, мусковит, биотит	Гранат, берилл, монацит, циркон, апатит
Гранитные пегматиты (редкометалльные)	Клевеландит, кварц, микроклин, сподумен, лепидолит	Мусковит, берилл, турмалин, касситерит
Гранитные пегматиты (хрусталеносные)	Кварц, горный хрусталь	Мусковит, биотит, дымчатый кварц, морион, альбит, берилл
Гранитные пегматиты «линии скрещения»	Флогопит, биотит, тальк, хлорит, актинолит, плагиоклаз	Роговая обманка, берилл (изумруд), кварц, мусковит, флюорит
Щелочные пегматиты	Микроклин, нефелин, эгирин, альбит, роговая обманка	Мусковит, биотит, сфен, пироклор, ильменит, циркон

Метаморфические пегматиты формировались в регрессивной стадии высоких фаций регионального метаморфизма. Не связаны с магматическими комплексами, развиваются в пределах гранитогнейсовых блоков древних кратонов и контролировались разрывными структурами зон протоактивизации. В их составе присутствуют типоморфные метаморфические минералы – дистен, силлиманит, андалузит и др.

Общая характеристика минерального состава магматических и флюидно-магматических месторождений дана в таблице 4.

Генезис пегматитов

Существует пять основных гипотез пегматитообразования:

1) магматогенно-гидротермальная, разработанная А. Ферсманом, В. Никитиным и другими, - пегматиты продукты раскristализации остаточной магмы;

2) магматогенно-пневматолито-гидротермальная двухэтапная гипотеза американских геологов (Р. Джонс, Е. Камерон и др.). В ранний магматический этап происходило зональное заполнение пегматитами открытых полостей, во второй пневматолито-гидротермальный этап поступавшие из глубин растворы метасоматически перерабатывали более ранние простые пегматиты и формировали сложные по составу тела;

3) метасоматическая двухэтапная гипотеза А. Заварицкого – преобразование любой исходной породы, близкой по составу к граниту. В первый этап горячие газодонные растворы перекристаллизовывали породы без изменения состава, во второй этап происходило растворение простых пегматитов и замещение их новыми минеральными ассоциациями;

4) ликвационная гипотеза, развиваемая А.А. Маракушевым и Е.Н. Граменицким. Пегматитоносность материнских гранитоидов связывают с их расслоенностью, при этом пегматиты имеют более лейкократовый состав;

5) метаморфогенная гипотеза разработана В.Н. Мораховским. Она обусловлена процессами аутометасоматоза в полостях трещин отрыва, собирательной перекристаллизации и роста микроклинов, образованием стержневых

Таблица 3 - Схема пегматитового процесса по А.Е.Ферсману (Успенская М.Е., Посухова Т.В., Минералогия с основами кристаллографии и петрографии)

Этапы	Магматический	Эпимагматический		Пневматолитовый		Гидротермальный	Гипергенный	
Геофазы	Магматическая А	Эпимагматическая В	Пегматитовая С	Пневматолитовые D, E	Надкритические F, G	Гидротермальные H, J, K	Гипергенная L	
Температура	900		800	700	600	575-500	400-375	50
Процессы	Допегматитовый				Пегматитовый		Послепегматитовый	Гипергенный
Способ кристаллизации	Из расплава				Из флюидного раствора		Из гидротермального раствора	
Характеристика геофаз: минеральные ассоциации	Застывание гранитного расплава				Образование и контактных оторочек		Пегматит графической структуры	Главный этап пегматитообразования: кварц, полевые шпаты, мусковит, турмалин, берилл, топаз

Таблица 4 – Главные рудообразующие минералы магматических и флюидно-магматических месторождений

	Магматические							Флюидно-магматические	
	Ликвационные			Раннемагматические	Позднемагматические			Карбонатные	Пегматитовые
	Сульфидные медно-никелевые	Титано-магнетитовые	Хромитовые	Алмазоносные кимберлиты	Хромитовые	Титано-магнетитовые	Апатит-нефелиновые		
Главные	Пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит.	Кальцит, титаномагнетит, магнетит, ильменит	Хромшпинели и его минеральные виды	Минералы кимберлитов: алмаз, оливин, пироп, энстатит, диопсид, хромит, ильменит, шпинель, магнетит, флогопит, апатит, графит.	Хромшпинелид и его минеральные виды: магнохромит, аллюмохромит, субферрихромит, оливин	Титан-титаномагнетит, магнетит, ильменит	Апатит, нефелин, амфибол, эгирин	Кальцит, апатит, магнетит, форстерит, эгерин	Ортиклаз, микроклин, кварц, альбит, олигоклаз, биотит
Второстепенные	Пирит, кубанит, минеры группы платины	Пирит, маркозит, пирротин, шпинель	Оливин, титаномагнетит, магнетит, пирит, халькопирит	Гранат, апатит	Ромбический пироксен, хромдиопсид, гранат (уваровит), серпентин, брусит	Рутил, гематит	Сфен, титаномагнетит	Форстерит, эгирин	Мусковит, турмалин, гранаты, топаз, берилл, лепидолит, сподумен, флюорит, апатит

сегрегаций под влиянием кислых флюидов, интенсивным развитием системы трещин поясного типа сопровождающиеся образованием крупнокристаллических слюд, после сжимающих напряжений, сопровождающихся хрупкими и пластическими деформациями и наступлении их ослабления. Происходит поступление флюидов и развитие серицита, альбита, кварца, хлорита, кальцита, пирита, магнетита и др.

2.1 Описание представительных типов месторождений

2.1.1 Класс – ликвационные месторождения

Тип сульфидно-медно-никелевые в основных и ультраосновных комплексах

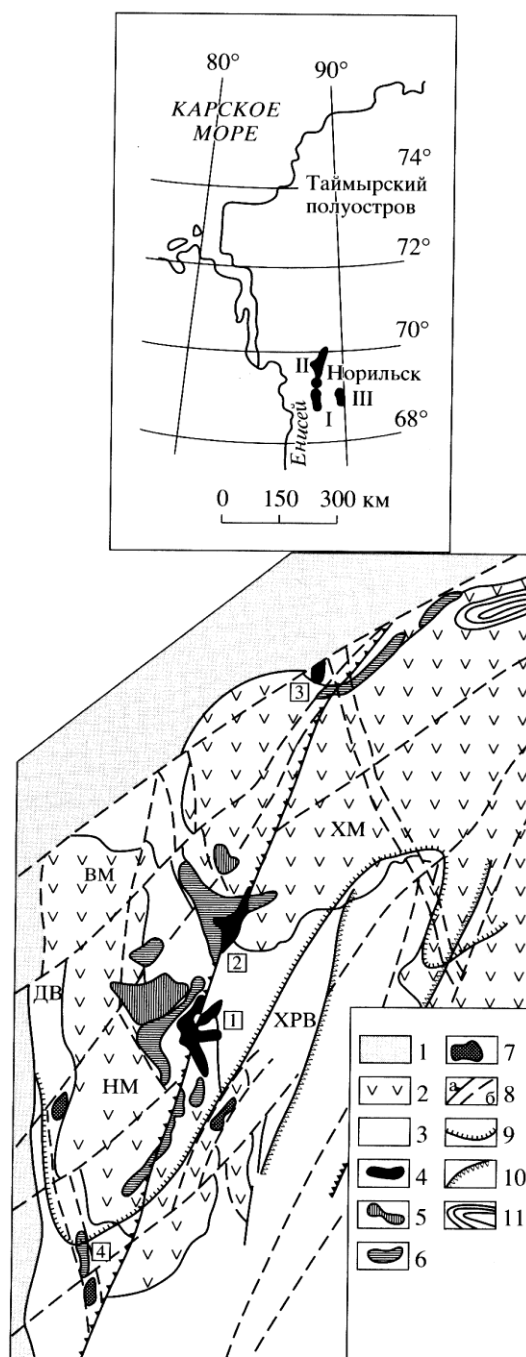
Норильский рудный район

Норильский район находится в западной части Енисейско-Оленекского рудного пояса, протягивающегося вдоль северной части Сибирской платформы (рисунок 1).

В тектоническом отношении рудное поле относится к южной фланговой ветви Енисейско-Хатангской рифтовой системы. Норильский район находится в области сочленения Енисейско-Хатангского рифта и Западно-Сибирской рифтовой системы и составляет в силу этого обстоятельства исключительно проницаемую зону, пространственно совмещенную с южной трансформной ветвью Енисейско-Хатангского рифта.

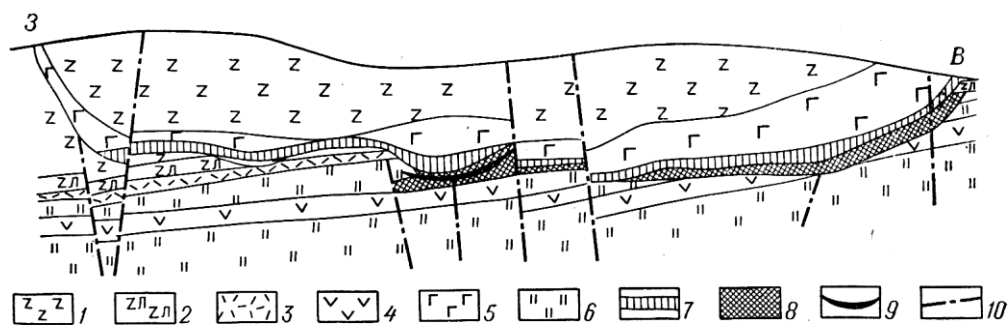
Геология района

Нижний структурный ярус платформенного чехла сложен карбонатными и глинистыми осадками нижнего и среднего палеозоя. Выше с резким угловым несогласием залегает континентальная песчано-аргиллитовая угленосная толща среднего карбона - перми (тунгусская серия), которая многократно перекрывается базальтами, туфами и туфитами верхней перми и триаса трапового вулканизма.



1-мезозой-кайнозойские осадочные отложения; 2-верхнепермские-нижнетриасовые вулканогенные породы; 3-рифей-палеозойские осадочные и вулканогенно-осадочные породы; 4-7 – дифференцированные гипербазит-базитовые интрузивы; 8-региональные разломы: магмарудоконтролирующий Норильско-Хараерлахский (а) и прочие (б); 9-11 – ареалы пикритовых базальтов; мульды: ХМ – Хараерлахская, ВМ – Вологочанская, НМ – Норильская; валы: ДВ – Дудинский, ХРВ – Хантангско-Рыбнинский; рудные узлы (цифры в квадратах): 1 – Норильский, 2 – Талнахский, 3 – Тальминский, 4 – Южно-Норильский.

Рисунок 1 - Геолого-структурная схема Норильского рудного района [4]



1 – эффузивы нерасчлененные; 2 – лабрадоровые базальты; 3 – титан-авгитовые базальты; 4 – силы титан-авгитовых долеритов; 5 – габбро-долеритовая интрузия Норильск I; 6 – осадочные породы тунгусской серии; 7 – вкрапленные руды в интрузии; 8 – вкрапленные руды в породах экзоконтакта; 9 – жильные руды; 10 – тектонические нарушения.

Рисунок 2 -Геологический разрез месторождения Норильск I. По А. Тарасову, 1968

Дифференцированные рудоносные интрузии Норильского района представляют особую глубинную ветвь трапповой магмы, переходную к подкоровому хондритовому веществу (М. Годлевский). Они относятся к гипабиссальной фации глубинности.

Форма интрузивов пластообразная, неправильная, корытообразная, обусловленная локализацией в пологих синклиналиях вдоль межформационных срывов в осадках девона и тунгусской серии и лишь изредка вдоль контактовых поверхностей с базальтами.

Рудоносные дифференцированные интрузии сложены от более основных дифференциатов (пикритовых долеритов) внизу до более кислых - гибридных пород – вверху (рисунок 3).

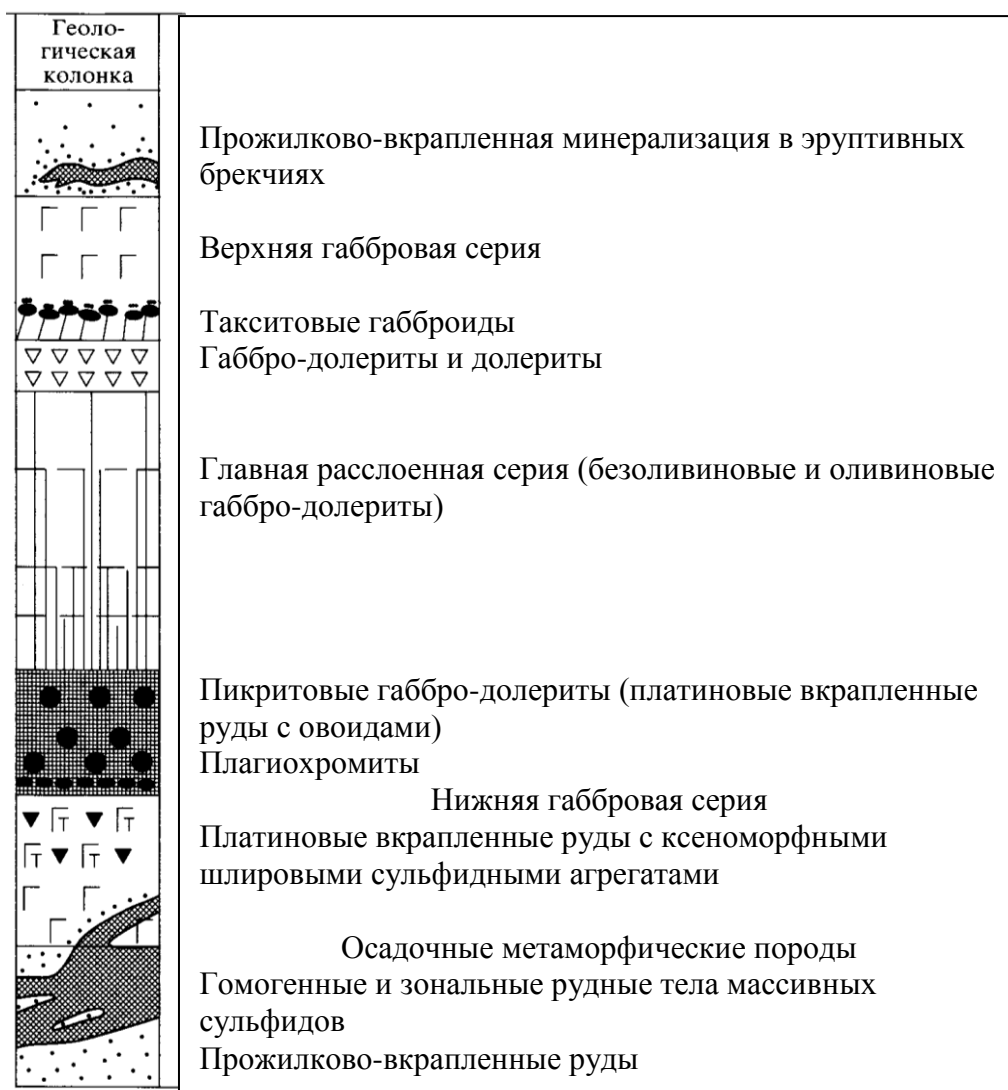
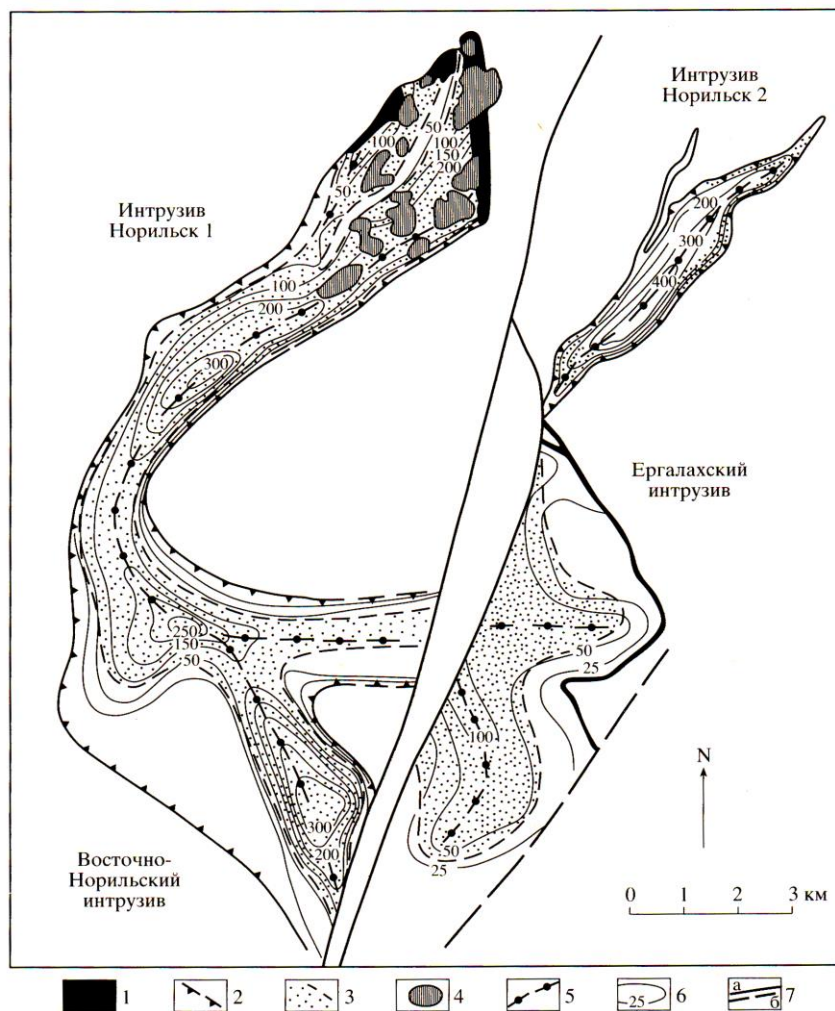


Рисунок 3 - Строение рудоносных массивов норильского типа и размещение связанного с ним оруденения [4]

В Норильском рудном районе известны следующие сульфидные медно-никелевые месторождения, генетически и пространственно тесно связанные с дифференцированными интрузивами габбро-долеритов: Норильск I, Норильск II, гора Черная, Талнахское, Октябрьское, Имангда.

Все месторождения, за исключением Имангды, располагаются в зоне Норильско-Хараелахского разлома.

Интрузив Норильск I является составной частью единой рудно-магматической системы Норильского рудного узла, объединяющих разнообразные типы гипербазит-базитовых интрузивов (рисунок 4).



1 – выходы интрузива на поверхность; 2 – граничный контур интрузива; 3 – ареал пикритовых габбро-долеритов с вкрапленным оруденением; 4 – залежи сплошных сульфидных руд; 5 – осевые линии интрузивов; 6 – изопахиты интрузивов; 7 – разломы: Норильско-Хараерлахский (а) и прочие (б).

Рисунок 4 - Геолого-структурная схема интрузива Норильск I [4]

Приурочено к одноименному дифференцированному интрузиву пластообразной формы, вытянутому в северо-восточном направлении на 12 км. Мощность его колеблется от 30 до 350 м, в среднем составляют 130 м (рисунок 4). В поперечном сечении он имеет линзовидную с крутыми бортами форму. На севере интрузив расчленяется на две ветви – западную («Угольный ручей») и восточную («Медвежий ручей»). Подстилающие породы представлены пермскими осадками, трахидолеритами, трахибазальтами и андезито-базальтами; в кровле залегают базальты с толеитовой структурой.

Внутренне строение интрузива отличается четкой расслоенностью, с закономерным чередованием пород (сверху вниз):

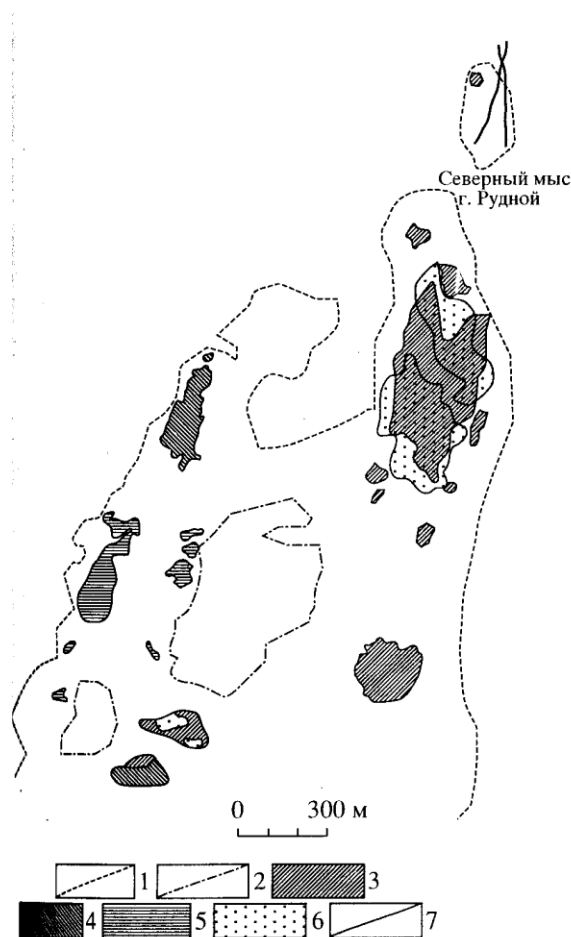
- 1) эруптивные брекчии, гибридные породы и такситовые долериты;
- 2) габбро-долериты, габбро – и оливинсодержащие долериты;
- 3) оливиновые габбро и норит-долериты;
- 4) пикритовые габбро-долериты и норит-долериты;
- 5) такситовые и контактовые долериты.

Ультраосновные дифференциаты слагают до четверти разреза интрузива.

Контактово-метасоматические изменения в целом незначительные. Кроме маломощного ореола роговиков в трещинных зонах устанавливаются известковые скарны. Широко развиты процессы наложенной биотитизации и хлоритизации, часто отмечаются околорудные альбит-микроклиновые породы.

Сульфидное медно-никелевое оруденение представлено преимущественно в виде вкрапленности и гнездообразных скоплений пирротина, пентландита и халькопирита, главным образом в нижних богатых оливином дифференциатах: пикритовых, такситовых и контактовых долеритах. Более ограничено, распространены шлировые рудные тела среди такситовых долеритов в придонной части долеритов. Руды в этих шлифах содержат большое количество основного плагиоклаза, оливина, пироксена и постепенно переходят в бедную вкрапленность. Локально развиты и типичные жильные тела сплошных сульфидов, располагающиеся в низах интрузива и в подстилающих породах, а также прожилково-вкрапленное оруденение в породах экзоконтакта. В целом сульфидное оруденение образует сравнительно выдержанный рудный горизонт, совпадающий в плане с контурами интрузива (рисунок 5). В пределах этого горизонта выделяется ряд слоев в зависимости от изменения морфологии и внутреннего строения интрузива. В вертикальном разрезе внутри тел на фоне рядовых (10-20 % сульфидов) выделяются слои богато вкрапленных (20-50 % сульфидов) руд – в отдельных местах отмечается до шести расположенных друг под другом таких прослоев. Наибольшая мощность вкрапленных руд (до 20 м) характерна для глубоких мульдообразных прогибов подошвы интрузива. В плане контура тел

богато вкрапленных руд частично совпадают с контурами жильных полей сплошных сульфидных руд. Степень изменения концентрации сульфидов по мощности значительно больше, чем в плане.



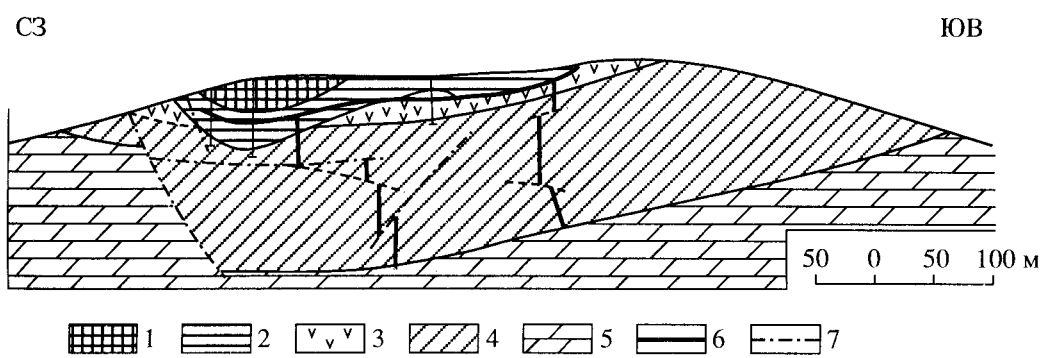
1-контур интрузива с вкрапленным медно-никелевым оруденением; 2-контуров участков интрузива, лишенные сульфидного оруденения; 3-6 - субсогласные с интрузивом тела массивных сульфидных руд: пирротинового (4), пирротин-халькопиритового (5), халькопирит-кубанитового (6) и халькопиритового (7) состава; 7-вертикальные сульфидные жилы.

Рисунок 5 - Схема размещения тел массивных сульфидных руд в интрузиве Норильск I

Вертикальные сульфидные жилы имеют сопряжение с субгоризонтальным телом массивных сульфидов, залегающим в нижнем эндоконтакте расслоенного интрузива (рисунок 6).

Состав руд обычный – пентландит-халькопирит-пирротинный. Из второстепенных минералов присутствуют магнетит, кубанит, минералы платиноидов. Отношение Ni:Cu=1:1,5; Co:Ni=1:16; (Pt+Pd):Ni=1:500. Прожилково-вкрапленные руды в экзоконтакте интрузива образуют ореол на расстоянии до 15 м.

Отработанные шпирьы и линзобразные тела (до 200 x 100 x 10 м) сравнительно крупные.



1, 2 – породы разреза интрузива Норильск I: пикриты (1), такситовые и контактовые габбро-долериты (2); 3 – силл титан-авгитовых долеритов; 4 - терригенно-угленосные отложения С – Р ; 5 – известково-мергелистые осадочно-метаморфические породы D ; 6 – жильные тела массивных сульфидных руд; 7 – тектонические нарушения.

Рисунок 6- Геологический разрез северного мыса г. Рудной [1]

Особенностью минерального состава руд месторождения (Норильск), помимо отмеченной повышенной платиноносности, является наложение на более раннюю минерализацию магматического этапа более низкотемпературных минеральных ассоциаций с замещением ранних минералов типичными гидротермальными: карбонатами, хлоритом, галенитом, сфалеритом.

Контрольные вопросы и задания

1 На сочленении, каких тектонических элементов находится Норильский рудный район?

2 Определить по карте местоположение Енисейско-Оленекского рудного пояса, с какими породами генетически и пространственно связаны сульфидные медно-никелевые месторождения.

3 Чем представлено (какими минералами) сульфидное медно-никелевое оруденение. Состав руд.

4 По коллекции образцов определить какие из них относятся к сульфидным медно-никелевым.

5 Перечислите главные рудообразующие и породообразующие минералы ликвационных месторождений.

6 Охарактеризуйте особенности рудных тел ликвационных месторождений.

7 Какие осадочные комплексы пород включает месторождение Норильск I?

8 Охарактеризуйте (сверху вниз) зональное строение расслоенной интрузии месторождения Норильск I.

2.1.2 Класс раннемагматические месторождения

Тип - алмазоносные кимберлиты и лампроиты

Месторождения алмазов Западной Якутии.

В 50-х годах в Западной Якутии были открыты богатые россыпные и коренные месторождения алмазов. Запасы алмазов полностью обеспечивают промышленность России и имеют возможности экспортирования за рубеж.

В 1953 году Амакинской экспедицией Мингео и охраны недр СССР в бассейне р. Вилюй были обнаружены промышленные алмазоносные россыпи, а в 1954 г. здесь же было открыто первое в СССР коренное месторождение алмазов – кимберлитовая Трубка, которую геологи называли «Зарницей». В 1955 г. в бассейне р. Вилюй было открыто свыше 15 кимберлитовых трубок, в том числе Трубки «Мир», «Удачная», которые по содержанию алмазов являются уникальными месторождениями мирового значения. Затем кимберлитовые трубки обнаружены также в бассейнах рек Оленек, Муна и на Алдане. К концу 1958 г. в пределах Сибирской платформы открыто 120 кимберлитовых тел, значительная часть которых алмазоносная.

Алмазоносная область Западной Якутии охватывает восточную часть Средне-Сибирского плоскогорья и северо-западную часть Вилюйской низменности.

Алмазоносная часть Западной Якутии располагается в области сопряжения трех крупных структурно-тектонических элементов платформы – южного и

восточного склонов Анабарской антеклизы, восточной части Тунгуской и западной части Вилюйской. В ее границы входят также Оленекский и Ангаро-Вилюйской внутриплатформенные прогибы (рисунок 7).

Коренные месторождения алмазов

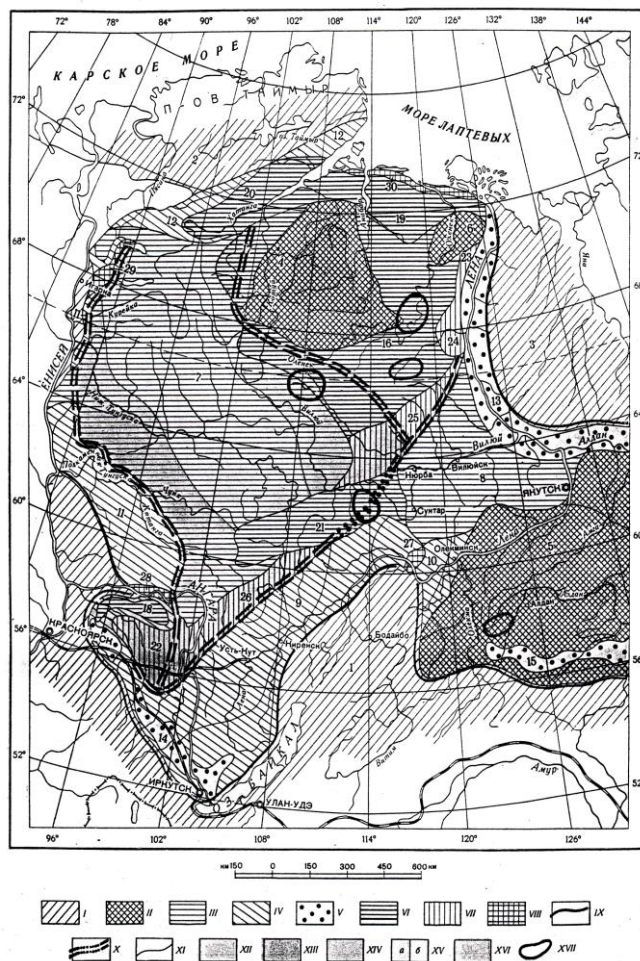
На территории Якутии выделяются следующие районы распределения кимберлитовых трубок: Мало-Батуобинский (Трубка «Мир»), Далдыно-Алакитский, Верхнемунский, Оленекский и Алданский.

Геологическое строение Мало-Батуобинского района

Район располагается на стыке двух крупно разновозрастных структурных областей: верхнепалеозойской тунгуской синеклизы и мезозойской Вилюйской впадины в бассейне р. Малая Батуобия.

Геологический разрез слагают (снизу вверх):

- 1) гипсоносные пестроцветные мергели верхнеленской свиты верхнего кембрия; обнажающиеся в ядрах брахиантиклиналей;
- 2) песчано-карбонатные и глинисто-карбонатные породы усть-кутского яруса нижнего ордовика (основные в разрезе);
- 3) несогласно залегающие песчано-сланцевые отложения каменноугольного возраста (эмякитская свита);
- 4) континентальные песчано-глинистые отложения продуктивной свиты нижней перми (отдельные пятна мощностью несколько десятков метров);
- 5) туфогенные образования (10-20 м) – $P_2 - T_1$; отложения Pz_1 и Pz_2 и продуктивная толща Pz_1 и прорваны триасовым комплексом (оливиновые диабазы), представленным пластовыми интрузиями мощностью около 100 м (нижний лейас) по мощности, дайки, неправильной формы тела;
- 6) отложения Pz_1 и Pz_2 , P_1 и $P_2 - T_1$ прорваны триасовым комплексом (оливиновые диабазы) – пластовые интрузии около 100 м (нижний лейас);
- 7) прибрежно-морскими глинисто-известковыми песчанистыми отложениями среднего лейаса (10-12 м).



I – складчатые области, обрамляющие платформу: 1-Байкальская, 2-Таймырская, 3-Верхоянская. II - антеклизы: 4 – Анабарская, 5 – Алданская, 6 – Оленекское поднятие. III-синеклизы: 7 – Тунгусская, 8 – Вилюйская. IV – передовые прогибы: 9 – Прибайкало-Саянский (Ангаро-Ленский), 10 – Березовский, 11 – Приенисейский, 12 – Притаймырский. V – предгорные прогибы: 13 – Приверхоянский, 14 – Присаянский, 15 – Пристановой. VI – внутриплатформенные впадины и прогибы: 16 – Оленекский прогиб, 17 – Котуйская впадина, 18 – Тасеевский унаследованный прогиб, 19 – Лено-Анабарский прогиб, 20 – Хатангский наложенный прогиб, 21 – Ангаро-Вилюйский наложенный прогиб. VII – внутриплатформенные поднятия и валы: 22 – Чунское поднятие, 23 – Приленский вал, 24 – Мунское поднятие, 25 – Мархинский вал, 26 – Хатангское поднятие. VIII – внутриплатформенные складчатые зоны: 27 – Уринская зона складок, 28 – Ангарская зона складок, 29 – Хатангско-Рыбинский вал, 30 – зона Оленекских складок. IX – главные зоны разломов по периферии платформы. X – внутриплатформенные зоны разломов (по И.И. Краснову и В.Л. Масайтису). XI – границы тектонических структур. XII – области накопления осадков верхнего мезозоя (юра, мел). XIII – область массового развития интрузий траппов в породах ордовика, силура и перми. XIV – область преимущественного развития отложений триаса (континентальные осадки).

Рисунок 7 - Схема тектонического районирования Сибирской платформы (по Т.Н. Спижарскому)

В районе широко развиты четвертичные элювиальные, делювиальные солифлюкционные и озерно-болотные отложения междуречий и верховий рек, а также песчано-глинистые современные (русловые) и древние (террасовые) аллювиальные накопления долин наиболее крупных рек.

Описываемая территория располагается в пределах трех структур северо-восточного простирания:

- 1) юго-восточного борта тунгусской синеклизы, совпадающего с областью максимального распространения пород продуктивной свиты;
- 2) области относительно приподнятого залегания пород нижнего палеозоя на борту Вилюйской синеклизы и Ангаро-Вилюйского мезозойского наложенного прогиба.

Район распространения кимберлитовых трубок пространственно связан с областью относительно приподнятого залегания пород нижнего палеозоя, непосредственно примыкающей с юго-востока к полю массового развития траппов. Более древние глубинные разломы, которые использованные траптовой магмой при ее внедрении, имеют в основном меридиональное и северо-западное направления. Большое количество дизъюнктивных нарушений наблюдается западнее – в бассейне среднего течения Большая Батуобия, где максимально распространены интрузии траппов.

Эта тектонически неустойчивая переходная зона, расположенная на борту мезозойского прогиба еще ранее рассматривалась как наиболее перспективная для поисков коренных месторождений алмазов.

Открытая в бассейне р. Малая Батуобия кимберлитовая трубка располагается именно в пределах указанной структуры.

Широкая зараженность ее пиритом являлось хорошим признаком для ее обнаружения, как и для прогноза здесь других кимберлитовых трубок.

Относительные размеры некоторых кимберлитовых трубок Якутии представлены на рисунке 8.

Трубка «Мир».

Кимберлитовая трубка «Мир» расположена в Мало-Батуобинском районе, в долине р. Ирэлэх.

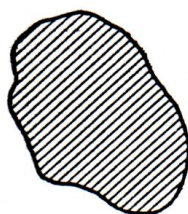
Она представляет вертикально уходящее на глубину трубообразное тело, сложенное брекчиевидной породой, состоящей из обломков собственно кимберлита и разнообразных включений других пород и минералов. Особую роль среди этих обломков (как в Кимберлитах Африки) играет гранат, приближающийся по составу к пирону и являющийся характерным поисковым минералом при шлиховом опробовании.

Кимберлитовая трубка в плане имеет форму неправильного овала, вытянутого по длинной оси в северо-западном направлении (рисунок 9).

Как большинство имеет воронкообразную форму с падением стенок от близкого к вертикальному с северо-восточной стороны до сравнительно наклонного с северо-западной, с углами падения до 60-75 °.

Материал, выполняющий трубку, представляет собой типичные брекчии, с цементированные серпентин-карбонатным цементом. Наряду с обломками собственно кимберлитов и фенокристаллами оливина составляют ксенолиты пород осадочного происхождения, захваченные преимущественно из нижележащих горизонтов осадочного комплекса и обломки траппов. Кристаллические породы изверженного происхождения и эклогиты очень редки и в общей массе пород составляют незначительный объем. Наряду с преобладающей массой ксенолитов, имеющих размеры от долей до 10-30 см в поперечнике встречены две глыбы известняков усть-кутского яруса (до 5 м в поперечнике), известных в Южной Африке под названием «плавающих рифов».

Мало-Батумбинский район

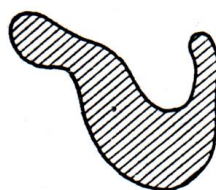


Мир

Мунский район.



Заполярная



Новинка



Магнитная



Комсомольская



Лесная

Оленёкский район



Чамур



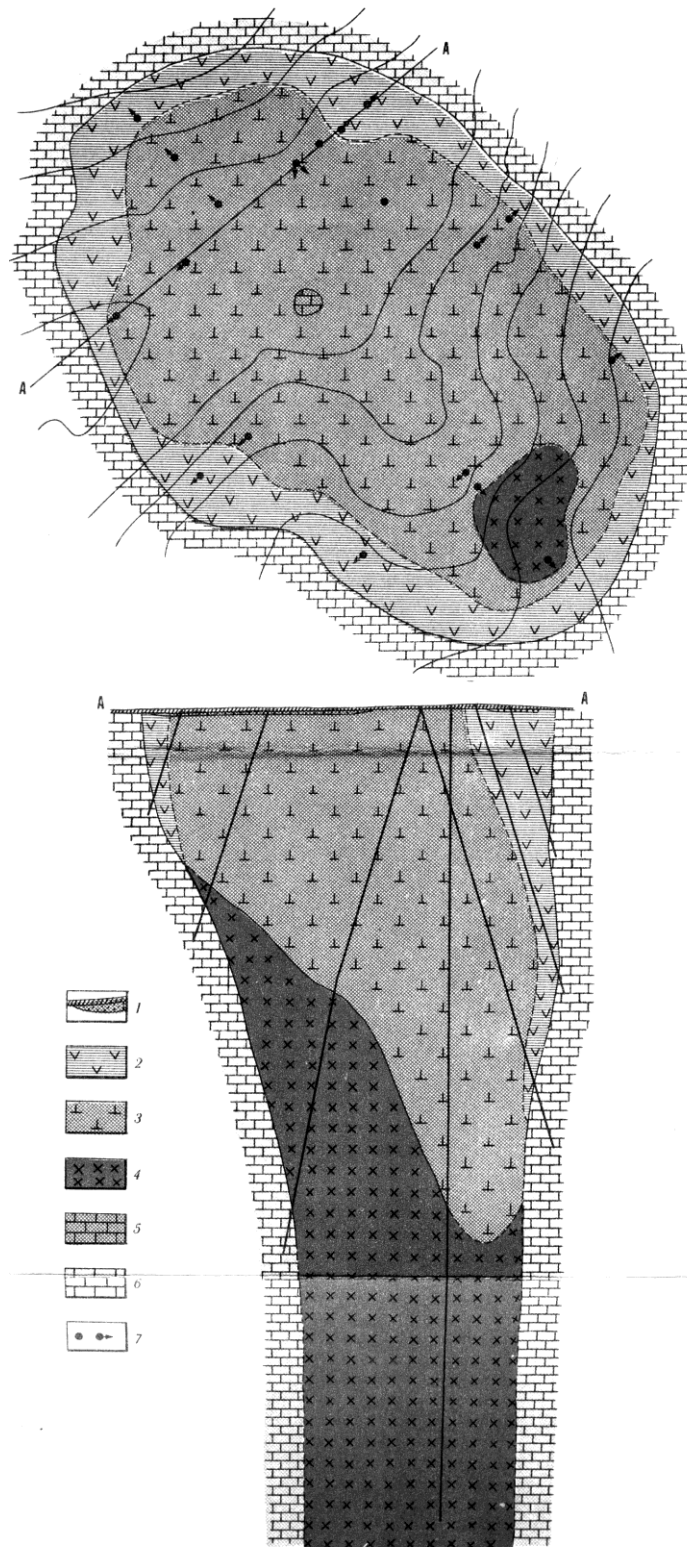
Ленинград



Трубка №2

Рисунок 8 - Относительные размеры некоторых кимберлитовых трубок [1]

Из родственных включений кимберлитов на отдельных участках в трубке «Мир» встречаются сильно измененные перидотиты с пиропом, оливиниты и змеевики. Среди посторонних включений резко преобладают карбонатные породы усть-кутского яруса и диабазы. Реже встречаются включения кварцитов и песчаников. Количество их относительно невелико и составляет в среднем не более 5-10 % по отношению к вмещающему кимберлиту. Включения осадочных пород представлены доломитами и мергелями.



1 – элювиально-делювиальный слой; 2 – измененный кимберлит желтого цвета; 3 – измененный кимберлит зеленого цвета; 4 – малоизмененный кимберлит зелено-черного цвета; 5 – крупный ксенолит («риф») карбонатных пород усть-кутского яруса; 6 – карбонатные породы усть-кутского яруса; 7 – скважины.

Рисунок 9 - Геологический план и разрез кимберлитовой трубки «Мир» [1]

Так, известковые доломиты в контакте с кимберлитом заметно ороговикованы и уплотнены, а мергелистые известняки, наоборот, превращены в вязкие мергелистые глины. Зона тектонических брекчий состоит преимущественно из обломков вмещающей породы, слабо сцементированной милонитизирующей глинистой массой, пропитанной гидроокислами железа. Нередко встречаются прожилки кальцита, кварца и битуминозного вещества, пропитывающего трещиноватый кальцит ледового цвета. Отмечены также проявления сульфидов – пирита и галенита. Низкотемпературный характер воздействия на боковые породы подтверждает мнение о том, что кимберлитовой материал не имел высоких температур при своем внедрении в трубки.

Характер поверхностных изменений в кимберлите самых верхних частей трубки отражает в основном процесс выветривания пород и превращения последних в глиноподобную, жирную на ощупь массу, обычно пропитанную гидроокислами железа.

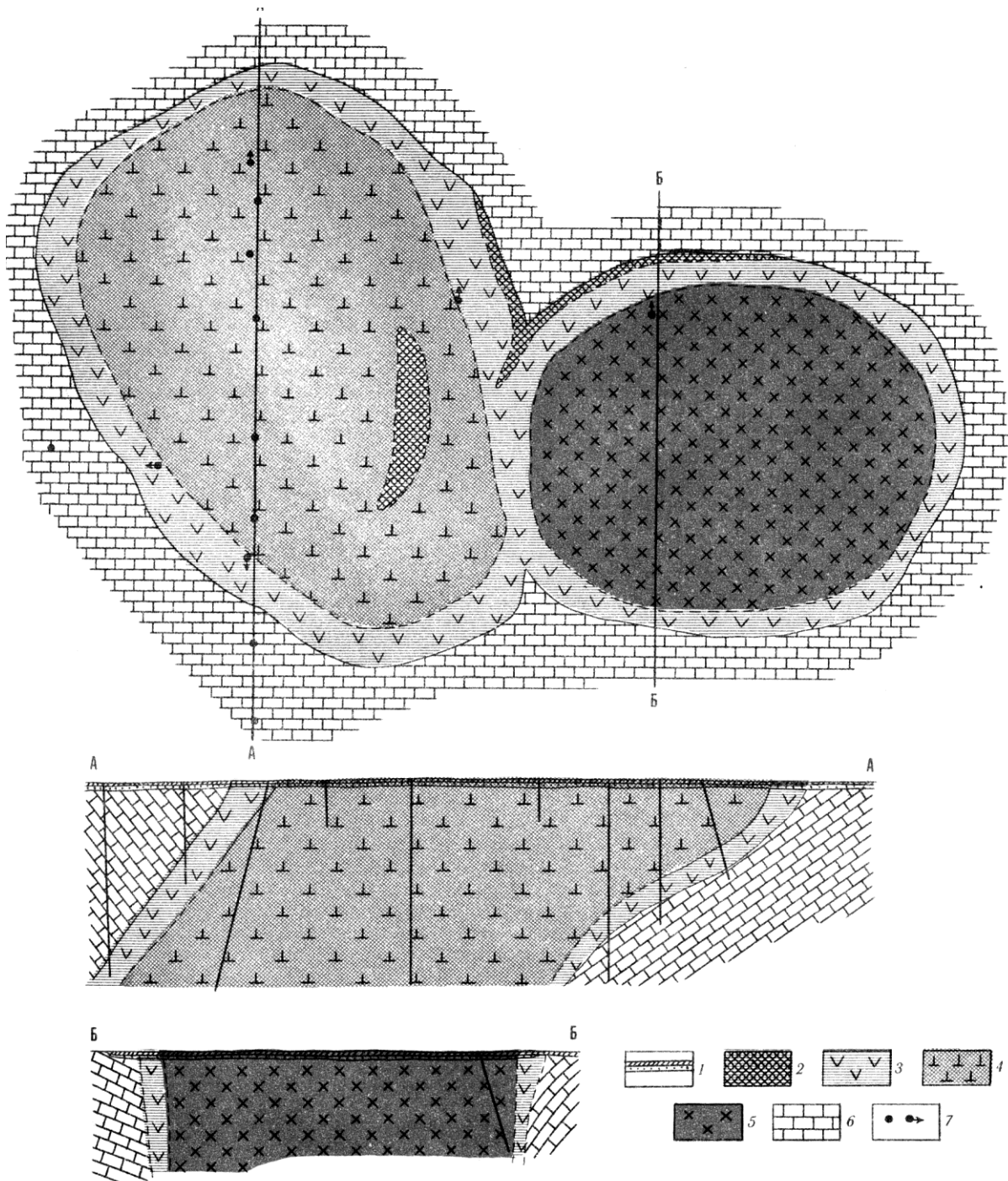
Трубка Удачная

Трубка «Удачная» находится в Далдыно-Алакитском районе на северо-восточной окраине Тунгусской синеклизы. Она залегает в ордовикских известняках и выходит на поверхность на склоне долины ручья Пиропового. Состоит из двух сопряженных трубок («Удачная-западная» и «Удачная-восточная») (рисунок 10).

Они представлены тремя разновидностями: кимберлитовой брекчией, слагающей западную половину трубки, и промежуточного между ними относительно узкого участка, породы которого представляют собой сильно измененную и разрыхленную кимберлитовую брекчию.

Кимберлиты базальтового облика трубки «Удачная» представляют собой плотную породу порфиоровидного строения от темно-зеленого до черно-зеленого цвета. В отличие от кимберлита западной части трубки, описываемые разности в большом количестве содержат облики свежего оливина. Встречаются также округлые зерна пирона и ильменита. Обычно ксенолиты пород осадочного происхождения, ксенолиты кристаллических сланцев, змеевиков, перидотитов,

эклагитов и эклагитоподобных пород. Размеры их варьируют от долей миллиметра до 10-30 см.



1 – делювий кимберлита с почвенно-растительным слоем; 2 – глинистый кимберлит зоны интенсивного изменения; 3 – кимберлит приконтактной зоны, карбонатизированный, желтого цвета; 4 – кимберлитовая брекчия голубовато-серого цвета; 5 – разновидность кимберлита базальтового облика; 6 – карбонатные породы мархинской свиты; 7 – скважины; Знак 2 на разрезе ББ не показан.

Рисунок 10 - Геологический план и разрезы по линии АА и ББ кимберлитовой трубки «Удачная» («Удачная-западная» и «Удачная-восточная») [1]

Породы, слагающие трубку «Удачная-западная», представляют типичную брекчию с большим (до 80 %) содержанием ксенолитов разного происхождения с полностью сходны с кимберлитами трубки «Зарница».

Осветленные и рыхлые породы промежуточной зоны очень сильно изменены гидротермальными процессами, пронизаны густой сетью маломощных жил и прожилков с кальцитом и гипсом, в значительной степени ожелезнены, а металлы пропитаны окислами железа.

Установлено существование двух самостоятельных трубок – западной и восточной, причем последняя более позднего образования.

Промежуточный участок, разделяющий эти части трубки, представляют собой зону интенсивного нарушения, возникшую в краевой части трубки «Удачная-западная», при ее внедрении и впоследствии, в силу ее трещиноватости, измененную гидротермальными растворами.

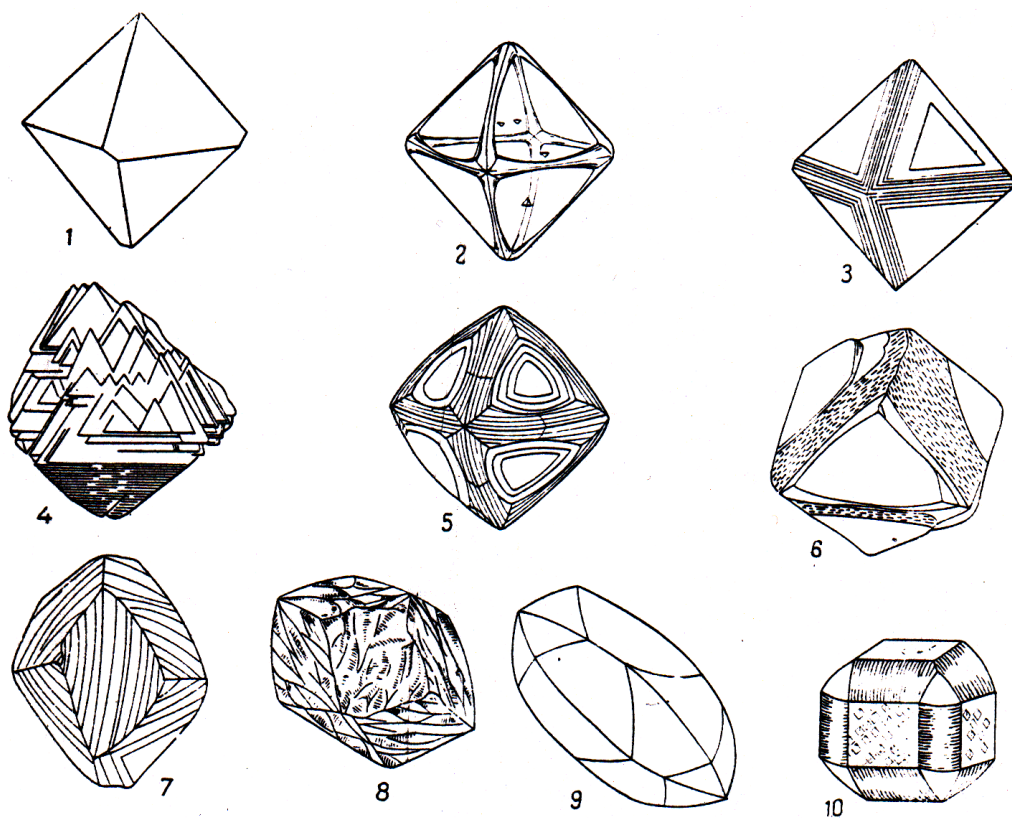
Как и в кимберлитах трубки «Зарница», здесь развита столбчатая, а также шаровая отдельность и эмиссионная отдельность.

С трещиноватостью кимберлитов связано газопроявление, причем выделяющиеся газы происходят под напором. Газ выходит по трещинам с характерным шумом, а при запалке трещин мелкообломочный материал (дресва, щебенка) отбрасывается во все стороны. Газ состоит из метана с большим содержанием углекислого газа.

По содержанию алмазов трубка «Удачная» является наиболее богатой из всех известных кимберлитовых трубок Далдыно-Алакитского района.

Включения крупных алмазов встречаются редко. Обычно это единичные относительно крупные зерна самого алмаза или бесцветные кристаллы оливина, также розовые, лиловые зерна пироба, иногда окруженные розетками графита. Встречаются также включения единичных кристаллов рудных минералов (рисунок 11).

Процесс минералообразования сибирских кимберлитов подразделяются на три основных этапа [1].



1 – плоскогранный остросреберный октаэдр; 2 – плоскогранный октаэдр с притупленными ребрами; 3 – кристалл, сложенный уменьшающимися тригональными слоями роста; 4 – кристалл с полицентрическими растущими гранями; 5 – кристалл, сложенный тонкими дитригональными слоями роста; 6 – кристалл с занозистой штриховкой; 7 – кристалл с округлоступенчатыми гранями; 8 – ромбо-додэкаэдр с блоковой скульптурой; 9 – округлый кристалл, удлиненной формы; 10 – кристалл кубического габитуса.

Рисунок 11 - Морфологические типы кристаллов якутских алмазов [1]

Первый этап характеризуется кристаллизацией в магматическом очаге таких минералов, как оливин первой генерации, пикроильменит, гранат-пироп, энстатит, диопсид, хромдиопсид, магнохромит и шпинель. Сравнительно крупные размеры этих, минералов, придающие породе порфиновый облик, свидетельствуют об относительно спокойной, благоприятной для их роста обстановке.

Второй этап минералообразования кимберлита связан с резким изменением физико-химических условий, главным образом с понижением давления. В этих условиях происходит вынос магмы и выделившихся кристаллов в образовавшиеся трещины и кристаллизация в них минералов основной массы с образованием

мелких, часто микроскопических выделений оливина (вторая генерация), моноклиналичного пироксена (возможно авгита), перовскита, апатита и флогопита.

Третий этап обусловлен вторичными процессами, изменившими в той или иной степени первоначальный состав кимберлитов.

Минералы, выкристаллизовавшиеся в магматическом очаге, обладают рядом общих особенностей. Включения их друг в друге свидетельствуют об их одновременном образовании. Так, округлые включения оливина (почти всегда полностью серпентинизированного) отмечаются в пиропе, пикроильмените и магнохромите. Включения хромита встречены в псевдоморфозах серпентинита по оливину и в пироне. Хромдиопсид наблюдается в зернах пирона. Минералы - графит, оливин и пироп – в виде включений установлены в некоторых кристаллах алмаза; в южноафриканских месторождениях наблюдались обратные соотношения: включения алмазов в оливине, пироне и хромдиопсиде. Это указывает на то, что минералы кристаллизовались в близких им физико-химических условиях.

Для всех минералов, образовавшихся в магматическом очаге, характерна повышенная магнезиальность и присутствие таких элементов, как хром, никель, кобальт, а в некоторых из них также ничтожное количество меди, т.е. элементов пород ультраосновной формации.

С резким спадом давления и, возможно, температуры вблизи от поверхности изменилось и физико-химическое равновесие между выделившимися минералами и остаточным магматическим расплавом. Это привело к частичному растворению ранее выкристаллизовавшихся минералов. Поэтому для порфировых выделений характерны оплавленные округло-овальные формы зерен со следами более или менее интенсивной коррозии поверхности.

Вторичные процессы выразились в серпентинизации, связанной с автометаморфизмом кимберлита.

Контрольные вопросы и задания

1 Перечислите главные рудообразующие и породообразующие минералы раннемагматических месторождений.

2 Охарактеризуйте особенности рудных тел раннемагматических месторождений.

3 Какие комплексы пород заключают месторождения алмазов Западной Якутии?

4 Что представляют собой кимберлиты?

5 На сопряжении, каких крупных структурно-тектонических элементов платформы находятся месторождения алмазов в Западной Якутии?

6 Перечислите районы распределения кимберлитовых трубок на территории Западной Якутии.

7 На какие три основных этапа подразделяется процесс минералообразования Сибирских кимберлитов?

2.1.3 Класс – позднемагматические месторождения

Тип – хромитовые месторождения

Кемпирсайский хромитоносный массив

Гипербазитовые массивы Урала и Мугоджар группируются в крупные меридиональные пояса, которые трассируют разломы уральского направления. Так, в наиболее важном отрезке Главного гипербазитового пояса - Кемпирсай-Даульском с севера на юг прослеживаются Хабарнинский, Кемпирсайский и Даульский массивы. Геофизическими работами установлено, что эти массивы соединяются на глубине в громадное единое тело и уходят вглубь до поверхности Мохоровичича (35-52 км). Однако характер их связи с мантией до сих пор дискутируется.

Все известные месторождения, а их около 20, сосредоточены в юго-восточной части громадного (до 1200 км²) Кемпирсайского гипербазитового массива (рисунок 12).

Предполагается, что в эпоху сжатия земной коры в Уральском регионе серпентинизированные гипербазиты выжимались с глубин в верхние структурные комплексы вдоль крупных разломов.

Кемпирсайский массив локализуется межформационно между отложениями докембрия и ордовика. Это тело с выпуклой поверхностью длиной до 80 км и шириной от 1 - 2 до 13 – 30 км. Поверхность массива осложнена несколькими сводовыми поднятиями. Он сложен двумя разновозрастными генетически различными комплексами – дунит-гарцбургитовым (ранним) и дунит-диаллагит-габбровым (более поздним, сформированным после тектонических нарушений и серпентинизации первого). Ориентировка внешнего контура и элементов прототектоники первого комплекса несогласные с общим региональным структурным планом, второго – согласные. Контакты массива тектонические. Тектоническими нарушениями гипербазиты рассечены на блоки, смещенные относительно друг друга. Наиболее приподнят юго-восточный блок массива. Северная его часть, выходящая на поверхность, включает целый ряд крупных месторождений (Главное рудное поле), южная с продолжением тех же рудных масс, ступенчато погружается под амфиболиты кембрия (?) и плагиограниты Pz, в результате чего рудные залежи этой части опущены относительно обнаженных в Главном рудном поле до 1200 м.

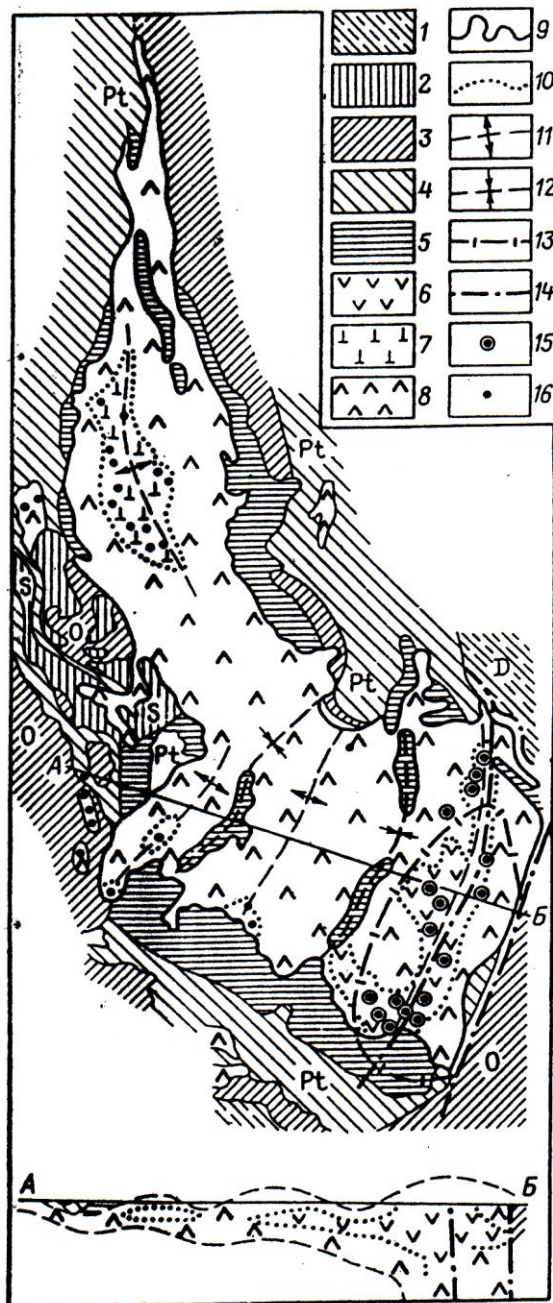
В Кемпирсайском массиве установлена следующая зональность (сверху вниз) [13]:

- серпентинизированные амфиболовые перидотиты;
- массивные гарцбургиты и гарцбургитовые серпентиниты;
- полосчатые серпентинизированные дунит-гарцбургиты;
- серпентинизированные дуниты.

На юго-востоке массива серпентинизированные дуниты и аподунитовые серпентиниты образуют субмеридиональную зону в гарцбургитах переходящую на юге в субширотную. В этой же зоне размещены все наиболее крупные месторождения.

В пределах массива известно более 100 месторождений и рудопроявлений, которые сконцентрированы в четырех рудных полях: Западно-Кемпирсайском, Степном, Тыгашайском, Главном или Южно-Кемпирсайском. Каждое рудное поле

приурочено, соответственно, к Ватамшинскому, Юго-западному, Тыгашайскому и Юго-восточному сводовым поднятиям.



1-4 – вмещающие кремнистые и карбонатные породы: 1 – девонские и карбонатные породы: 1 – девонские, 2 – силурийские, 3 – ордовикские, 4 – протерозойские; 5 – габброамфиболиты; 6-8 – серпентинизированные образования: 6-перидотиты и дуниты, 7 – дунит-перидотитовый шширово-полосчатый комплекс, 8 – перидотиты; 9,10 – контуры ультраосновных пород: 9 – массива, 10 – комплексов; 11,12 – оси: 11 – сводовых поднятий, 12 – межсводовых опусканий; 13 – контур проекции рудопроводящего канала; 14 – тектонические нарушения; 15,16 – месторождения руд: 15 – высокохромистых, 16 – низкохромистых.

Рисунок 12 - Схема геологического строения хромитоносного Кемпирсайского массива. По Н. Павлову и И. Григорьевой

Все промышленные месторождения сосредоточены в Южно-Кемпирсайском рудном поле, где известно четыре группы месторождений: Жарлыбутакская, Донская, Жангизагашская, Сарысайская.

Они, в свою очередь, объединяются в две субмеридиональные сходящиеся рудные зоны: Восточную и Западную.

Месторождения хромитов состоят из серии сближенных уплощенных и вытянутых рудных тел (рисунок 13).

Промышленные рудные тела (на примере месторождения им. XX лет Казахской ССР) имеют длину по простиранию от 80 до 1350 м при ширине в плане от 33 до 130 м и пересеченной мощности от 3-5 до 55 м (рисунок 14).

В пределах описываемого рудного поля (Главное) самое крупное компактное рудное тело представлено на месторождении Молодежное. По простиранию это тело прослежено на 1540 м при ширине в плане от 200 до 300 м и максимальной мощности 140 м. По геологическому разрезу месторождения хромитов Молодежного видно, что рудное тело имеет линзовидную форму (рисунки 15, 16).

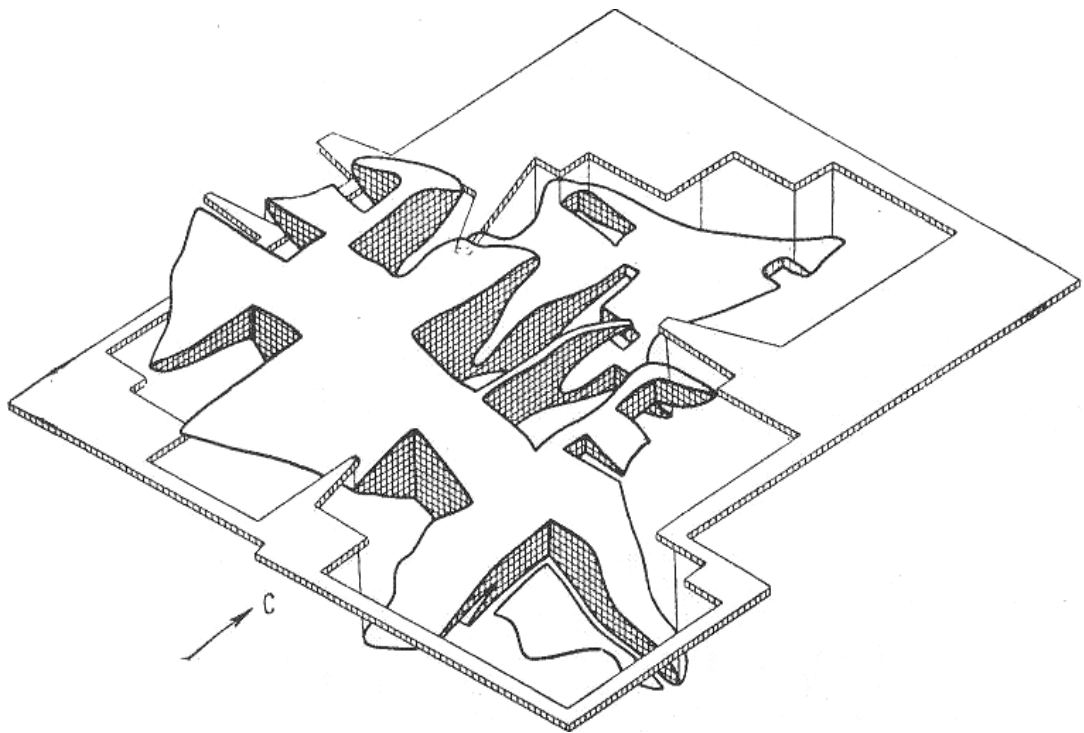
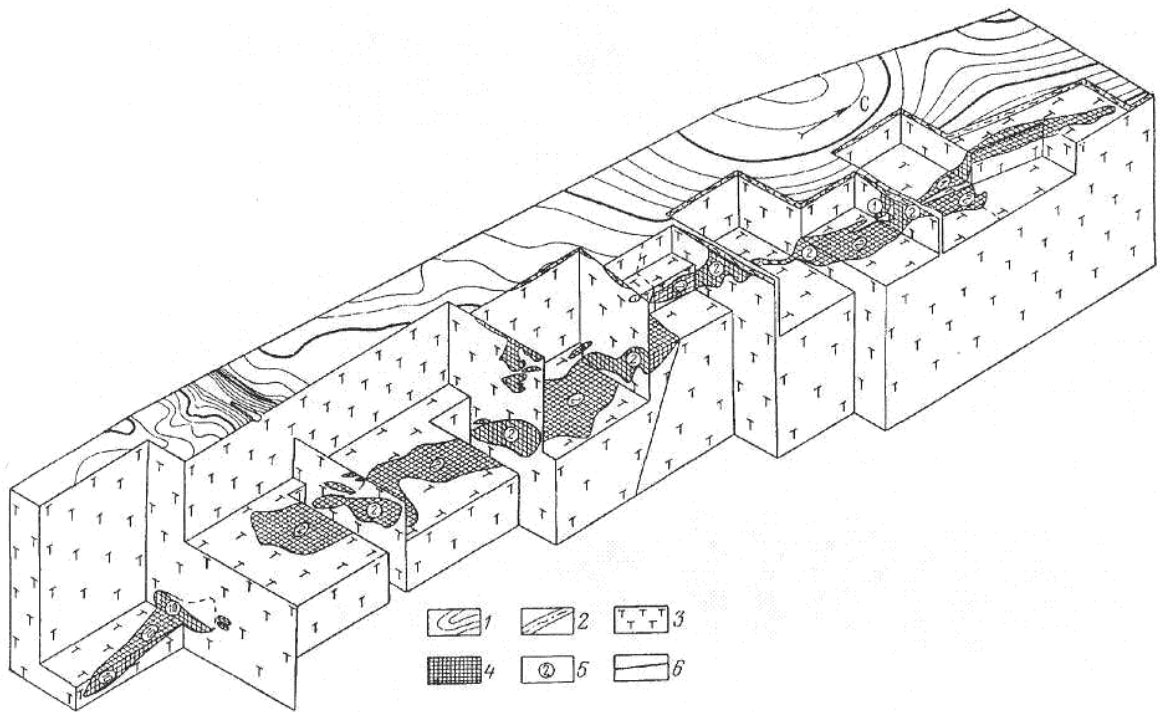
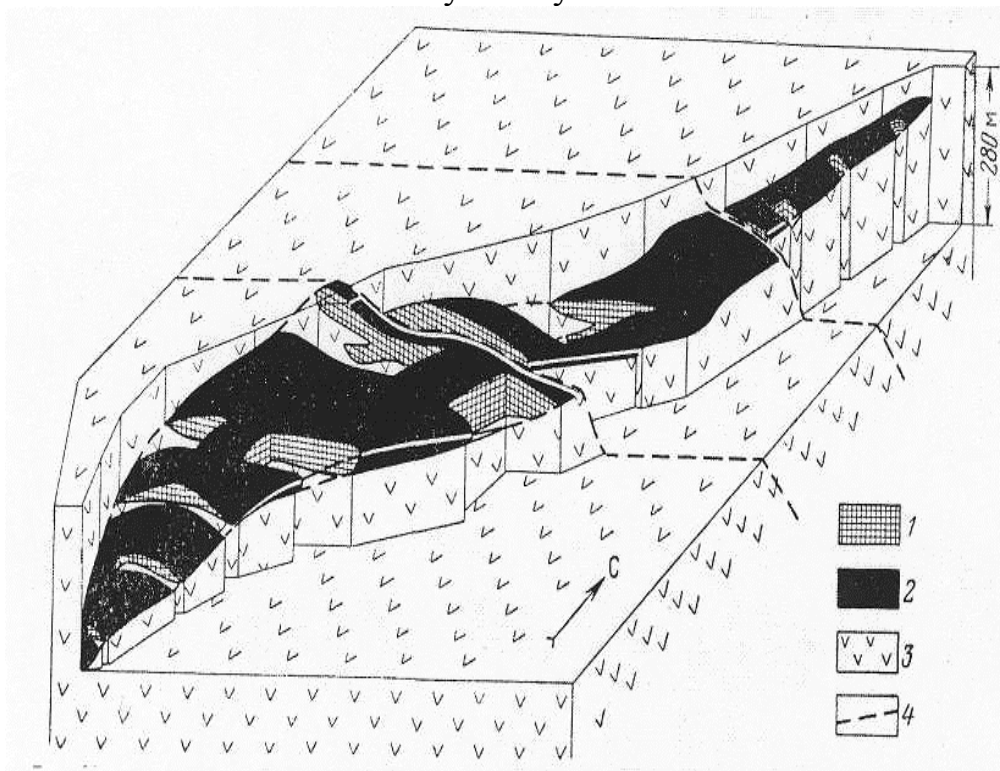


Рисунок 13 – Блок – диаграмма рудного тела месторождения Геофизическое VI. По Г. Кравченко



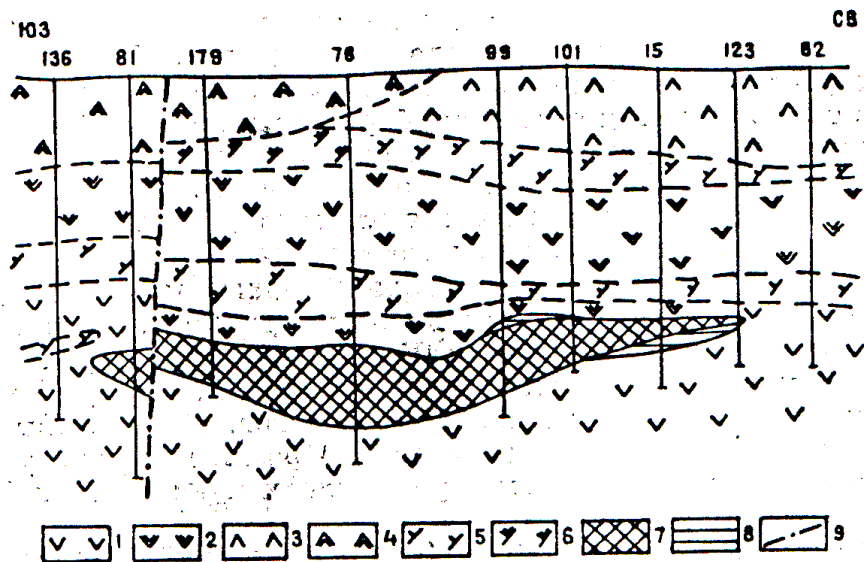
1 – дневная поверхность; 2 – мезо-кайнозойские отложения; 3 – перидотиты; 4 – хромитовые руды; 5 – рудные тела; 6 – тектонические нарушения

Рисунок 14 – Блок-диаграмма рудных залежей 1, 2 и 10 месторождения им. XX лет Казахской ССР. По М. Шульгину



1 – рудное тело в разрезе; 2 – контактовые поверхности рудного тела; 3 – вмещающие ультрабазиты; 4 – тектонические нарушения

Рисунок 15 - Блок-диаграмма погребенного рудного тела месторождения Молодежного



1 – серпентинизированные дуниты; 2 – серпентиниты по гарцбургитам; 3 – серпентиниты по дунитам; 4 – серпентиниты по пироксеновым дунитам; 5 – пироксеновые дуниты; 6 – серпентиниты по пироксеновым дунитам; 7 – хромитовые руды густо- и средневкрапленные; 8 – хромитовые руды разновкрапленные; 9 – линии тектонических нарушений.

Рисунок 16 - Геологический разрез по простиранию месторождения хромитов Молодежного (по материалам Донской ГРП)

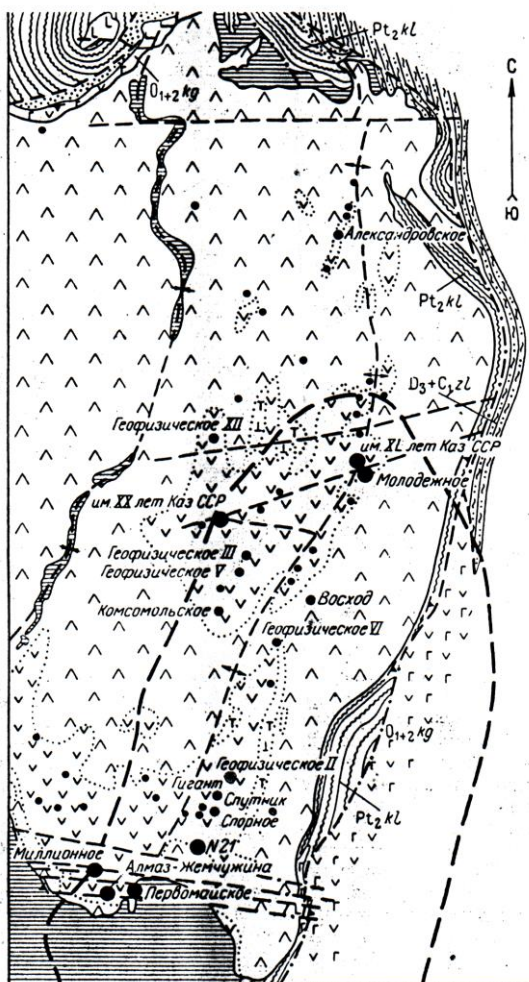
Хромитовое оруденение встречается во всех петрографических разностях пород. В дунитах среди гарцбургитов рудные тела, как правило, незначительных размеров и состоят из сплошных, вкрапленных и нодулярных руд. Наибольшее значение имеет оруденение, приуроченное к глубинным частям массива, сложенным пироксеновыми дунитами.

Месторождения представляют собой сближенные линейно вытянутые линзовидные, столбообразные и шпироподобные тела, разобщенные маломощными полосами дунитов, реже пироксеновыми дунитами и пироксенитами. Количество отдельных линзовидных хромитовых тел, имеющих общее падение и склонение на каждом месторождении, достигает нескольких десятков. Тесно сближенные кулисообразно залегающие рудные тела образуют общую залежь с единым падением и склонением, прослеживающуюся на глубину до нескольких сотен метров. Протяженность наиболее крупного тела около 850 м. (месторождение 40 лет Казахской ССР). На месторождении Молодежном вскрыто одно крупное линзовидное тело, прослеживающееся в северо-восточном направлении. Длина его

до 1400 м, ширина в плане около 350 м. Все рудные тела обоих месторождений полого погружаются на юг.

По данным Н.В. Павлова и Л.Н.Колотилова, в Кемпирсайском массиве хромитовое оруденение сопровождается повышенными содержаниями никеля, кобальта, галлия, скандия, ванадия и платиноидов в сульфидах.

Схема размещения хромитового оруденения на палеозойском фундаменте юго-восточной части Кемпирсайского массива представлена на рисунке 17.



1-4 – вмещающие кремнистые и карбонатные породы: 1 – девонские и карбонатные породы: 1 – девонские, 2 – силурийские, 3 – ордовикские, 4 – протерозойские; 5 – габброамфиболиты; 6-8 – серпентинизированные образования: 6-перидотиты и дуниты, 7 – дунит-перидотитовый шширово-полосчатый комплекс, 8 – перидотиты; 9,10 – контуры ультраосновных пород: 9 – массива, 10 – комплексов; 11,12 – оси: 11 – сводовых поднятий, 12 – межсводовых опусканий; 13 – контур проекции рудопроводящего канала; 14 – тектонические нарушения; 15,16 – месторождения руд: 15 – высокохромистых, 16 – низкохромистых.

Рисунок 17 - Схема геологического строения хромитоносного Кемпирсайского массива. По Н. Павлову и И. Григорьевой

Контрольные вопросы и задания

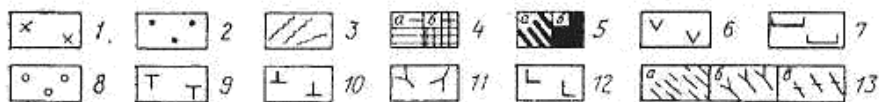
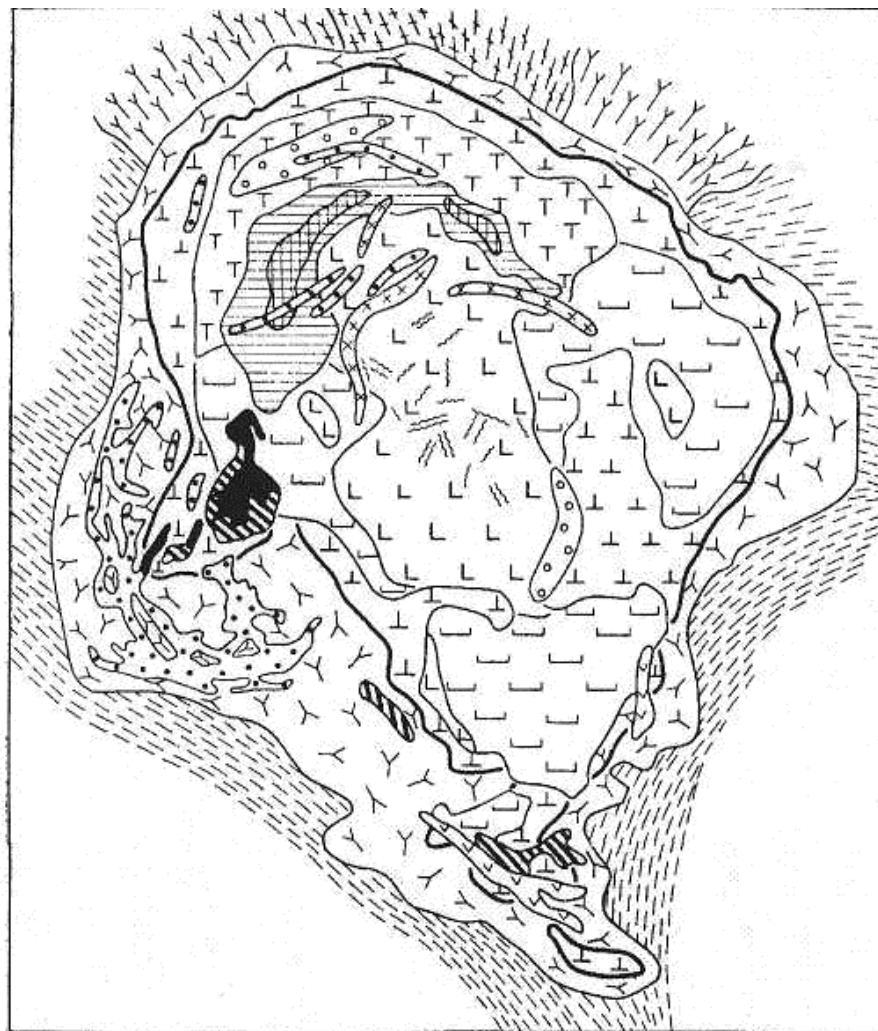
- 1 В какой части Кемпирсайского массива сосредоточено наибольшее количество хромитовых месторождений и с чем это связано?
- 2 Какими разновозрастными магматическими комплексами сложен Кемпирсайский массив?
- 3 Опишите зональность (сверху вниз) Кемпирсайского массива.
- 4 К каким породам приурочены наиболее богатые хромитовые руды?
- 5 Охарактеризуйте Кемпирсайский массив (форма в плане, количество месторождений заключенных в нем, площадь и т.д.).
- 6 Перечислите главные рудообразующие и породообразующие минералы позднемагматических месторождений.
- 7 Охарактеризуйте особенности рудных тел позднемагматических месторождений.
- 8 Какие осадочные комплексы пород заключают месторождения Кемпирсайского массива?

2.1.4 Класс - карбонатитовые месторождения

Тип - перовскит-титаномагнетитовые, флюоритовые, редкометалльно-пирохлоровые

Месторождения Ковдорского массива

Массив находится в юго-западной части Мурманской области в Кировском районе и приурочен к одноименному массиву ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов площадью 40 кв. км (рисунок 18).



1-12 – породы щелочно-ультрамафитовой формации; 13 – гнейсы и гнейсограниты беломорской серии: а-княжегубская, б-чупинская, в-лоухская свиты.

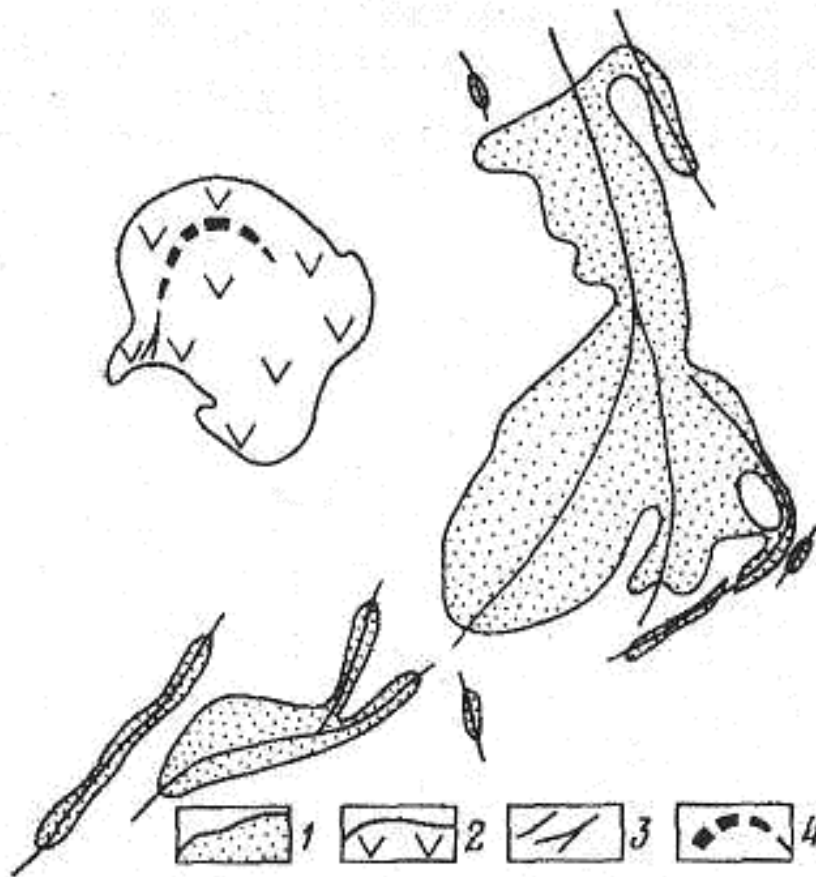
Рисунок 18 - Геологическая схема Ковдорского массива. По В.И. Терновому и др., 1977

Массив является крупнейшим в Карело-Кольской провинции ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов, связанных с каледонским тектономагматическим циклом. Он прорывает складчатую толщу беломорской серии верхнего архея - нижнего протерозоя, сложенную биотитовыми, амфиболовыми гнейсами и амфиболитами. Возраст массива составляет 380-420 млн. лет, по данным Кононова, Свешникова, 1971; Баянова и др., 1997. Структура месторождения определяется приуроченностью его к узлу пересечения трех линейных разломов субмеридионального, северо-восточного и северо-западного простирания.

По данным М.В. Середкина, 1999, Ковдорский массив имеет кольцевое строение и представляет собой многофазный интрузив центрального типа и сложен последовательно внедрившимися оливинитами, ийолитами, мельтейгитами, нефелиновыми сиенитами, а также сложным комплексом метасоматитов и карбонатитов. Центральная часть массива сложена оливинитами, которые являются его древнейшими образованиями. Судя по обилию реликтов среди других пород массива, они ранее занимали значительную площадь массива. В южной части массива выходит тело якупирангитов, которое в значительной степени замещено титаномагнетит-слюдяными и слюдяными породами (в дальнейшем общим термином «слюда» называются флогопиты и биотиты из любых пород, кроме флогопитового и фоскорит-карбонатитового комплексов, а также скарноподобных пород, где слюда является флогопитом и тетраферрифлогопитом; для возможности различия по тексту похожих по минеральному составу, но разновременных пород). По всей территории массива распространены мельтейгит-ийолиты и турьяриты. Последние ограничены в своем распространении северной частью щелочного кольца. Месторождение представляет собой дуговидную прерывистую зону, обращенную выпуклостью на юго-восток, с кулисным размещением относительно друг друга слагающих ее основных рудных тел (рисунок 19).

В направлении с севера на юг эта зона меняет свою ориентировку с субмеридиональной на юго-западную. На участке ее изгиба локализуется основная масса руд, образуя субвертикальное трубообразное тело, известное под названием Главного, от которого к северу отходит апофиза в виде сильно вытянутого по простиранию столба.

Рудные и карбонатитовые образования месторождения, содержащие апатит и магнетит, за исключением редкометалльных, идентичны по парагенезису слагающих их минералов.

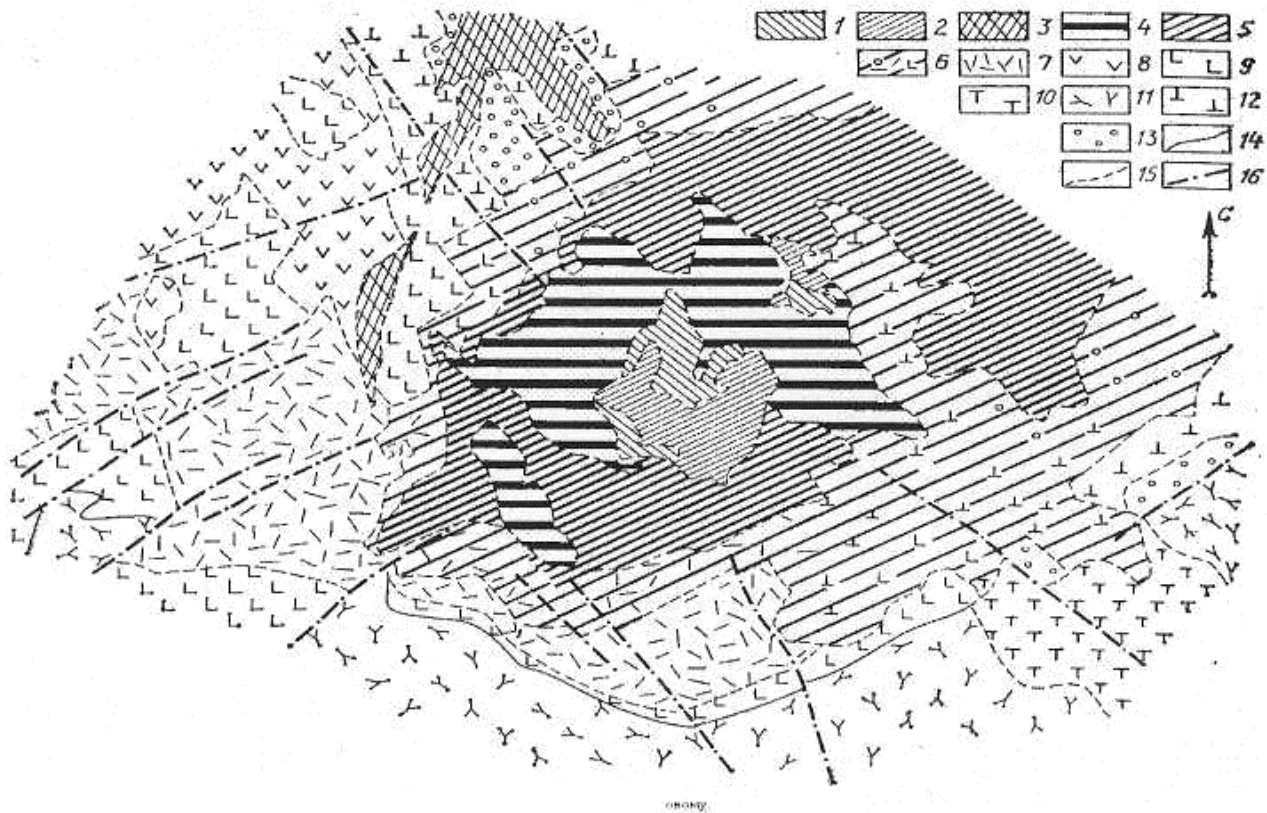


1-рудное тело; 2-массив ультраосновных, щелочных пород; 3-4 – зоны разрывов: 3-обусловившая локализацию Ковдорского месторождения комплексных руд, 4-контролирующая флогопитовую минерализацию.

Рисунок 19 - Схема размещения рудных тел Ковдорского месторождения. В левом верхнем углу показано положение контролирующей его зоны внутри Ковдорского массива [7]

Их можно разделить на два минеральных комплекса, резко отличающихся друг от друга количественным соотношением силикатов: апатит-силикатно-магнетитовой и апатит-карбонатно-магнетитовый (рисунок 20).

Постинтрузивная минерализация на Ковдоре формировалась в несколько фаз. В первую из них образовывались скарноподобные породы, содержащие гранат, амфибол, монтчеллит, слюды, а также эгирин-диопсид-кальцитовые карбонатиты. В интрузивных породах Ковдорского массива широко проявлены вторичные эндогенные изменения: флогопитизация, амфиболизация, развитие кальцита, волластонита, мелилита, монтчеллита.

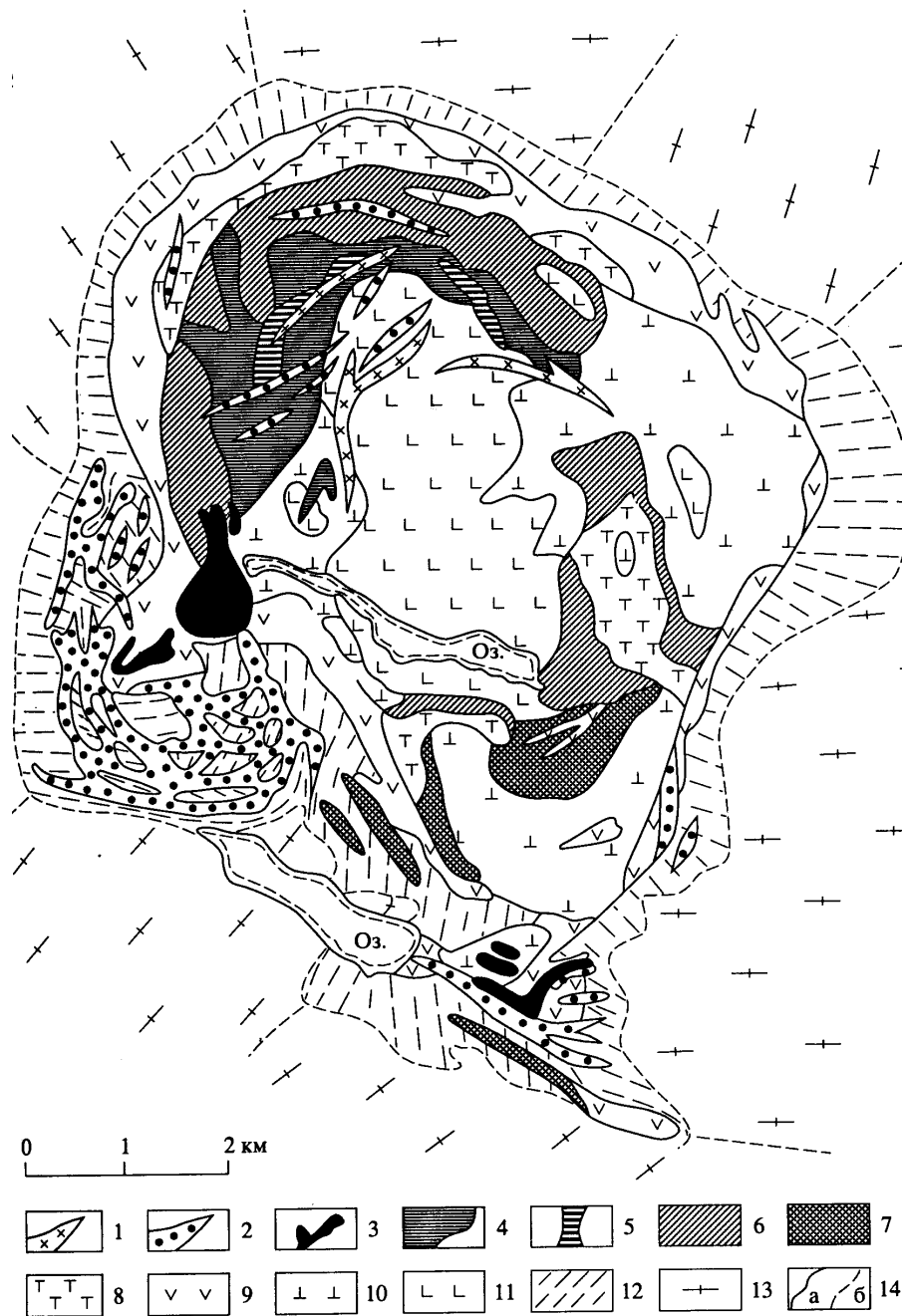


1-7 – породы рудной (II) стадии карбонатитового этапа; 8 – карбонатитоиды I стадии, Не-Пи и Не-Пи-Вл; 9-13 – породы ийолитового этапа; 14-15 – границы: 14-интрузивные, 15-метасоматические; 16-тектонические нарушения

Рисунок 20 - Геологическая схема Ковдорского апатит-магнетитового месторождения

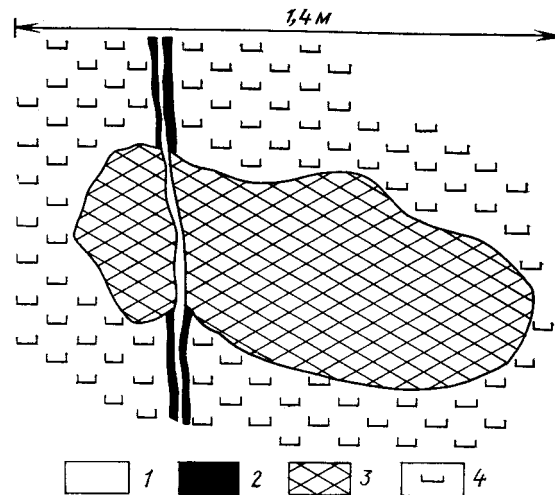
Наблюдаются крупные тела скарноидных пород: биотит-диопсид-форстеритовых, амфибол-монтичеллит-мелилитовых, гранат-амфибол-монтичеллитовых (рисунок 21).

В следующую фазу возникли флогопит-диопсид-форстеритовые породы с залежами крупнокристаллического флогопита и апатит-магнетитовые руды в комплексе с редкометальной минерализацией. С указанным оруденением тесно сопряжено несколько стадий карбонатитообразования. (рисунок 22).



1 – малиньиты, нефелиновые сиениты; 2 – карбонатиты; 3 – фосфориты; 4 – поля развития мелко- и среднезернистых флогопит-диопсид-оливиновых пород; 5 – крупно- и гигантозернистые флогопит-диопсид-оливиновые породы; 6 – поля развития амфибол-монтichelлит-мелилитовых, существенно мелилитовых и монтichelлитовых, гранат-амфибол-монтichelлитовых пород; 7 – слюдиты; 8 – турьяиты; 9 – ийолиты грубо- и мелкозернистые с подчиненной субфазией мельтейгитов; 10 – пироксениты и нефелиновые пироксениты; 11 – оливиниты; 12 – фениты; 13 – гнейсы и гранито-гнейсы архея; 14 – границы пород массива (а) и границы ореола фенитизации (б).

Рисунок 21 Стрoение Ковдорского щелoчного массива. По материалам В.И. Тернового, 1977, [21]



1-карбонатитовая жила; 2- Ап-Фо-Мг карбонатитоиды; 3 – Эг-Ди-Ка карбонатит I стадии; 4-апоультрамафитовая Пи порода; зарисовка глыбы, горизонт +262 м.

Рисунок 22 - Пересечение зональной жилой II стадии линзовидного тела карбонатитов I стадии на Ковдорском апатит-магнетитовом месторождении

На контакте со щелочными породами по вмещающим гнейсам беломорской серии развиты фениты.

Между оливинитами ядра и замещающими их ийолитами и турьяитами залегают слюдяно-клинопироксеновые породы. К центру массива они сменяются пироксенизированными и слюдитизированными оливинитами, а к периферии нередко переходят в нефелин-клинопироксеновые породы.

В Ковдорском массиве широкое распространение получили дайки нефелиновых сиенитов и полевошпатовых ийолитов, секущих практически все породы массива. Они относятся к дайкам первого этапа (А.В. Лапин, 1971), локализируются внутри массива и контролируются кольцевыми разломами. Дайки второго этапа распространены за пределами Ковдорского массива. Они сформированы позже кальцитовых карбонатитов и пересекают их тела. Эти дайки сложены нефелиновыми, меланефелиновыми, пикритовыми порфиритами, мончикитами, альнеитами и другими породами.

Преобладают руды с небольшим содержанием кальцита: апатит-форстерит-магнетитовые, форстерит-магнетитовые и флогопит-apatит-форстерит-магнетитовые.

Структура Ковдорского месторождения представляет собой троекратно оживляющуюся дуговидную зону разломов, периодически вскрывавшую глубинную камеру с эпицентром в месте изгиба этой зоны, что обусловило последовательное появление здесь основных структурных форм центрального типа: рудно-эксплозивной трубки, субцилиндрической зоны кольцевых трещин, столбовидного штокверка. Указанные структурные формы в основном и контролировали размещение руд соответственно первого, второго и третьего минеральных комплексов. Более молодые из этих форм обладали меньшим поперечным сечением, что и явилось причиной центростремительной концентрической зональности Главного рудного тела.

У западного контакта массива расположено Ковдорское комплексное железорудное месторождение, на границе пироксенитов и ийолитов. Фоскоритовый шток принадлежит неправильно-кольцевой структуре штокверка крупных жил карбонатитов.

Формирование рудного тела происходило в три этапа.

Первый этап: форстеритовые и апатит-форстеритовые породы.

Второй этап, ранняя стадия:

- а) апатит-форстерит-магнетитовые и апатит-кальцит-магнетитовые руды;
- б) кальцитовые карбонатиты с форстеритом.

Второй этап, поздняя стадия:

- а) тетраферрифлогопит-магнетитовые руды;
- б) доломит-кальцитовые карбонатиты с тетраферрифлогопитом.

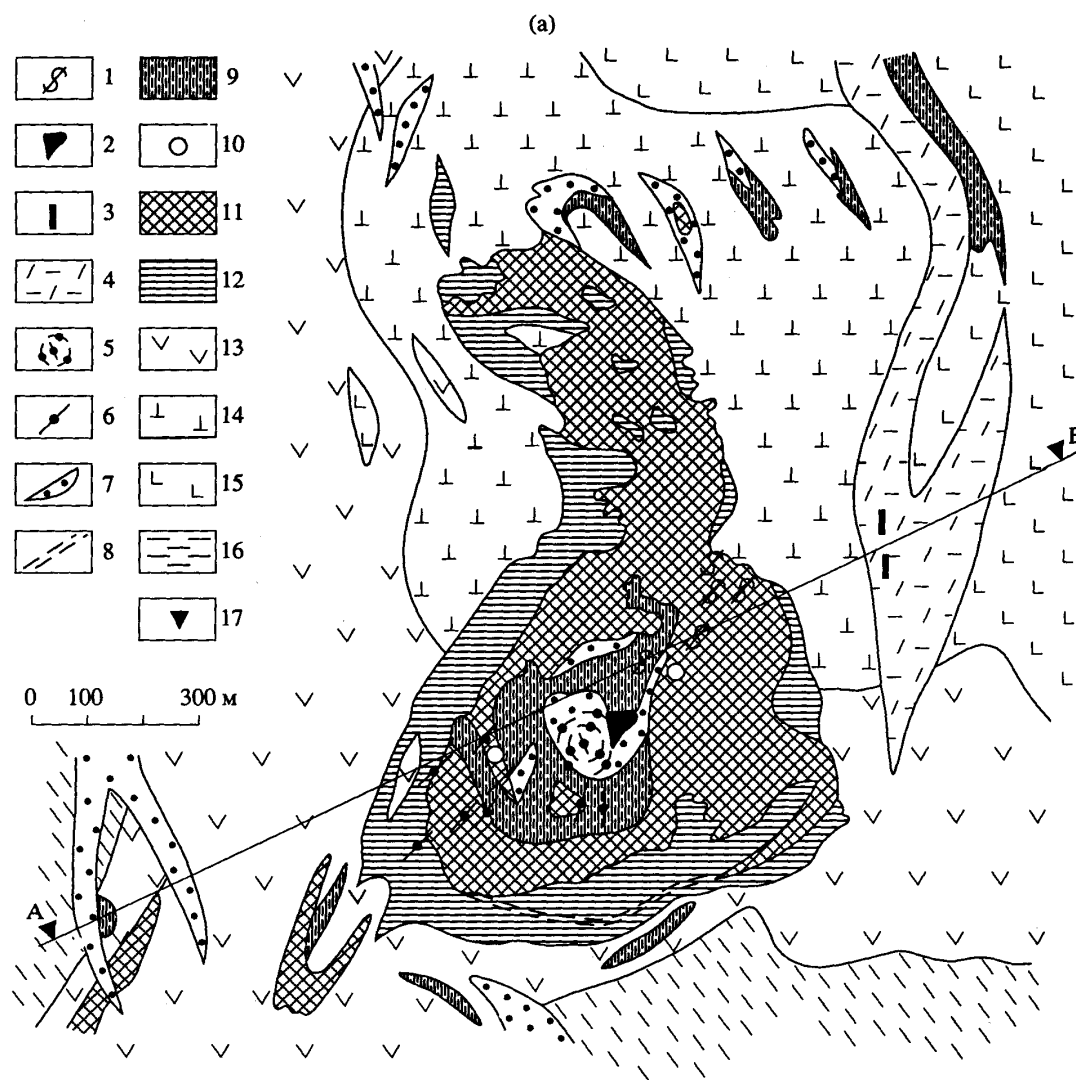
Третий этап:

- а) доломит-магнетитовые руды;
- б) доломитовые карбонатиты.

Третий этап, отдельное тело («сателлит»):

- а) доломит-тремолит-тетраферрифлогопитовые породы;
- б) кальцит-доломитовые карбонатиты с ильменитом.

Схема строения железорудного месторождения приведена на рисунке 23.



1-наиболее значительные серии доломитовых жил; 2-доломит-магнетитовые руды; 3-кальцит-доломитовые карбонаты с ильменитом; 4-фениты; 5-область концентрации тетраферрифлогопит-кальцит-магнетитовых руд с редкометальной минерализацией; 6-серии рудных и карбонатитовых жил с редкометальной минерализацией; 7-области концентрации кальцитовых карбонатитов с форстеритом, апатитом, магнетитом; 8-брекчия с магнетитовым цементом; 9-апатит-кальцит-магнетитовые руды; 10-брекчии; области преобладания: 11- апатит-форстерит-магнетитовых руд; 12-форстеритовых пород; 13-ийолиты; 14-пироксениты; 15-оливиниты; 16-фениты; 17-места заложения скважин. А-Б – линия разреза.

Рисунок 23, лист 1 - Принципиальная схема (а) и разрез (б) комплексного железорудного месторождения Ковдорского массива. По материалам В.И. Тернового, 1977 и В.А. Дунаева, 1982

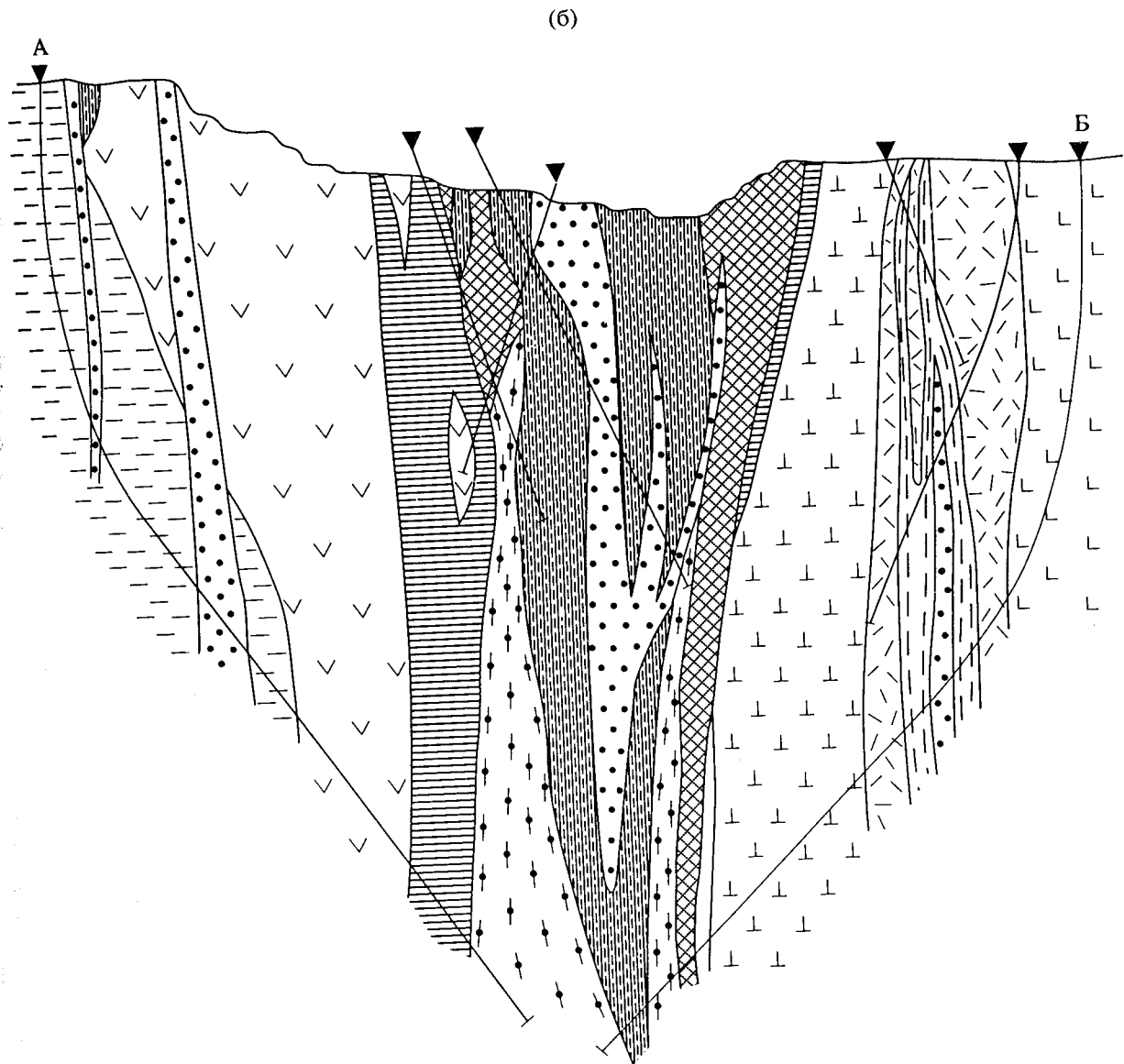


Рисунок 23, лист 2 – Принципиальная схема (а) и разрез (б) комплексного железорудного месторождения Ковдорского массива

Зиминский рудный район

Рудный район находится в Восточном Саяне, в бассейне левых притоков р. Зима. В начале 50-х гг. в результате проверки аэрогаммаметрической аномалии поисковым отрядом Н.Ф. Шармина был выявлен Белозиминский массив УЩК с танталониобиевой минерализацией. В 1956 году Б.П. Поляничко был открыт Большетагнинский карбонатитовый массив УЩК, находящийся в 10 км к северо-западу, а в 1957 году в ходе геолого-съёмочных работ масштаба 1:200000 А.В. Колесниковым и З.М. Анисимовой обнаружен Среднезиминский массив той же рудоносной формации, находящийся в 18 км к югу от Белозиминского.

Зиминский рудный район расположен на пересечении северо-западного Урикско-Ийского грабена субмеридиональным Таймыро-Ангарским палеорифтом, где поверхность Моха приподнята на 4-5 км и имеет ступенчато-блоковую структуру. В осевой его части находится наиболее опущенный блок, выполненный конгломератами, близсинхронными рифтогенезу. Центр района слагает комплекс ультраосновных - щелочных пород и карбонатитов (УЩК), представленный разноэродированными массивами: Белозиминским, Большетагнинским, Среднезиминским и Ярминской надинтрузивной зоной скрытого массива, с которыми связаны крупные запасы Nb, Ta, TR, U, Pb, Zn, флюорита и микроклина.

Формирование массивов УЩК было последовательным: Белозиминский - Большетагнинский - Среднезиминский - Ярминский и занимало более 100 млн. лет. Массивы расположены, эшелонировано на разноглубинных уровнях: от гипабиссального (Белозиминский) до близповерхностного и субвулканического (Большетагнинский, Среднезиминский). Последние формировались по зонально-кольцевой схеме при смене ийолит-мельтейгитов, нефелиновыми сиенитами и щелочными сиенитами, пикритовыми порфиритами, кальцитовыми, доломитовыми, анкеритовыми карбонатитами. Оруденение прожилково-вкрапленное, связано с разностадийными карбонатитами и микроклинитами, прослежено на глубину более 1 км. В кольцевых массивах зональность центростремительная: гатчеттолитовые – пироксоловые – паризит – монацитовые – флюоритовые руды. Апатит сквозной минерал. Значительный эрозионный срез Белозиминского массива, средний - Большетагнинского, малый - Среднезиминского и Ярминской зоны, обеспечил вскрытие различных частей единой рудномагматической системы и разнообразный набор полезных ископаемых. Крупные масштабы редкометального оруденения обусловлены длительным ее функционированием и благоприятными геологоструктурными условиями в пределах Урикско-Ийского грабена. Эффективным представляется комплексное освоение месторождений района.

Геологическое строение района

Основной работой, на которую опирались при характеристике Зиминского рудного района и месторождения была работа А.А. Фролова, С.В. Белого (1999).

Зиминский рудный район занимает площадь около 1000 км² и находится в пределах Урикско-Ийского грабена, осложняющего северо-восточную часть Восточно-Саянского блока докембрийских пород, обрамляющего с юга Сибирскую платформу (рисунок 24).

Характерной особенностью Зиминского рудного района является то, что он находится в области влияния протяженного планетарного Таймыро-Малазийского трансрегионального субмеридионального линиямента, который в пределах платформы трассируется Таймыро-Ангарским палеорифтом, разграничивающим области фундамента платформы с разным составом.

Формирование структур района было длительным и связано с проявлением разных тектонических циклов.

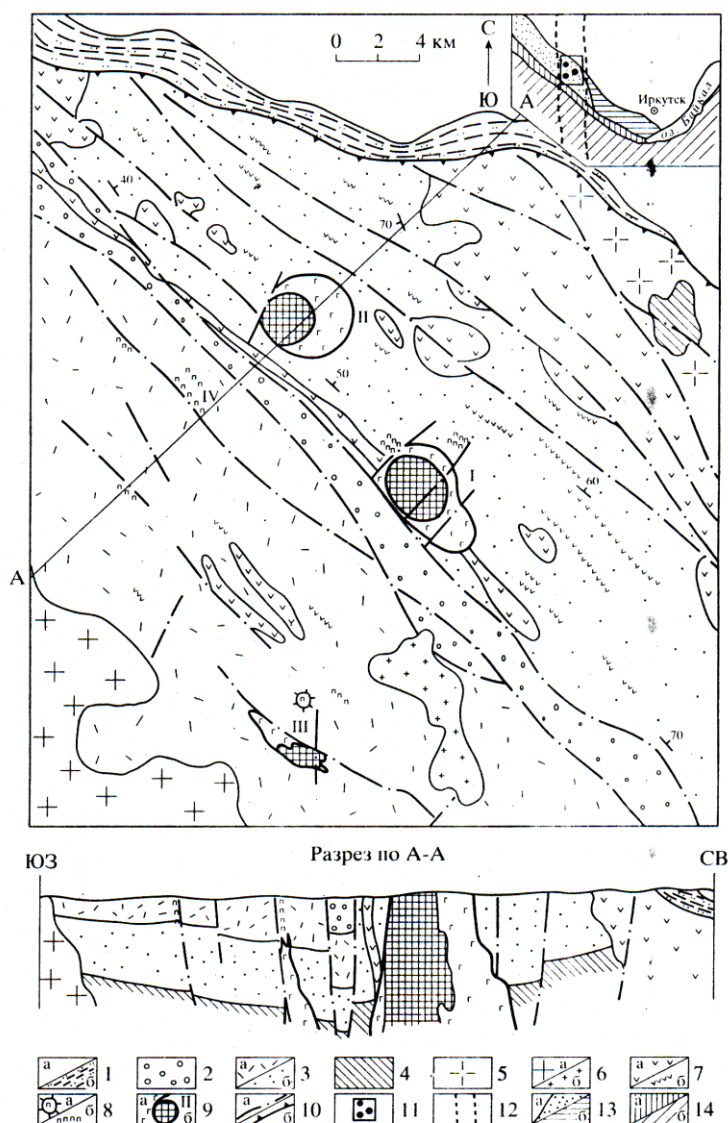
Важная роль в строение района и Урикско-Ийского грабена в целом принадлежит многочисленным разрывным нарушениям. На юго-западе район примыкает к главному Саянскому разлому. По мнению А.В. Колесникова и З.М. Анисимовой (1965), именно он определил положение крупного верхнепротерозойского гранитного плутона, расположенного на крайнем юго-западе. Последующие движения по разлому приводили к образованию мощных зон катаклаза и формированию очковых гнейсов.

Центр рудного района пересекает Белозиминский разлом северо-западного простирания.

Белозиминское месторождение

Геологическая структура

Белозиминское месторождение приурочено к одноименному массиву УЦК, занимающему центр рудного района. Белозиминский массив располагается среди песчано-сланцевых отложений ингашинской свиты и несколько вытянут вдоль контролирующего его разлома в северо-западном направлении на 6 км при ширине около 3 км. В целом он характеризуется кольцевым строением, осложненным линейными структурами, и располагается на большую глубину (А.А. Фролов, 1975).



1 – платформенные отложения: песчаники, алевролиты юры (а), конгломераты и аргиллиты карбона (б); 2 – конгломераты, песчаники, гравелиты; 3 – среднепротерозойские отложения: микросланцы, туфопесчаники (а), глинистые сланцы, песчаники, кварциты, доломиты (б); 4 – амфиболовые сланцы, гнейсы, кварциты; 5 – граниты, гранито-гнейсы; 6 – граниты, гранодиориты, граносиениты: Саянский комплекс (а), чернозиминский комплекс (б); 7 – диабазы, габбродиабазы: массивы (а), дайки (б); 8 – пикритовые порфириды и альнеиты Зиминского комплекса: трубки (а), дайки (б); 9 – массивы ультраосновных-щелочных пород (а) и карбонатитов (б) Зиминского комплекса и их номера I - Белозиминский, II - Большетагнинский, III - Среднезиминский, IV - Ярминский; 10 – разрывные нарушения: сбросовые, сбросо-сдвиги (а), надвиги (б); 11 – региональное положение Зиминского рудного района; 12 – Таймыро-Ангарский линиямент; 13 – обнаженный фундамент Сибирской платформы: Урикско-Ийский грабен (а) и раннепротерозойский выступ (б); 14 – складчатое обрамление Сибирской платформы: добайкальского (а), байкальского возраста (б).

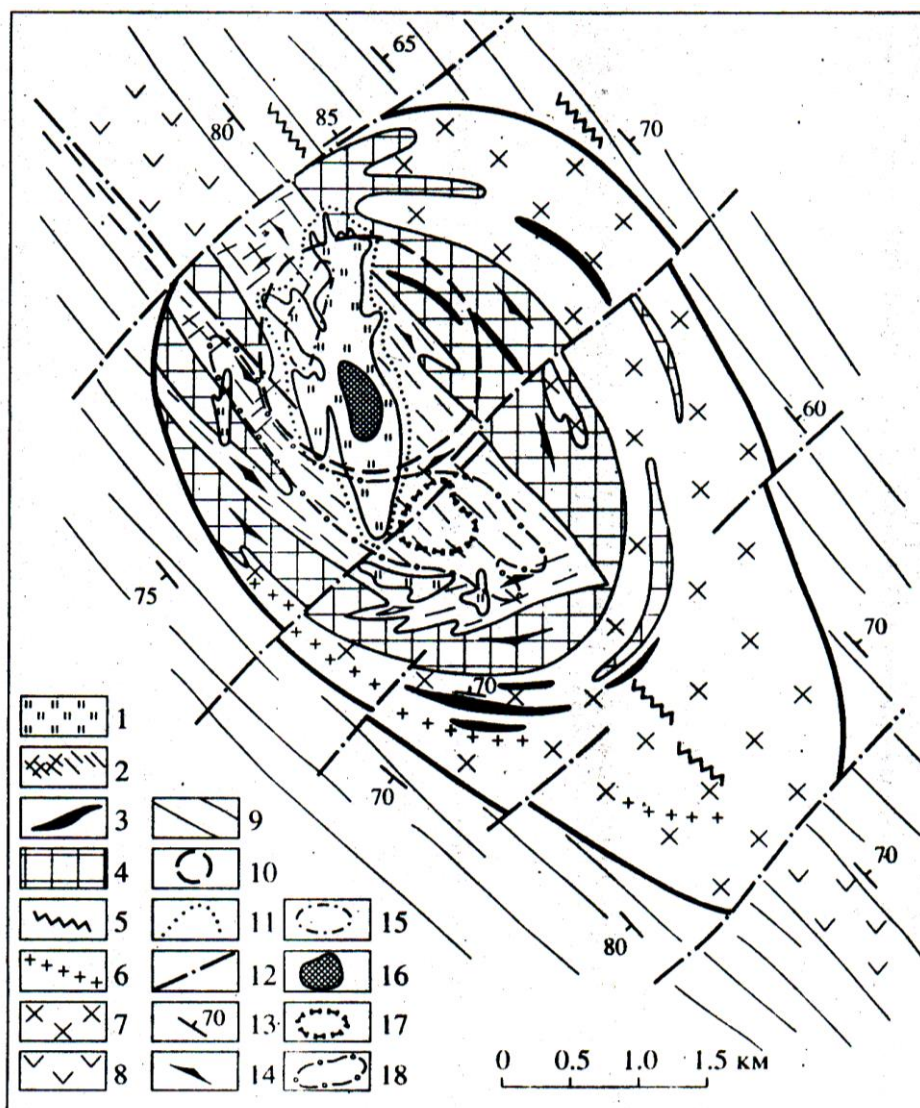
Рисунок 24- Схема геологического строения и разрез Зиминского рудного района, по А.А. Фролову и С.В. Белову, 1999

Центр массива представляет собой сложнопостроенный шток, выполненный различными типами карбонатитов, прослеженных бурением до глубины 1,5 км. Ультраосновные-щелочные породы представлены преимущественно ийолитами, образующими полукольцевую зону, обрамляющую шток по периферии (рисунок 25).

Карбонатиты месторождения являются носителями всей разнообразной рудной минерализации. Основные их структурные элементы: крупный шток; мощные дуговидные центриклинальные жилы; протяженные зоны перекристаллизации; линейные жилы в тектонических трещинах. Шток площадью 9,6 км² немного смещен к северо-западу относительно центра массива. Среди карбонатитов закартированы останцы силикатных пород, расположенные в основном по периферии штока. Жилы в тектонических трещинах возникли в результате тектонических подвижек как в самих карбонатитах, так и во вмещающих ийолитах. В результате минерализации этих трещин образовались в основном маломощные (0,1-1,0 м) жилы мелкозернистых кальцитовых карбонатитов, с вкрапленностью пирохлора, а также меридиональные жильные тела анкеритовых карбонатитов с редкоземельной паризит-монацитовой и полиметаллической минерализацией.

Важным элементом структуры карбонатитов является полосчатость, которая выражается в чередовании существенно кальцитовых (или анкеритовых) полос и полос, обогащенных амфиболом, пироксеном, флогопитом, форстеритом, магнетитом, реже апатитом, пирохлором и др. минералами. Выделяется первичная полосчатость, возникшая в момент образования карбонатита, и вторичная, связанная с его последующей пластической деформацией.

Посткарбонатитовые разрывные нарушения, завершающие формирование структуры месторождения, представлены сдвигами, сбросами образующими зоны рассланцевания и интенсивной трещиноватости. Наиболее распространены нарушения северо-западного и северо-восточного простирания.



1 – анкеритовые карбонатиты IV стадии; 2 – амфибол-кальцитовые карбонатиты III стадии; 3 – диопсид - и форстерит-кальцитовые карбонатиты II стадии; 4 – эгирин-биотит-кальцитовые карбонатиты I стадии; 5 – пикритовые порфириты; 6 – нефелиновые сиениты; 7 – ийолит-мельтейгиты; 8 – габбро-диабазы; 9 – слюдистые сланцы; 10 – площадь развития останцов пикритовых порфиритов-альнеитов; 11 – ореол анкеритизации; 12 – разломы; 13 – элементы залегания сланцеватости-слоистости; 14 – элементы залегания полосчатости в карбонатитах; 15-18 – области развития руд: 15 – галенит-сфалеритовых, 16 – паризит-бастнезит-монацитовых, 17 – апатит-магнетит-пироклоровых, 18 – апатит-пироклор-колумбитовых.

Рисунок 25 - Схема геологического строения Белозиминского массива. Контакты массива - крутые, почти вертикальные; вокруг них развит ореол фенитизации в несколько сотен метров, по А.А. Фролову и С.В. Белову, 1999

Промышленные типы руд и закономерности их локализации

Характерная особенность карбонатитов – это общая обогащенность их Nb, Ta, P, U, TR. На фоне такой общей обогащенности выделяются рудные тела с

промышленными концентрациями указанных элементов. При этом устанавливается четкая связь оруденения с определенными типами карбонатитов ниобиевое (пироклоровое) и тантал–ниобиевое (гатчеттолитовое). Оруденение сосредоточено в кальцитовых карбонатитах II и III стадий, содержащих более 90 % всего извлекаемого ниобия.

Статическая обработка данных по 180 массивам УЩК мира показала (С.В. Белов и др., 1999), что рудные районы с проявлением данной формации находятся в пределах тех фрагментов трансрегиональных линияментов, где имела место их рифтогенная активизация и создавались условия для глубокого проникновения разломов в мантию. Зиминский рудный район отвечает такой позиции.

В настоящее время на одном из месторождений района – Белозиминском, разрабатываются наиболее богатые ниобием руды коры выветривания. Однако геолого-экономический анализ свидетельствует об эффективности комплексного освоения Зиминского рудного района.

Контрольные вопросы и задания

1 Перечислите главные рудообразующие и породообразующие минералы карбонатитовых месторождений.

2 Охарактеризуйте особенности рудных тел карбонатитовых месторождений.

3 Какие осадочные комплексы пород заключают карбонатитовые месторождения?

4 На пересечении, каких трех крупных тектонических элементов расположен Зиминский рудный район?

5 Какую структуру имеет рудный район?

6 К какой части района приурочен комплекс карбонатитов (УЩК) и какими месторождениями он представлен?

7 Какие крупные запасы связаны с этими месторождениями?

8 Опишите, что является характерной особенностью Зиминского рудного района.

9 С какими породами связано ниобиевое и танталониобиевое оруденение.

10 С какими магматическими породами ассоциируются карбонатитовые месторождения.

11 Опишите зональность УЩК карбонатитового комплекса Ковдорского массива.

12 Какое строение имеет Ковдорский массив и чем сложены его центральная, южная части и периферия?

13 Назовите возраст массива.

14 Какое падение имеют кольцевые тела щелочных пород?

15 Какой зональностью характеризуются строение массива?

16 Чем (по Е.М. Эпштейну) определяется структура массива?

2.1.5 Класс – пегматитовые месторождения

Тип - керамические, мусковитовые, редкометальные и цветных камней, апатит-нефелиновые месторождения

Пегматиты (франц. pegmatite от греч. pegma (pegmatos) скрепление, связь, нечто сплоченное), глубинные крупнозернистые и гигантозернистые горные породы, кристаллизующиеся на заключительных стадиях формирования интрузивных массивов. Состоят в основном из кварца, полевого шпата (плагиоклаз, микроклин), слюды (мусковит, флагопит, реже биотит), турмалина, гранатов. Залегают в форме жил, штоков, даек и других тел в изверженных, метаморфических и осадочных породах.

Пегматиты Хибинского массива

Ййолит-уртиты, апатитовые руды и пегматиты в них

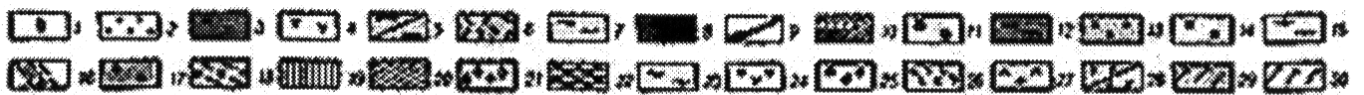
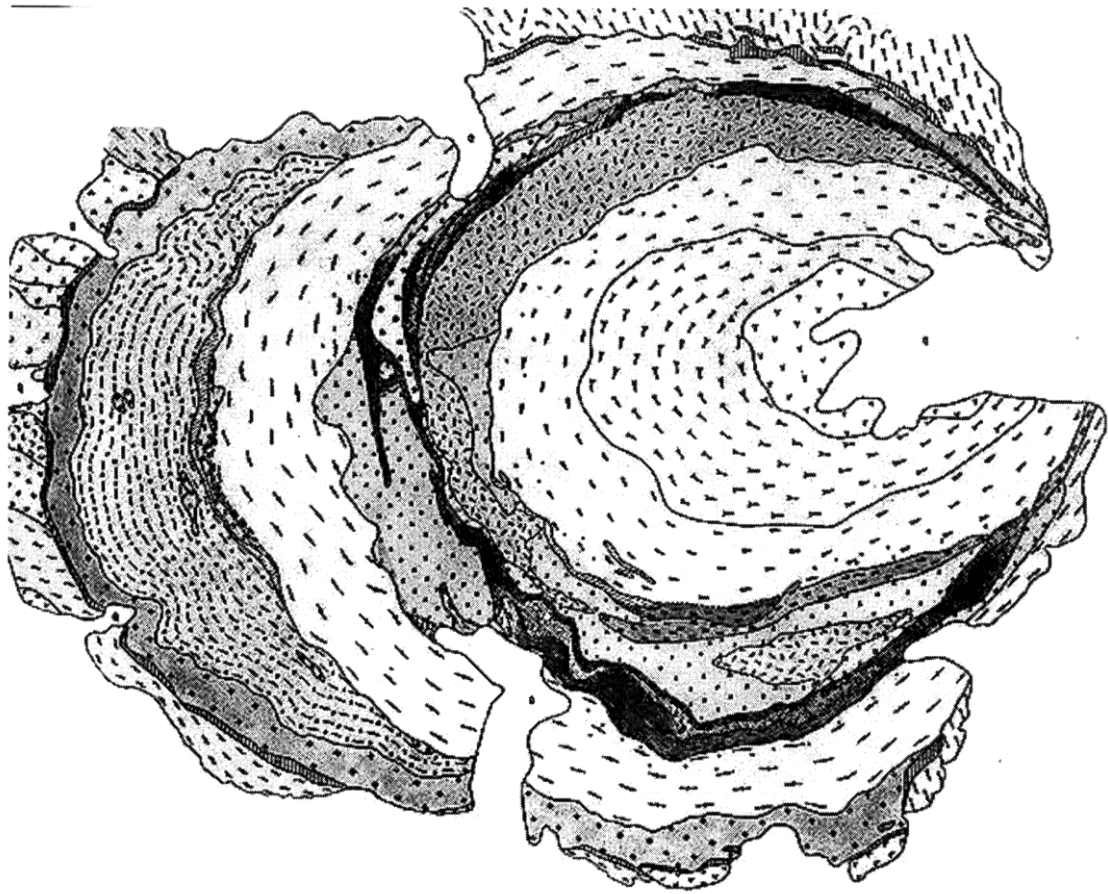
Как известно, пегматиты в ййолит-уртитах и примыкающих к ним рихчорритах имеют тесную пространственную связь с телами апатитовых руд. На месторождениях, где апатитовые руды имеют значительную мощность (Кировский

рудник, рудник «Апатитовый цирк», рудник «Центральный»), пегматиты обычно приурочены к лежащему и висящему бокам рудного тела. При этом, в лежащем боку, который сложен преимущественно массивными уртитамии или апатитсодержащими уртитамии, пегматиты, в основном, образуют линзовидные и гнездовидные обособления, в которых отмечается значительное количество серо-бурого или зеленоватого нефелина в сростании с крупными призматическими кристаллами пироксена. Обычно в таких телах присутствует бурый титанит и титаномагнетит. В некоторых пегматитах этого типа появляется зеленоватый полевой шпат и эвдиалит. В лежащем боку также встречаются и крупные пегматитовые тела. В них наряду с минералами, описанными выше и приуроченными в крупных телах к краевым зонам, отмечается более поздний парагенезис минералов: дальхайелит, джерфишерит, а иногда и виллиомит, поздний эгирин и содовые минералы.

Геологическое строение Хибинского массива представлено на рисунке 26. Протяженность рудного поля от Куксивумчорского месторождения до Ньоркпахка составляет более 18 км. В соответствии с кольцевым строением Хибинское апатит-нефелиновое рудное тело меняет свое простирание от 334 градусов на Кукисвумчорре, до 270 градусов на плато Расеумчорр, до 240-260 градусов на Коашве. Падение рудных тел к центру от 20 до 50 градусов.

В висящем боку пегматитовые жилы значительно разнообразнее по своему минеральному составу. В основном это линейные жилы, часто располагающиеся по одной или нескольким системам трещин. По минеральному составу они подразделяются на несколько типов [14]:

- 1) полевошпат-эгириновые жилы;
- 2) эвдиалит–полевошпатовые;
- 3) фенакситовые и дельхайелитовые прожилки с ломоносовитом, полевым шпатом и содалитом;
- 4) анальцимовые и содалитовые прожилки с виллиомитом и содовыми минералами;
- 5) термонатритовые прожилки с пирссонитом и бербанкитом;
- 6) натролитовые жилы с беловитом и др.



1 – четвертичные отложения; 2 – альбитизация; 3 – метаморфизованные нефелиновые сиениты; 4 – массивные эгириновые фояниты; 5 – трахитоидные эгирин-арфведсонитовые фойялиты; 6 – лявочорриты; 7 – участки насыщенные апатитом и пространственно связанные с породами ийолит-уртитового ряда; 8 – малиньиты натриево-полевошпатовые уртиты с листовым полевым шпатом; 9 – апатит-нефелиновые породы; 10 – массивные уртит-ийолиты; 11 – массивные уртиты, обогащенные пойкилитическим полевым шпатом; 12 – трахитоидные уртиты, ийолиты, мельтейгиты; 13 – ричесорриты; 14 – трахитоидные жильные хибиниты; 15 – трахитоидные хибиниты; 16 – резко расслоенный комплекс хибинитов; 17 – массивные хибиниты; 18 – неяснотрахитоидные хибиниты; 19 – нефелиновые сиениты приконтактных зон; 20 – нефелиновые сиениты типа приконтактных с участками роговико-фенитоподобных пород; 21 – ромбенпорфиры (девон) близкие к метаморфизованным нефелиновым сиенитам Ловозерского плутона; 22 – роговики; 23 – зеленые сланцы протерозоя; 24 – метадиабазы; 25 – туфобрекчии; 26 – шаровые лавы; 27 – метадиабазы; 28 – габбро-диабазы и диабазы среднего протерозоя; 29 – роговообманковые диориты; 30 – биотитовые гнейсы.

Рисунок 26 – Геологическое строение Хибинского массива [14]

Таким образом, пегматитовые жилы всячего бока отличаются от пегматитов лежащего морфологией тел, большим разнообразием минеральных ассоциаций и наличием значительного количества мономинеральных прожилков, нехарактерных для пород лежащего бока.

На месторождениях и в рудопроявлениях, где апатитовые тела имеют меньшую мощность (Коашва, Ньорпахк, Соулуайв) пегматитовые тела отмечаются и в самой рудной толще. Из-за того, что породы на этих месторождениях сильно брекчированы, достаточно трудно установить геологические взаимоотношения между пегматитами и апатитовыми рудами.

Однако, отмечаются случаи пересечения пегматитами апатитовых руд, и наоборот. Этот факт косвенно указывает на их близкое одновременное образование и тесную петрогенетическую связь.

П.Ю. Плечовым установлено, что морфология и минеральный состав пегматитов всячего и лежащего бока апатитовых залежей сильно различны. В лежащем – пегматиты образуют неправильной формы линзовидные либо изометричные тела, сложенные, как правило, агрегатом бурого нефелина и призматического пироксена со значительным количеством бурого титанита. Центральные части пегматитов иногда обогащены более поздними минералами: полевым шпатом, эвдиалитом, содалитом и многими другими. В всячем – пегматиты жильные; сложены преимущественно полевым шпатом, эвдиалитом, содалитом, канкринитом, пироксеном, фенакситом и другими [14].

Тренды составов щелочных пироксенов всегда направлены в сторону возрастания содержания эгиринового минерала. Пироксены из краевой зоны пегматитов лежащего бока менее щелочные, чем пироксены из вмещающих их уртитов. С другой стороны, составы пироксенов из пегматитов и уртитов в целом, образуют практически параллельные тренды составов. Это свидетельствует об отделении пегматитового расплава на ранней стадии кристаллизации пород ийолит-уртитового комплекса.

Расслоение материнского и пегматитового расплава было обусловлено различным режимом летучих компонентов. Два сосуществующих силикатных

расплава мало отличаются друг от друга по содержанию петрогенных элементов. Однако отмечается контрастность этих расплавов в распределении Mg и Fe, а также в содержании летучих компонентов, Ba, Sr и фосфора, которыми обогащен отделившийся пегматитовый расплав. Содержание P_2O_5 в исходном пегматитовом расплаве оценивается в 5-7 %.

Пегматиты лежащего бока апатитовых руд являются реликтами отделившегося пегматитового расплава, которые вследствие каких-либо причин не смогли достиг верхней камеры. Ийолит-уртиты, подстилающие апатитовые руды являются кумулятами двух сосуществующих расплавов - пегматитового расплава, скапливающегося, благодаря значительному содержанию летучих в верхних частях магматической камеры и расплава ийолитового или малиньитового состава, который был расположен в нижних частях камеры. Апатит начинает кристаллизоваться из пегматитового расплава значительно позже начала кристаллизации нефелина и пироксена. Именно поэтому апатит не достигал нижних горизонтов камеры, а накапливался в верхних частях комплекса ийолит-уртитов.

Формирование апатитовых руд происходило в крайне беспокойной тектонической обстановке. При этом высокоподвижный, богатый щелочами пегматитовый расплав мог удаляться из камеры. Висячем боку апатитовых залежей наблюдаются многочисленные тела ультраагпаитовых пегматитов и гидротермалитов, которые, по-видимому, являются следами удалявшегося пегматитового расплава.

В Хибинском массиве ультраагпаитовые пегматиты и гидротермалиты могут служить поисковым критерием на апатитовое оруденение. Подавляющее большинство тел ультраагпаитовых пегматитов расположено в висячем боку крупных апатитовых залежей, поскольку являются производными того же расплава, из которого формировались апатитовые руды.

При этом морфология тел и минеральные ассоциации пегматитов и гидротермалов зависят от масштабов оруденения. На крупных месторождениях (Кукисвумчорр, Юкспор, Расвумчорр), в которых присутствует зона богатых руд, ультраагпаитовые ассоциации минералов распространены очень широко и

встречаются не только в многочисленных пегматитовых жилах, но и в породах всякого бока в виде мелких гнезд, порфиробластов и мономинеральных прожилков. Мощность зоны распространения ультраагпаитовой ассоциации составляет несколько сот метров, при мощности рудного пласта меньше 100 м.

В мелких рудопроявлениях (пик Марченко, Поачвумчорр) пегматитовый расплав не отделяется от апатитовых руд. В результате, образуются пегматитовые тела, в которых отдельные зоны сложены сахаровидным апатитом.

Таким образом, наличие ультраагпаитовых ассоциаций минералов в породах, как показатель глубокой дифференциации щелочной магмы, может служить надежным поисковым признаком на неапатитовое оруденение.

Пегматиты Малханского рудного поля

Малханское пегматитовое поле в Центральном Забайкалье, является уникальным объектом камнесамоцветного сырья, украшением которого являются ювелирные разноокрашенные турмалины Малханского пегматитового месторождения. Эти турмалины хорошо изучены и получили достаточное освещение в литературе.

В пегматитовом поле по соотношению породообразующих полевых шпатов первичной кристаллизации (без учета альбита поздних комплексов, для которого в балансе тел несущественна) выделены три типа пегматитов:

- I – калишпатовый;
- II – двуполевошпатовый;
- III – олигоклазовый.

Каждый тип с учетом структурных особенностей, внутреннего строения и степени продуктивности на цветные камни подразделяется на три подтипа: А - непродуктивный (без полезной минерализации), Б – слабопродуктивный (непромышленные проявления), В – высокопродуктивный (собственно месторождения).

В калишпатовых (тип I) и олигоклазовых (тип III) пегматитах содержание соответственно КПШ и олигоклаза составляет более 65 % от общего количества полевых шпатов. Двуполевошпатовые пегматиты содержат не менее 35 %, но не более 65 % как КПШ, так и плагиоклаза от их общего количества. Примеры пегматитовых тел и соответствующих типов и подтипов даны в таблице 5.

Таблица 5 - Группировка пегматитов Малханского поля

Подтип пегматитов	Тип I Калишпатовый	Тип II Двуполевошпатовый	Тип III Олигоклазовый
А Непродуктивный	Жила Меченая, многие безымянные тела	Жилы Моховая – 3 Западная – 3, многие безымянные тела	Не обнаружен
Б Слабопродуктивный (рудопроявления)	Жилы Гранатовая, Дальняя	Жилы Западная – 2 Правобережная – 2 Данбуристовая и др.	Жила Правобережная
В Высокопродуктивный (месторождения)	Не обнаружены	Жилы Моховая, Солнечная, Иркутянка, Соседка, Светлая и др.	Жилы Западная – 1 Орешная

До недавнего времени месторождения цветных камней, в том числе и ювелирного турмалина, связывались только с микроклиновыми и микролин-альбитовыми, в различной степени замещенными клевеландитом и лепидолитом, пегматитами. Ведущая роль в них отводилась КПШ (микроклину). Плагиоклаз, присутствующий иногда в значительных количествах, считался обычно вторичным альбитом, образованным на поздних стадиях пегматитового процесса метасоматическим путем.

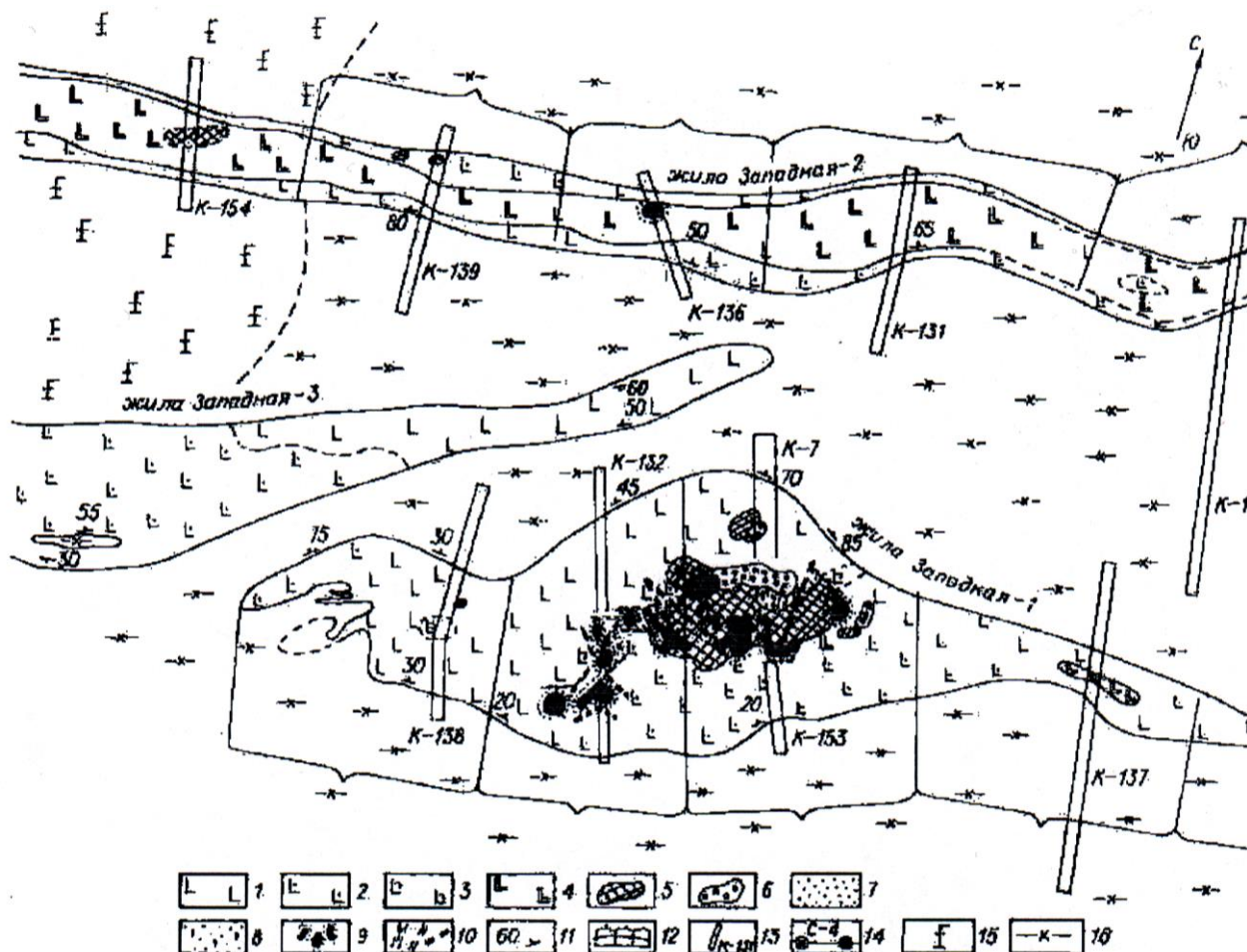
На примере Малханского поля впервые выделен новый промышленный тип миароловых пегматитов – олигоклазовый. Главная его отличительная особенность состоит в преобладании первичного олигоклаза над КПШ в пегматитовых телах.

Разведанные запасы цветного турмалина (Малханское месторождение), а также прогнозные ресурсы этого камня в пегматитах составляет около 90 тыс. кг, может быть надежной сырьевой базой промышленности по выпуску ювелирных изделий и других украшений из цветного камня.

Олигоклазовые пегматиты (тип III)

В настоящее время известны лишь три пегматитовых тела этого типа, два из которых (жила Западная -1 и Орешная) относятся к подтипу высокопродуктивных, а жила Правобережная -1 к подтипу слабопродуктивных пегматитов.

Жила Западная-1 залегает в метадиоритах и метагабброидах Малханского комплекса (рисунок 27).



1-3 – олигоклазовый пегматит; 4 – калишпатовый графический пегматит; 5 – блоковый КПШ; 6 – блоковый кварц; 7 – альбитизированный пегматит; 8 – лепидолит-альбитовые комплексы; 9 – миаролы; 10 – зоны трещеноватости, связанные с проявлением внутрижильной тектоники; 11 – элементы залегания пегматитовых тел; 12 – границы блоков пегматитов; 13 – сечения опробования пегматитовых тел; 14 – буровые скважины и их номера; 15, 16 – вмещающие породы: 15 – метагабброиды, метадиориты; 16 – кварцевые метадиориты

Рисунок 27- Схематический геологический план жил Западная-1, -2, -3 (уч. Левобережный). По В.И. Беляевскому, В.Е. Загорскому, Г.Г. Несмелову

В плане пегматитовое тело имеет линзовидную форму. Длина тела около 100 м. при максимальной мощности в зоне раздува до 23 м. На западном фланге пегматитовое тело разветвляется на несколько выклинивающихся апофиз, а на восточном его мощность снижается до 2 м.

Основу тела составляет олигоклазовый неравномернозернистый, графический до мелкопегматоидного пегматит с редкими выделениями (до 3-6 см) КПШ. Количество последнего как правило возрастает в направлении к центру раздува.

В таком пегматите устойчиво сохраняются соотношения полевых шпатов и кварца. Жила Западная-1 исключительно богата полихромным турмалином, но большинство его кристаллов сильно трещиноватые, часто в виде обломков с регенерированными гранями. Однако встречаются прекрасные коллекционные образцы, в том числе и крупные кристаллы до 40 см по удлинению и 10-15 см в поперечнике.

Характерная особенность жилы – максимальное обогащение по сравнению с другими пегматитами шерлом, количество которого возрастает от 1-2 у контактов до 7-8 % в ее осевой части. Из всех детально изученных жил с полезной минерализацией она содержит минимальные количества КПШ и максимальные – кварца. Жила Орешная (рисунок 28) представляет собой сложноветвящееся тело с многочисленными изгибами и резко меняющимися углами падения контактов с вмещающими метагабброидами и метадиоритами.

В центральной части тело имеет округлую, а в разрезе – линзообразную форму. От центральной части отходят два ответвления, каждое осложнено дополнительными апофизами.

Минимальная мощность жилы (2,0-2,5 м) наблюдается в центральной части, в месте ее разветвления, максимальная (25 м) – в раздуве на северо-западном фланге. Здесь на глубине 35-40 м тело сложно ветвится; до полного выклинивания по падению не прослежено.

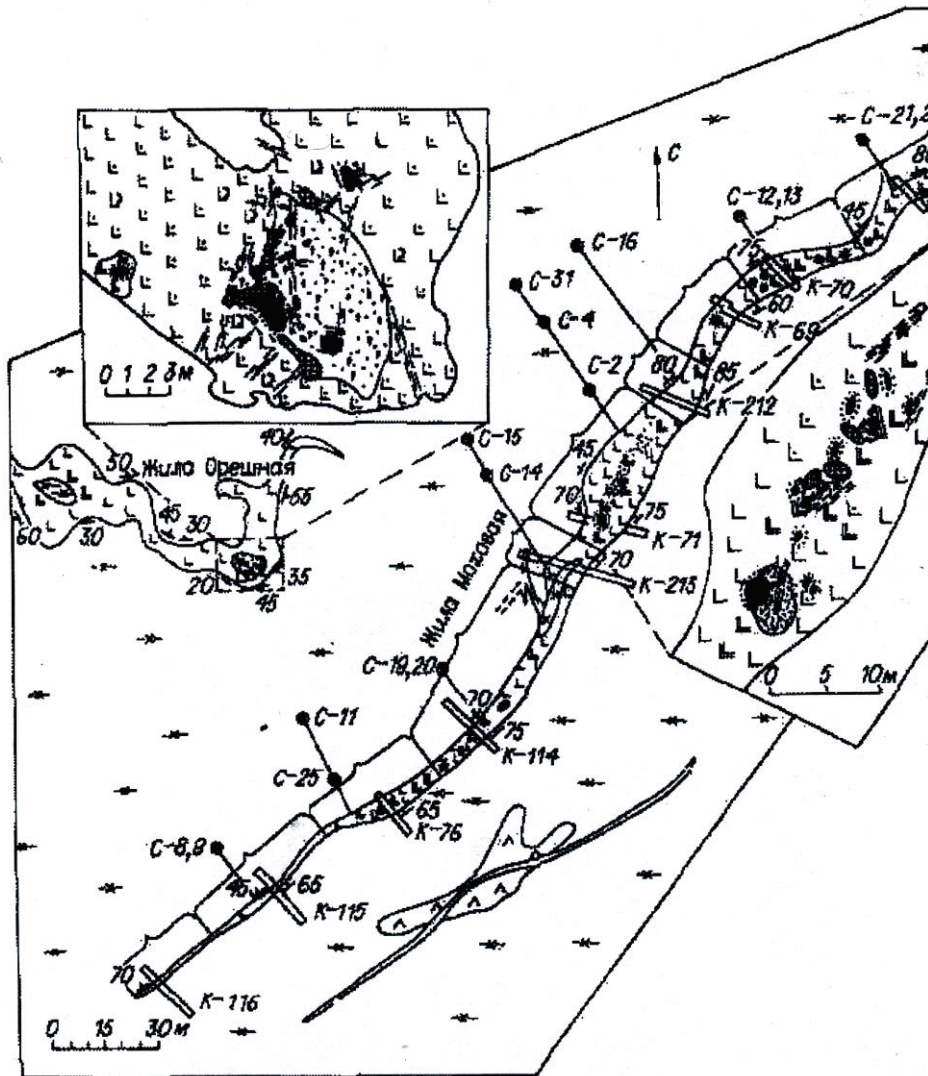


Рисунок 28 - Схематический геологический план жил Моховая и Орешная (уч. Центральный). По В.И. Беляевскому и А.В. Минакову

Контрольные вопросы и задания

- 1 Какие три типа пегматитов выделены по соотношению породообразующих полевых шпатов первичной кристаллизации?
- 2 С какими магматическими породами ассоциируются пегматитовые месторождения?
- 3 Перечислите главные рудообразующие и породообразующие минералы пегматитовых месторождений.
- 4 Охарактеризуйте особенности рудных тел пегматитовых месторождений.

- 5 Какие осадочные комплексы пород включают пегматитовые месторождения?
- 6 Какой новый промышленный тип миароловых пегматитов впервые выделен на примере Малханского рудного поля? Назовите главную его отличительную особенность.
- 7 На какие три подтипа делится каждый тип пегматитов ?
- 8 Назовите пример пегматитовых тел соответствующих типов и подтипов.

3 Скарновые месторождения

Эта группа месторождений относится к наиболее сложной и противоречивой. Определенной генетической связи руд и скарнов либо не существует, либо она отдаленная парагенетическая.

Скарнами обычно называют породы известково-силикатного состава, образовавшиеся метасоматическим путем чаще всего, но не всегда, в при контактовой области интрузивов среди карбонатных, реже силикатных пород. Выделяют экоскарны, располагающиеся за пределами интрузий и эндоскарны, находящиеся внутри последних. Отмечается большое разнообразие скарновых тел. Это пласты, линзы, штоки, трубы, жилы, гнезда и сложные комбинированные залежи.

По составу исходных пород скарны разделяются на три типа: известковый, магнезиальный и силикатный. Известковые скарны наиболее распространены в природе и образуются по известнякам. Их состав: гранаты рядаgrossуляр-андрадит и пироксены ряда диопсид-геденбергит. Иногда широко развиты везувиан, волластонит, скаполит, амфиболы и эпидот. Магнезиальные более редки. Они возникают при замещении доломитов и состоят из диопсида, форстерита, шпинели, флогопита, монтчеллита, гумита, серпентина, паргасита, людвигита и реже других минералов. Силикатные скарны относятся к редким образованиям. Они формируются по гранитоидам, порфирам и их туфам, траппам, аркозовым песчаникам и алевролитам. Типоморфным минералом для них является скаполит.

Обобщенная модель скарновой зональной залежи имеет вид:

- 1, 2) гранитоиды неизменные и осветленные мусковитизированные;
- 3) эндоскарны гранатового состава с эпидотом и плагиоклазом;
- 4) экоскарны пироксен-гранатовые;
- 5, 6) скарны гранатовые и пироксеновые;
- 7, 8) известняки мраморизованные и неизменные.

Скарновые породы обладают пятнистой, полосчатой, массивной текстурами и гранобластовыми, порфиробластовыми, волокнистыми структурами.

Эти образования известны с раннего докембрия и характерны для платформ, мобильных поясов и областей тектономагматической активизации, где они ассоциируют:

- 1) с плагиогранитами, плагиосиенитами и траппами производными базальтовой магмы;
- 2) с гранодиоритами батолитов и гранитоидами малых интрузий производными гранитной магмы.

Скарны могут быть связаны с любыми фазами интрузивного процесса, иногда со всеми. В областях их развития выделяют дайки:

- 1) доскарновые, представленные комагматичными (гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, аплиты и др.) и не комагматичными (спессартиты, порфириты, диабазы) типами;
- 2) интраскарновые (сначала кислого, а затем основного состава);
- 3) постскарновые (диабазы, лампрофиры).

Геологические структуры скарновых образований определяются поверхностью контакта интрузий; слоистостью вмещающих интрузии пород; складчатыми и разрывными нарушениями.

Физико-химические условия образования

Скарны образуются в результате комбинированного воздействия тепла интрузий и горячих минерализованных газовой-жидких водных растворов.

При становлении любого интрузивного тела вмещающие породы испытывают термальный изохимический метаморфизм. По сланцам образуются контактовые роговики, по песчаникам — кварциты, по известнякам — мраморы. Зоны этих преобразований сплошным ореолом развиваются вокруг интрузий на любой глубине и при любом давлении.

Под влиянием флюидов, выделявшихся из затвердевавшей интрузии в ее эндо- и экзоконтактах протекали аллохимические метасоматические процессы, образовавшие скарны. Эти явления происходили на небольших глубинах, где внутреннее флюидное давление было в состоянии преодолеть внешнюю литостатическую нагрузку. Оптимальный диапазон глубин скарнообразования

0,5-2,5 км.

Судить о возможном температурном режиме образования скарнов позволяют следующие данные:

1) синтез минералов в обстановке высокого потенциала кальция и присутствия легкорастворимых солей: андрадит и гроссуляр при 950-225 °С; диопсид, тремолит и волластонит – 350 °С, геденбергит – 320 °С;

2) по сводным диаграммам (В.А. Жариков), построенным по экспериментальным материалам (расчет плавления силикатных пород, реакции образования силикатов, температуры дегидратации водных силикатов и диссоциации карбонатов и др.) можно выделить четыре температурные фазы скарнов: волластонит-плагноклазовую при 900-750 °С; пироксен-гранатовую – 800-500 °С; гранат-эпидотовую – 500-450 °С; пироксен-эпидотовую – 400 °С;

3) по данным гомогенизации включений в скарновых минералах температурный интервал составляет 860-380 °С.

Из приведенных выше сведений можно сделать вывод, что скарны начали образовываться при температуре около 900 °С, а завершили этот процесс при среднетемпературном гидротермальном режиме (около 300 °С).

Фациальная смена минеральных ассоциаций во времени и пространстве в связи со снижением температуры обусловлена возрастанием кислотности процесса, регулирующего химические потенциалы кальция, магния и железа (по В.А. Жарикову). Эти ассоциации характеризуются вытеснением кальция магнием, а затем магния железом. В результате возникает последовательный ряд: волластонит-диопсид-салит-геденбергит-андрадит.

На основании геологических данных и экспериментальных разработок в настоящее время модель скарнового процесса можно представить в следующем трехстадийном виде.

1 Стадия. Контактный изохимический метаморфизм протекает при температуре 900-650 °С, сопровождается внедрением магмы. Образуются сплошным на глубине более мощным ореолом светлые бедные железом безрудные диопсидовые роговики и мраморы.

2 Ранняя скарновая стадия проявляется спорадически, примерно занимая одну десятую периметра интрузии. При температурах 650-400 °С возникали сухие безводные темные эндо- и экзоскарны, состоящие из пироксенов, гранатов, скаполита, голенбергита, магнетита, гематита.

3 Поздняя флюидно-водная стадия протекает с участием H₂O, CO₂, H₂, хлоридов и комплексных соединений металлов при температурах 450-300 °С. Образуются роговая обманка, эпидот, кальцит, сульфиды и сульфосоли.

Зональность. Скарновым залежам свойственно зональное строение. В обобщенном виде она следующая: неизменные граниты → осветленные мусковитизированные граниты → эндоскарны гранитового состава с эпидотом и плагиоклазом → мощная зона пироксен – гранатовых экзоскарнов, переходящая иногда в мономинеральные гранатовые → пироксеновые скарны. С последними соприкасаются мраморизованные известняки, постепенно сменяющиеся неизменными известняками.

Большинство скарнов возникает на сравнительно небольших глубинах (1-3,5 км). Однако, по данным Д.С. Коржинского и В.А. Жарикова, магнезиальные скарны формируются на значительном удалении от поверхности (15-20 км и более). Начальная температура возникновения скарнов не более 900 °С, а завершается скарновый процесс при температуре 100 °С.

Развитие эндо- и экзоскарнов осуществляется при встречном перемещении компонентов. Из интрузивных пород обычно поступают алюминий, кремний и другие петрогенные, а также ряд металлогенных элементов, а в магматические породы проникают кальций, иногда магний и другие элементы. Обмен компонентами может осуществляться путем диффузий через медленно просачивающиеся или практически застойные воды, и скарны при этом называют диффузионными. Во многих случаях компоненты переносятся непосредственно перемещающимся потоком водных растворов, т.е. инфильтрацией. Такие скарны названы инфильтрационными. Мощность инфильтрационных скарнов, как правило, значительно больше диффузионных и может достигать нескольких сотен метров.

Типы скарновых месторождений

Существуют пять вариантов их систематики.

1 По составу замещаемых пород:

- а) известковые;
- б) магнезиальные;
- в) силикатные.

2 По стадиям скарнового процесса:

- а) простые ранних стадий (железо, вольфрам);
- б) сложные поздних (полиметаллы).

3 По формациям магматических пород:

- а) плагиограниты, сиениты (железо, медь);
- б) гранитные батолиты (вольфрам);
- в) малые интрузии диоритового состава (полиметаллы).

4 По положению относительно интрузивного контакта: эндоскарны и экзоскарны.

5 Главная общепринятая систематика по составу полезных ископаемых:

- а) железо;
- б) вольфрам;
- в) медь;
- г) свинец-цинк;
- д) молибден;
- е) олово;
- ж) бор.

3.1 Описание представительных типов месторождений

3.1.1 Класс известковых скарнов

Тип железорудных скарнов

Гороблагодатское месторождение железа

Месторождение расположено на северном Урале в I км к востоку от г. Кушвы, морфологически выражено возвышенностью, вытянутой в меридиональном направлении, с относительным превышением 150 м.

Западный склон горы сложен эпидотизированными порфиритами и диабазами (S_2+D_1), падающими на ЮВ под углом 25 градусов под толщу кислых эффузивов, сланцев и известняков среднедевонского возраста, слагающих центральную и восточную части горы Благодать (рисунок 29).

Эти толщи прорваны небольшими штоками и дайками сиенитовых порфиров, которые связаны с крупным массивом сиенита, расположенным к югу от месторождения. Сиениты рассматриваются здесь как производные габбро-перидотитовой магмы, внедрившейся, вероятно, в конце среднего девона.

Рудные залежи расположены главным образом по восточному склону горы Благодать и морфологически представлены двумя типами рудных тел: пластообразными залежами гранат-эпидотовых скарнов с магнетитом и штокообразными и дайкообразными телами магнетит-полевошпатовых руд.

Главное промышленное значение имеют пластообразные скарновые залежи, прослеженные по простиранию на 1,5 км, по падению на 700 м при суммарной мощности в среднем 74 м (до 200 м) и мощности отдельных залежей от 5-7 м до 56 м.

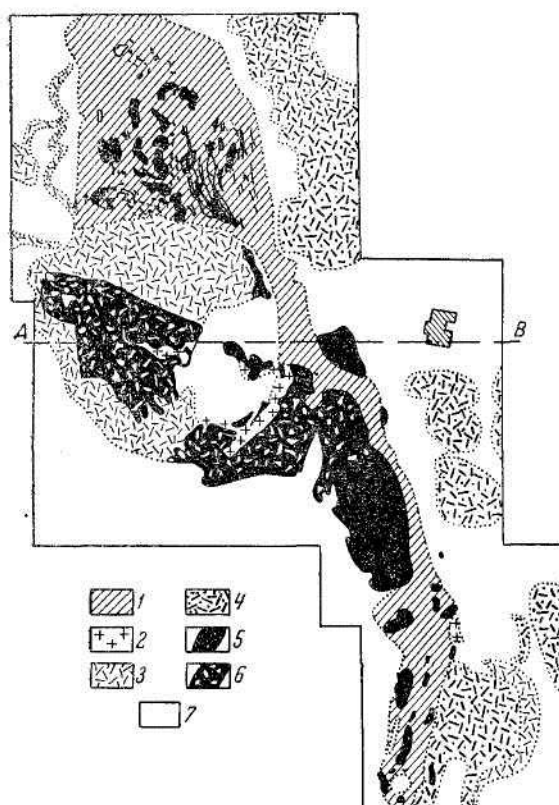
Рудные залежи, возникшие метасоматическим путем за счет прослоев известняков среднего девона, чередуются с прослоями кератофиров, туфов и сланцев, обычно эпидотизированных.

Магнетит-полевошпатовые, так называемых «оспенные» (на черном фоне магнетита выделяются вкрапленники розового полевого шпата) руды, очень тесно связаны со штоками и дайками сиенитовых порфиров, дают постепенные переходы в сиенитовые порфиры, представляя, как считает Е.Г. Багратуни, результат переработки последних рудоносными растворами и газами.

Руды пластообразных залежей сложены гранатом, эпидотом, магнетитом и небольшим количеством скаполита, хлорита, альбита, гематита, пирита, иногда халькопирита и сфалерита.

«Оспенные» руды состоят главным образом из магнетита и ортоклаза с примесью пироксена, скаполита-мариалита (содержит Na и Cl) и пирита. Следует отметить, что магнетит развивается метасоматически по ортоклазу, разведенные остатки которого сохраняются среди магнетитовых агрегатов.

Содержание Fe в рудах обоих типов колеблется в широких пределах от 25 % до 63 %. Выделяют сорта: 1-й сорт ($Fe > 50\%$), 2-й сорт (40-50 % Fe), 3-й сорт (25-40 % Fe).



1- породы туфо-сланцевой толщи; 2 – сиениты и сиенит-порфиры; 3 – порфириты и возникающие на их месте эпидото-гранатовые пороы; 4 - выветрелые породы рудоносной толщи; 5 – магнетитовые руды; 6 – оспенные руды; 7 - наносы

Рисунок 29 - Геологическая карта горы Благодать (по В.М.Дервиз)

Кроме того, выделяется особый сорт валунчатых руд, возникших в результате разрушения коренных выходов рудных тел.

По минералогическому составу среди руд выделяют первичные магнетитовые руды глубоких горизонтов, переходящие вверху в полумартитовые и мартитовые окисленные руды. Содержание S в первичных рудах нередко превышает 1 % (за счет примеси сульфидов, главным образом пирита), содержание S в мартитовых рудах не больше 0,1 %, и естественно, что мартитовые руды ценятся особенно высоко. Содержание Р в рудах всех типов невысокое - 0,01-0,15 %; иногда содержится Си (до 0,8 %).

По И.А. Зимину, рудная толща нарушена пострудными дислокациями, в результате чего отдельные блоки месторождения претерпели вертикальные перемещения. Северо-западная часть месторождения приподнята по отношению к юго-восточной в среднем на 140 м. В северо-западной части окисленные руды развиты весьма слабо, что, возможно, связано с молодым возрастом микроглыбовых поднятий.

Запасы месторождения весьма значительны, оно разрабатывается с 1735 г. (открыто в 1728 г.).

Тип свинцово-цинковых скарновых месторождений

Полиметаллические месторождения Тетюхинского рудного поля

Рудное поле Тетюхе расположено на восточном склоне хребта Сихотэ-Алинь, в районе бухты Тетюхе, в бассейне реки того же названия. В пределах рудного поля широко развиты интенсивно дислоцированные известняки, песчаники и сланцы триасового возраста, на размытой поверхности которых лежат слабодислоцированные верхнемеловые и нижнетретичные вулканогенные породы.

Все породы района пересечены серией тектонических нарушений — разломов северо-восточного и северо-западного простирания. Особую роль в структуре района имеет так называемый Главный разлом, представляющий собой пологий надвиг северо-восточного простирания, по которому кварцевые порфиры и кремнистые сланцы надвинуты на известняки.

Крупные массивы глубинных интрузивных пород в районе рудного поля не обнаружены. Однако многочисленные дайки жильных пород, секущие все породы района, говорят о наличии не вскрытых современным эрозионным срезом третичных интрузивов, которые, по-видимому, являлись материнскими для дайковых отщеплений и рудных растворов.

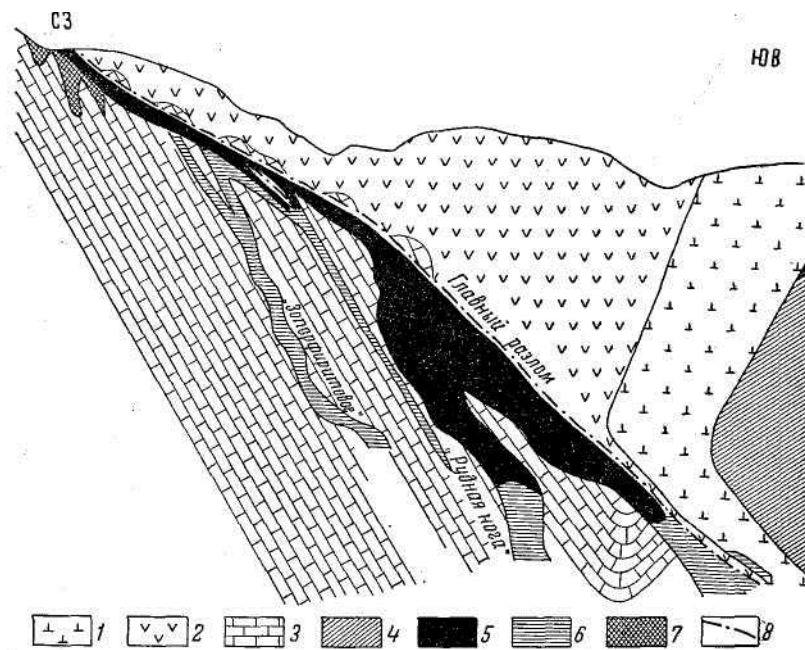
В пределах Тетюхинского рудного поля выделяют несколько свинцово-цинковых месторождений.

На месторождении Верхнее оруденение локализовано на участке скрещения Главного разлома и зоны трещиноватости северо-западного направления.

На месторождении известно крупное столбообразное и несколько мелких рудных тел. Они приурочены к тектоническому контакту известняков и кварцевых порфиров и расположены в известняках, под надвинутой плитой кварцевых порфиров (рисунок 30).

Главное рудное тело имеет трубообразную форму и полого падает на юго-восток. Угол его падения изменяется от 28 градусов до 45 градусов (соответственно изменению угла падения надвига). Детали строения рудного тела зависят от трещин, сопряженных с Главным разломом, параллельных ему, а также от крутопадающих трещин северо-западного простирания. Вдоль этих трещин образуются выступы рудного тела, переходящие в самостоятельные ответвления. Примером может служить рудное тело, известное под названием «Рудная нога». Оно располагается целиком в известняках и причленяется к главному рудному телу по восстанию.

Руды месторождения Верхнее представлены скарново-сульфидной рудной массой. Рудные минералы рассеяны по всей массе скарна. Главным минералом скарнов является марганцовистый геденбергит в виде длинношестоватых и радиально-лучистых агрегатов (рисунок 31). Он составляет около 90 % породы. Присутствует немного граната, диопсид и в небольшом количестве силикаты. Сульфиды развиваются метасоматически, замещая геденбергит, или переслаиваются с ним в виде концентрически зональных образований.



1 – андезиты; 2 – кварцевые порфиры; 3 – известняки; 4 – кремнистые сланцы; 5 – геденбергито-сульфидное рудное тело; 6 – проекция рудного тела; 7 – залежи галмеевых руд; 8 - разломы

Рисунок 30 – Схематический разрез-проекция через месторождение Верхнее. По И.Н. Томсону и Н.Н.Мозговой

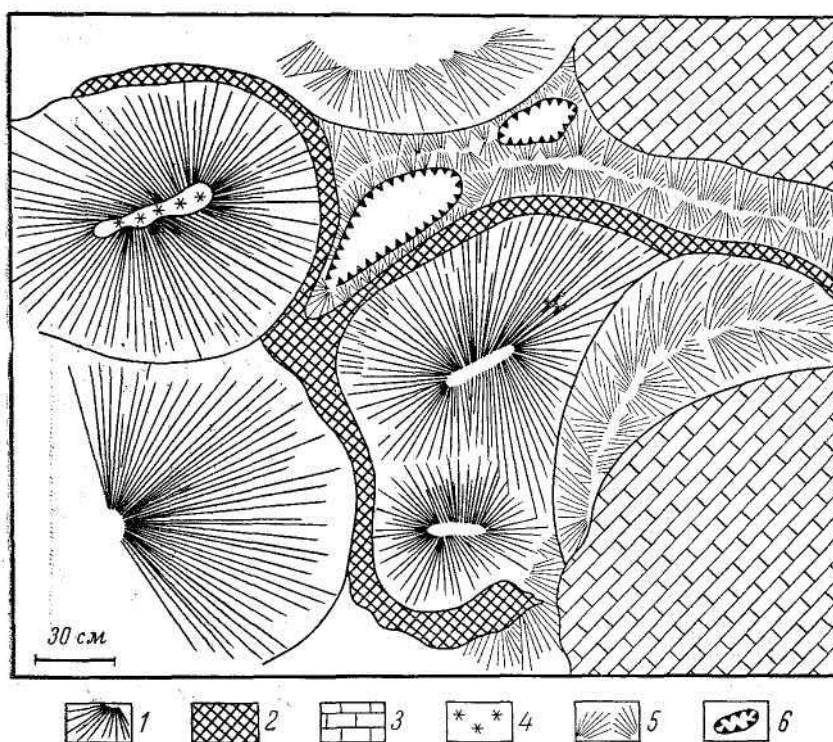
Главные рудные минералы представлены галенитом и сфалеритом; второстепенное значение имеют халькопирит, пирротин, арсенопирит; нерудные — кальцит и кварц. Очень редко встречаются блеклая руда, пирит, марказит и некоторые другие минералы.

Главными полезными компонентами руд являются свинец, цинк и серебро. В качестве примеси присутствуют медь, висмут, кадмий. Отношение свинца к цинку равно 2 : 3. С глубиной это отношение изменяется в пользу цинка. Серебро и висмут связаны с галенитом. Кадмий образует примесь в сфалерите.

От поверхности до глубины 100 м руды затронуты процессами выветривания. Интенсивные изменения наблюдаются только до глубины первых двадцати метров. До этой глубины были развиты окисленные руды, представленные смесью гидроокислов железа и марганца, церусситом с примесью малахита, азурита, смитсонита. В лежащем боку трубообразных

рудных тел в известняках были выработаны гнезда переотложенных цинковых (галмейных) руд.

Глубина формирования месторождения довольно точно вычисляется на основании региональных геологических исследований. Установлено, что мощность толщ, которые перекрывали рудовмещающие породы в третичное время (в момент образования месторождения), была не более 500 м. Предполагают, что скарново-рудные тела удалены на большое расстояние от активного рудоносного интрузива, не обнаженного современным эрозионным срезом и не обнаруженного глубокими горными выработками и буровыми скважинами.



1 – геденбергит длинноручистый; 2 – сульфиды (сфалерит); 3 - известняк; 4 – геденбергит короткоручистый и плотный; 5 – геденбергит среднелучистый до длинноручистого в виде розеток; 6 – открытые полости

Рисунок 31 – Крупные шаровидные агрегаты геденбергита на одном из участков рудного тела северо-восточной группы (зарисовка)

Некоторые исследователи месторождения считают, что собственно рудный этап минерализации носит гидротермальный характер. Однако и они подчеркивают, что скарнообразование и оруденение являются последовательными стадиями единого процесса минерализации.

3.1.2 Класс магнезиальных скарнов

Тип оловорудные скарны

Богемский оловоносный скарновый массив

Богемский или Чешский массив принадлежит к числу важнейших металлогенических провинций Европы. В недавнее время в его северной части выявлена серия месторождений олова в скарнах, в числе которых имеются объекты с крупными запасами руд. Эти месторождения, отличающиеся от классических оловянно-грейзеновых месторождений Богемского массива, были обнаружены в ходе интенсивных геологоразведочных работ на уран.

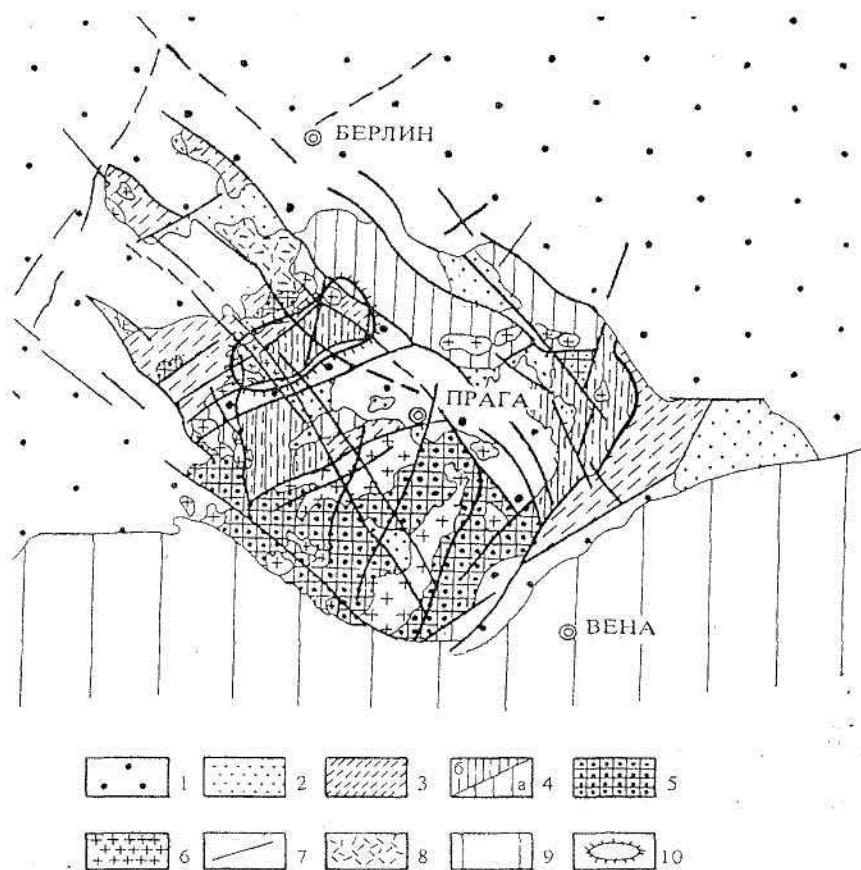
Для Богемского массива это новый промышленный или генетический тип оловянного оруденения. В других регионах мира, особенно в Юго-Восточной Азии, скарновые месторождения олова имеют важное экономическое значение.

Геологическое положение оловоносных скарнов

Богемский массив представляет собой срединный массив в палеозойской геосинклинальной системе Центральной Европы, превратившейся в конце перми в эпигерцинскую платформу (рисунок 32).

Жесткое гнейсо-сланцевое основание этого региона в раннем палеозое подверглось гранитизации и в карбоне – ранней перми было прорвано огромными многофазными плутонами гранодиорит-гранитного и гранитно-лейкогранитного состава.

Оловоносные скарны преимущественно распространены в северной части Богемского массива и в основном находятся на территории Рудновогорского-Пихтовогорского антиклинория (РПА). Последний рассматривается как обособленный тектонический блок с устойчивым геоантиклинальным режимом развития в течении герцинского цикла. Северо-восточная половина этого блока сложена допалеозойскими биотитовыми и двуслюдяными гнейсами, юго-западная различными по составу сланцами кембрия и филлито-сланцами ордовика (рисунок 33).

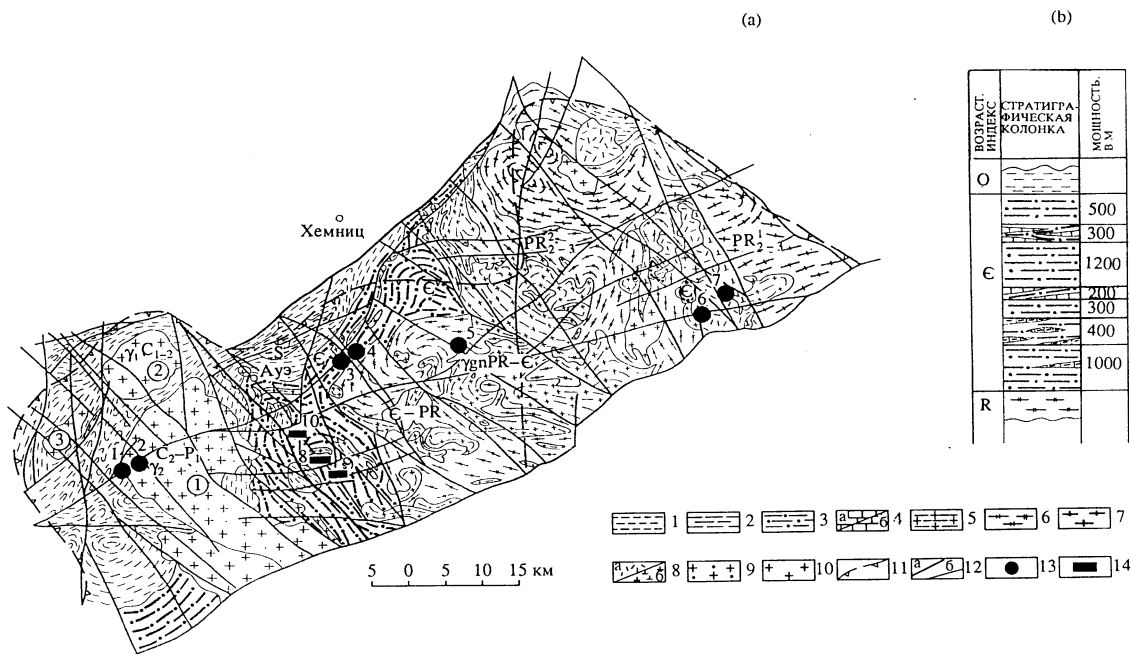


1- платформенный чехол; 2- орогенная моласса (C_2-P_1); 3- палеозойский геосинклинальный комплекс ($O-C_1$); 4- кембрийско-рифейский комплекс: слабометаморфизованный (а), претерпевший метаморфизм средней интенсивности (б); 5- метаморфический комплекс среднего-раннего рифея; 6-варисцийские граниты; 7- разломы; 8- орогенные (C_2-P_1) вулканиты; 9- альпийская область; 10- контур оловорудного района.

Рисунок 32 - Геологическое строение Богемского массива

Рудногорский плутон сложен интрузивными породами двух многофазных комплексов: (позднекаменноугольного) горского, представленного биотитовыми гранитами стандартного типа, по Л.В. Таусону (1977), и (раннепермского) рудногорского, в составе которого преобладают лейкограниты литий-фтористого типа, согласно классификации того же автора.

Породы обоих комплексов отличает высокая глиноземистость, преобладание К над Na, общая обогащенность летучими (F) и литофильными (Sn, W, Li, Rb, Cs, Be) элементами.



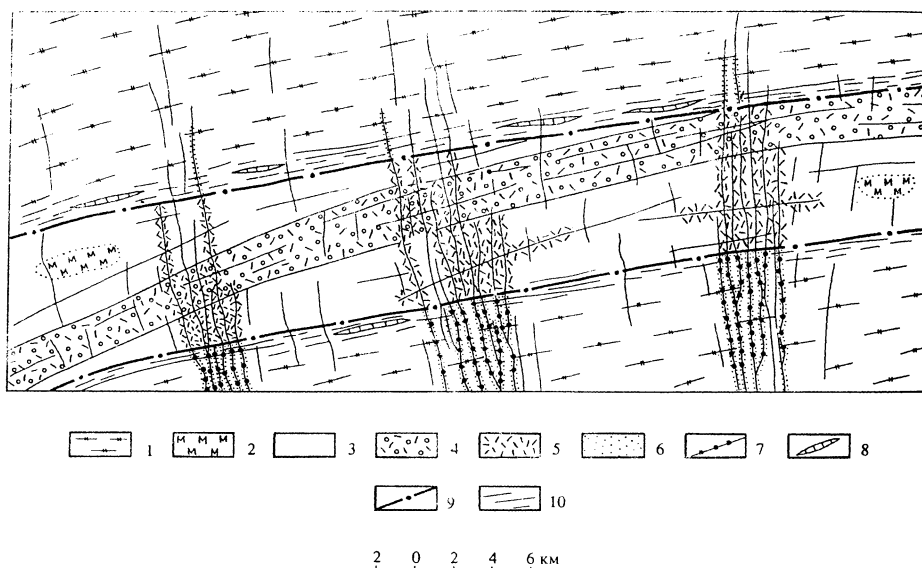
1-сланцы (S-D); 2- филлито-сланцы (O); 3- сланцы (?); 4-карбонатные породы: мраморизованные известняки (а) и доломиты (б); 5-гранито-гнейсы; 6-двуслюдяные гнейсы; 7-биотитовые гнейсы; 8- субвулканические породы (C₂- P₁): липариты (а), кварцевые порфиры и гранит-порфиры (б); 9-лейкограниты; 10-биотитовые граниты; 11-граница Рудногорского гранитного плутона, по геофизическим и буровым данным; 12-разломы; 13-жильно-штокверковые оловянные и оловянно-вольфрамовые месторождения (1-Танненберг, 2-Готтесберг, 3-Гайер, 4- Зау-Берг, 5- Поберехау, 6- Цинвальд, 7-Альтерберг); 14- пластообразные оловоскарновые месторождения (Хеммерляйн, Теллерхойзер, Пела-Глобенштайн).

Рисунок 33 - Геологическая карта РПА (а) и стратиграфическая колонка толщи пород кембрийского возраста (б)

Основная масса оловоносных скарнов РПА также тяготеет к Рудногорскому плутону, но сосредоточена исключительно в его экзоконтактной зоне шириной 700-800 м. Скарновые залежи имеют линзовидно-пластообразную форму и возникли в результате замещения пластовых тел, карбонатных, алюмосиликатно-карбонатных и алюмосиликатно-карбонатсодержащих пород, которые неравномерно распределены в стратиграфическом разрезе сланцевой толще кембрийского возраста. Характерно, что в нижней части разреза кембрийских сланцев распространены доломитовые, а в средней и верхней – кальцитовые мраморизованные известняки (рисунок 33). Сканированию в основном подверглись интенсивно нарушенные горизонты названных выше пород.

Наиболее благоприятным для развития оловянного оруденения явились известковые скарны, а внутри них те участки, в которых скарновые минералы замещены амфиболовой и амфибол-магнетитовой минерализацией. Именно в подобных породах образовались наиболее крупные пластообразные касситеритовые залежи со средним содержанием олова 0,4-0,6 %.

Внутри скарнов оловянное оруденение распространяется либо на всю их мощность, либо локализуется в виде послойных тел, приуроченных к их лежащим, реже к висячим бокам скарновых горизонтов. Нередко встречаются рудные тела, которые под острым углом пересекают мощные скарновые залежи (рисунок 34).



1- кварц-слюдяные сланцы; 2- магнезиальные скарны; 3- известковые скарны; 4- апоскарновые амфиболовые и наложенные на них кварц-хлорит-касситеритовые метасоматиты; 5- околотрещинные кварц-хлорит-касситеритовые метасоматиты; 6- околотрещинные топаз-кварц-мусковитовые грейзены; 7-кварц-касситеритовые жилы; 8-прожилки кварца; 9- тектонические швы; 10- мелкие минерализованные разрывы и трещины.

Рисунок 34 - Соотношение скарнов, амфибол-магнетитовых метасоматитов кварц-хлорит-касситеритовых метасоматитов и околотрещинных грейзенов (вертикальный разрез)

Распределение касситеритовой минерализации в пределах отдельных рудных тел весьма неравномерное. Наряду с бедными (0,1-0,2 %) и рядовыми (0,3-0,5 %) по содержанию олова рудами встречаются участки, характеризующиеся высокими (до 1-3 % и выше) содержаниями олова.

Условия формирования рудоносных скарнов

Скарны РПА сформированы в течение нескольких стадий минералообразования. Наиболее ранними являются магнезиальные скарны, которые развились по доломитовым мраморам. Они пользуются ограниченным распространением и встречаются в виде реликтов. Магнезиальные скарны сложены оливином (70 % форстерита, 30 % фаялита), шпинелью, диопсидом, кальцитом.

Минералы следующей стадии формировались путем замещения раздробленных магнезиальных скарнов. Наиболее интенсивно в рассматриваемую стадию происходило образование флогопита и флюорита.

Преобладающие разновидности скарновых пород РПА – это известковые скарны, которые развились по кальцитовым мраморам, замещали раздробленные магнезиальные скарны, а также минералы, возникшие в предыдущую стадию – стадию бор-фторового метасоматоза. Главные минералы известковых скарнов – пироксен и гранат. Известковые скарны располагаются обычно среди скарноидов и сканированных сланцев, заметно превышающих их по объему.

Железосодержащие скарновые минералы отличаются повышенными содержаниями олова. Наиболее обогащен им зеленый андрадит, в котором содержится 0,57-0,61 % олова. В других скарновых минералах содержание олова колеблется от 280 до 700 г/т.

Завершает скарнообразование амфибол-магнетитовая ассоциация, которая метасоматически замещала раздробленные известковые (рисунок 34), реже – магнезиальные скарны, с наложенной на них бор-фторовой минерализацией.

Таким образом, рассмотренные выше типы скарнов и локализованное в них оловянное оруденение образовались в разные стадии минералообразования. Этот вывод подтверждают дискретность формирования магнезиальных и известковых скарнов и хлорит-кварц-касситеритовых метасоматитов; их разобщенность тектоническими деформациями; нахождение касситеритовых рудных тел на различных уровнях скарновых залежей и кососекущее положение оруденения внутри горизонтов скарнов значительной мощности; резкое отличие минерального состава скарнов (амфибол, магнетит, реликты пироксена и граната) и

рассматриваемого оруденения (хлорит, кварц, кальцит, гематит, касситерит, иногда шеелит и сульфиды; неодинаковые температурные условия образования скарнов (430-370 °С) и касситеритовых руд (370-300 °С).

Следовательно, оловоносные скарны РПА представлены тремя совмещенными и последовательно проявившимися в окологранитном пространстве высокотемпературными минеральными ассоциациями: магнезиальными скарнами с завершающим их бор-фторовыми метасоматитами, известковыми скарнами и наложенными на них амфибол-магнетитовыми метасоматитами, метасоматическим хлорит-кварц-касситеритовым оруденением.

Процессы скарнообразования сопровождались привнесом олова, которое фиксировалось в виде изоморфных примесей в железосодержащих скарновых минералах (гранат, пироксен, везувиан, амфибол, людвигит и др.)

Касситеритовое оруденение в скарнах сформировалось в высокотемпературную кислотную грейзеновую стадию послемагматического процесса и обусловлено нейтрализацией грейзенизирующих растворов при взаимодействии со скарнами.

Контрольные вопросы и задания

- 1 Какие типы скарновых месторождений выделены?
- 2 С какими магматическими породами ассоциируются скарновые месторождения?
- 3 Перечислите главные рудообразующие и породообразующие минералы скарновых месторождений.
- 4 Охарактеризуйте особенности рудных тел скарновых месторождений.
- 5 Какие осадочные комплексы пород включают скарновые месторождения?
- 6 Какими минералами представлены руды месторождения Горы Благодать?
- 7 Охарактеризуйте геологическое строение месторождения Верхнее?
- 8 Охарактеризуйте геологическое положение оловоносных скарнов.
- 9 Назовите стадии минералообразования скарнов РПА.

4 Альбититовые и грейзеновые месторождения

Альбититы и грейзены представляют собой щелочные метасоматиты, образованные постмагматическими или метаморфическими пневматолито-гидротермальными флюидами. Их объединяет общность происхождения, локализации и источника вещества. Обычно зоны альбитизации и грейзенизации развиваются в апикальных частях массивов кислых и щелочных гипабиссальных изверженных пород. Формирование этих метасоматитов началось с появлением на нашей планете больших масс гранитоидов (2,5 млрд лет) и возросло вплоть до киммерийского времени. Затем установился равномерный прирост их объемов. Интрузивные комплексы, с которыми связаны альбититы и грейзены, являются типоморфными образованиями, маркирующими определенные геодинамические обстановки: зоны столкновения континентальных литосферных плит; заключительные стадии развития орогенных поясов; магматические дуги активных окраин континентальных плит; зоны глубинных разломов и сопутствующих им рифтовых систем; области активизации древних платформ [19].

Флюидные потоки, фильтруясь через граниты нормальной и повышенной щелочности и просто щелочные породы, альбитизируют апикальные части интрузий, особенно интенсивно выступы и апофизы, а избыток калия выносят и связывают в грейзенах, которые накапливаются на границах альбитизированных гранитоидов с вмещающими породами и среди последних. Эти потоки особенно активно выщелачивают из пород, по которым фильтруются, многие металлы, которые затем в метасоматитах образуют аномальные, вплоть до рудных концентрации. Такими типоморфными элементами для альбититов являются цирконий, ниобий, торий, а для грейзенов — бериллий, литий, олово и вольфрам. О масштабах процессов выщелачивания и выноса элементов можно судить, например, по поведению олова (по В.Л. Барсукову). В неизмененных гранитах его содержание составляет 26 г/т, при этом в биотите 200 - 300 г/т; в зоне выноса 4 - 5 г/т, а в образовавшемся здесь мусковите - 20 - 30 г/т. Установлено, что по мере усиления общей щелочности процесса объем альбитизированных пород

возрастает, а в грейзенизированных падает. В связи с этим в породе обычно встречаются грейзены без альбититов и, наоборот, альбититы без грейзенов.

Физико-химические условия образования. Воздействие горячих постмагматических растворов на интрузивные породы приводило к развитию процессов калиевого метасоматоза (ранняя микроклинизация) в ядерных частях массивов в обстановке повышенного давления. В этих же интрузиях вдоль верхней периферической части массивов в условиях падения давления протекала ранняя альбитизация.

На фоне падения температуры с 620 °С до 450 °С и возрастающей кислотности раствора происходила смена раннего калиевого метасоматоза натриевым. В условиях максимальной кислотности, наступавшей в момент перехода флюида из надкритического (пневматолитового) в гидротермальное состояние, протекала стадия грейзенизации. Высокая кислотность была обусловлена появлением свободных кислых анионных компонентов в результате диссоциации неустойчивых ацидо-комплексов при появлении жидкой водной фазы. В условиях высокой активности фтора и бора из пород выносились щелочи, алюминий и многие элементы-примеси. По мере накопления щелочей и дальнейшего падения температуры кислотность раствора понижалась и под его воздействием происходили мелкомасштабные выделения поздних альбита и затем микроклина.

Как уже отмечалось при рассмотрении наиболее ранних поздне- и постмагматических образований (пегматитовых, скарновых и др.), что для них характерны только метасоматические рудные тела. Первые жилы заполнения появляются лишь в связи с грейзенами и с последующими гидротермальными образованиями. Это связано с тем, что именно в данный момент эволюции флюидной системы давление растворов достигает критической величины, достаточной для раскрытия жильных трещин, т.е. превышающее давление гидроразрыва. Хронологически граница между чисто метасоматическим и комбинированным метасоматически-секреционным отложением минералов точно совпадает с моментом смены щелочного метасоматоза кислотным выщелачиванием. Таким

образом, для формирования грейзенов необходимо наличие открытых или открывающихся трещин и присутствие гетерофазного субкритического состояния флюида. Образование последнего происходило в условиях повышенного давления в закрытой системе. Снятие давления приводило к гравитационной сепарации и частичной конденсации флюида. В результате образовывалась газовая фаза, обогащенная кислотными компонентами (CO_2 , HCl , HF , SO_2 , H_2S), и щелочная остаточная жидкость, содержащая SiO_2 , NaCl , KCl , NaOH , KOH и соединения трудно растворимых металлов.

Согласно данным изучения газовой-жидких включений в минералах грейзенов установлено, что в их образовании участвовали натрий-калий-хлор-углекислотные флюиды. При этом концентрация натрия была в несколько раз большая, чем калия, а содержание всех других элементов, помимо отмеченных выше, примерно на два порядка меньше суммы главных компонентов. Типичен флюид « $\text{NaCl-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ », для которого возможно существование гетерофазного равновесия «газ-жидкость» во всем диапазоне температур и давлений. В каждую стадию этого процесса в связи с падением температуры и давления происходило понижение концентраций углекислоты и хлоридов. Одной из возможных причин подобного явления представляется смешивание магматических и метеорных вод. Кислотность флюидов, достаточная для образования грейзенов и гидротермалитов, образуется растворами, возникающими при конденсации газовой фазы на стенках раскрытых трещин.

В экспериментальных условиях Г.П. Зарайским получены метасоматические колонки грейзенов, близкие к наблюдаемым на природных объектах:

1) кварц-топазовая получена при воздействии на лейкогранит раствора $1,0 \text{ M HF} + [\text{SiO}_2] + [\text{Al}_2\text{O}_3]$ при температуре $500 \text{ }^\circ\text{C}$, давлении 100 МПа в течение 336 часов. Раствор был насыщен кремнеземом и глиноземом;

2) кварц-мусковитовая фация образуется введением в раствор KF (10^{-3} m) в диапазоне температур $600 - 300 \text{ }^\circ\text{C}$;

3) кварцевые грейзены возникают также по лейкогранитам при следующих

условиях эксперимента: раствор 0,08 m HF насыщен SiO_2 и насыщен Al_2O_3 , температура 400 °C, давление 100 МПа.

Грейзеновые месторождения формируются на глубинах 5-1 км, что соответствует литостатическому давлению 130-6 МПа; температурный градиент на 100 м вертикального разреза составляет в начале процесса 20-5 °C, а в конце - 2,5 °C. Концентрация рудоносного флюида последовательно снижается от 460 г до 100 г на 1 кг H_2O .

Альбититовые месторождения

Они представляют собой штокообразные массы метасоматически преобразованных куполов и апофиз материнских изверженных пород, достигающих площади в несколько квадратных километров и обычно распространяются на глубину в первые сотни метров, реже до 600 м. и более. Значительно реже альбитизация распространяется на породы кровли. Альбитит представляет собой лейкократовую породу, в которой на фоне мелкозернистой основной альбитовой массы отмечаются порфировые выделения кварца и микроклина, а также пластин слюд или щелочного амфибола, реже пироксена. Выделяют два типа месторождений:

- 1) в связи с интрузивными массивами;
- 2) без связи с магматическими комплексами.

Первый тип локализован в метасоматически переработанных куполах и апофизах нормальных и субщелочных гранитов. Для этих месторождений обычна вертикальная зональность, которая в нормальных гранитах выражается в развитии следующих зон (снизу вверх):

- 1) биотитовый гранит;
- 2) двуслюдяной гранит;
- 3) альбитизированный гранит;
- 4) альбитит;
- 5) грейзен.

Минеральный состав альбититов в существенной степени зависит от состава исходных пород и заметно изменяется в соответствии с их щелочностью. В связи с гранитами нормального ряда формируются мусковит-микроклин-кварц-альбитовые

породы с ведущим для них бериллием. В литионит-микроклин-кварц-альбитовых породах субщелочных гранитов типичными являются литий, рубидий, тантал и ниобий. Для биотит-кварц-альбитовых образований щелочных гранитов характерны: цирконий, ниобий и иттриевые редкие земли.

Практический интерес при разработке альбитов могут представлять ниобий, цирконий, торий, литий, бериллий и редкие земли.

Фениты развиваются в ореолах щелочных пород, особенно при внедрении их в гранитоиды. Они уже упоминались при характеристике карбонатитовых месторождений. Вмещающие породы претерпевают вначале высокотемпературный калиевый метасоматоз с образованием зон калиевых полевых шпатов, а затем более низкотемпературный натриевый метасоматоз с образованием альбититов. Поэтому среди фенитов, также как и среди линейных альбититов различаются полевошпатовые метасоматиты калиевого, натриевого и смешанного состава. Преобладающими и наиболее существенными являются натриевые полевошпатовые метасоматиты, т.е. альбититы. Прерывистые кольца фенитов имеют ширину от десятков до сотен метров.

Второй тип не имеет установленной связи с магматическими комплексами. Он развит вдоль зон региональных глубинных разломов, пересекающих кристаллический фундамент древних платформ. Разломы эти имеют региональный характер и относятся как к пограничным, располагающимся на стыке разнородных блоков, так и к внутренним. Возникновение линейных альбититов обусловлено воздействием химически активных горячих растворов, восходящих по разломам. Источником этих растворов одни геологи считают скрытые на глубине гранитные интрузии, другие приписывают им метаморфическое происхождение. Также растворы отличались подвижным поведением воды, углекислоты, кремнезема и щелочей при особо высокой подвижности последних. Уменьшение давления и температуры растворов по мере их восхождения приводило к распаду высокотемпературных комплексных соединений и диссоциации сильных кислот. Поэтому и в результате взаимодействия растворов стадии раннего калиевого метасоматоза с вмещающими породами снижалась щелочность растворов, что приводило к увеличению активности более

слабых оснований и к смене существенно калиевого метасоматизма, более поздним натровым. В соответствии с этим среди рассматриваемых линейных полевошпатовых метасоматитов главное значение приобретают три рудные формации:

- 1) калиевые метасоматиты преимущественно с бериллиевыми рудами;
- 2) калиевые метасоматиты с тантало-ниобиевым оруденением;
- 3) натровые метасоматиты с урановым оруденением.

Калиевые метасоматиты формировались на самой значительной глубине (8-10 км), калинатровые - на средней (6-8 км) и натровые на меньшей (4-6 км).

В линейных полевошпатовых метасоматитах сосредоточены существенные ресурсы руд урана и тория, бериллия, отчасти тантала, ниобия, редких земель.

Грейзеновые месторождения

Грейзеновые месторождения формируются в апикальных выступах гранитных массивов и в алюмосиликатных породах, реже в основных и карбонатных породах их кровли (рисунок 35).

Грейзен представляет собой агрегат слюды (мусковит, биотит, циннвальдит) и кварца с примесью турмалина, топаза, флюорита и сопровождающих их рудных минералов (касситерита, вольфрамита, молибденита, берилла, литиевых слюд). Выделяют эндо- и экзогрейзены. На долю эндогрейзенов приходится более 80 % объема этих метасоматитов. Они слагают штоки и жилы и развиваются на 300 - 500 м вглубь от кровли массива. Экзогрейзены образуют штокверки, распространяющиеся по вертикали до 1500 м от контакта интрузии.

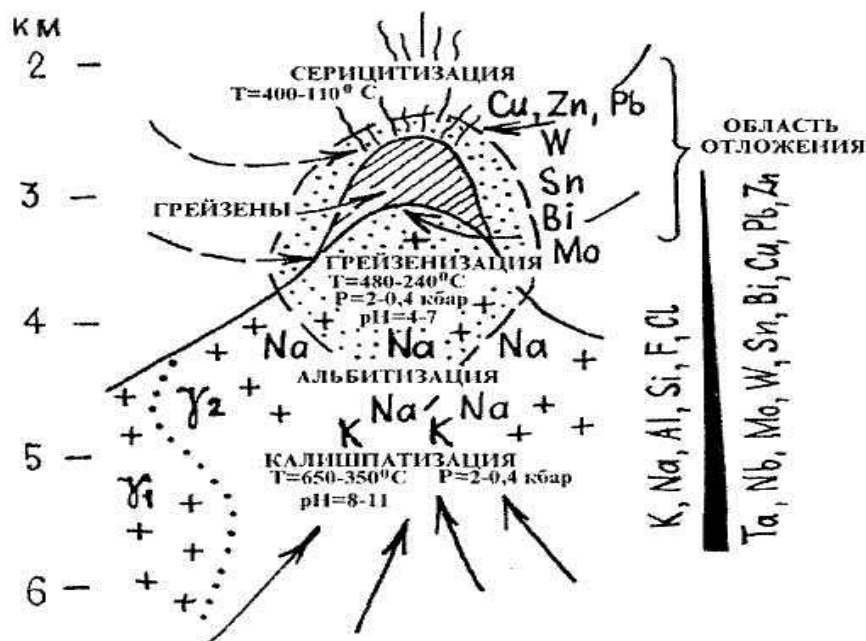
Привнос рудных элементов и формирование месторождений происходили в конце длительного и прерывистого процесса грейзенообразования, синхронно с развитием рудоконтролирующих структур.

Различные авторы выделяют от 8 до 13 стадий рудообразования. По Д.В. Рундквисту, их можно объединить в три группы:

- 1) раннюю - отлагаются минералы молибдена, вольфрама и олова;
- 2) среднюю - выделяются минералы тантала, ниобия, бериллия и лития;
- 3) позднюю - образование сульфидов, флюорита и карбонатов.

На месторождениях установлены интравудные дайки гранит-аплитов. С грейзенами связаны месторождения олова (касситерит), вольфрама (вольфрамит), лития (литиевые слюды), бериллия (в грейзенах: силикатных - берилл; карбонатных - фенакит, берtrandит и гельвин; по основным породам - хризоберилл и изумруд).

Обычно месторождения комплексные: олово-вольфрамовые, вольфрам-молибденовые, молибден-бериллиевые, литиево-бериллиевые и вольфрам-молибден-бериллиевые. Как правило, месторождения богатые, но запасы редко бывают значительными.



Сплошными стрелками показаны потоки магматических флюидов, пунктирными — метеорных подземных вод

Рисунок 35 - Принципиальная схема вертикальной минералого-геохимической зональности альбитит-грейзеновых рудоносных образований (по В.И. Синякову) [19]

- Характерными чертами альбитит-грейзеновых месторождений являются:
- связь с лейкогранитами малых редкометаллоносных многофазных гипабиссальных интрузий;
 - локализация в апикальных частях, куполах и апофизах гранитных массивов;

-вертикальная зональность снизу вверх: калишпатолиты - альбититы - грейзены (рисунок 35);

-контракционные, магматического давления и газоразрывные рудоконтролирующие разломы;

- жильные и штокверковые формы рудных тел, их локализация вблизи экранирующей границы раздела гранитный массив — вмещающие породы.

Основные типы альбитит-грейзеновых рудных формаций: редкометальных альбититов (плато Джое в Нигерии и др.); кварцево-жильно-грейзеновая с касситеритом, вольфрамитом, молибденитом, бериллом, колумбитом (Циновец и др. месторождения Западной Европы, Джидинского рудного поля Забайкалья и др. в Юго-Восточной Азии); скарново-карбонатно-грейзеновая бериллиевых руд; изумрудоносных грейзенов с хризобериллом, фенакитом и молибденитом (Изумрудные копи на Урале).

4.1 Описание представительных типов месторождений

4.1.1 Класс альбититовых месторождений

Тип редкометальные

Альбититы и альбитизированные граниты на площади Ангаро-Витимского батолита

Альбитизированные граниты во многих случаях содержат повышенные количества редких металлов и нередко служат реальным источником для извлечения и последующего промышленного получения Nb, Ta, Zr, Sn, TR. Эти породы известны в южном складчатом обрамлении Сибирского кратона, а на территории Западного Забайкалья установлено около 20 таких массивов. Значительная их часть приурочена к Ангаро-Витимскому гранитному батолиту, который относится к числу крупнейших плутонов, занимая площадь около 400 тыс. км. Время его формирования по многочисленным геохронологическим данным средний-поздний палеозой. Несмотря на столь широкое проявление магматизма, на этой площади известны лишь рудопроявления и мелкие месторождения Mo, W, Sn,

Ta, Nb, PЗЭ. Причина состоит в глубоком эрозионном срезе массивов, а также распространенности автохтонных фаций.

Альбитизированные граниты и альбититы (Сайвонинский, Ирбо, Муйский, Безымянский, Оймурский) в пределах Ангаро-Витимского батолита, сопровождающиеся также калиевым метасоматозом, отвечают всем признакам апогранитов. Это небольшие по размерам массивы и дайки, расположенные среди останцов осадочных и метаморфических толщ и представляющие собой в разной степени альбитизированные апикальные части гранитных выступов. Можно полагать, что их появление - результат глубокой дифференциации магматического расплава с накоплением летучих и экстракцией редких элементов. В них установлены минеральные фазы Nb, Ta, Y и PЗЭ.

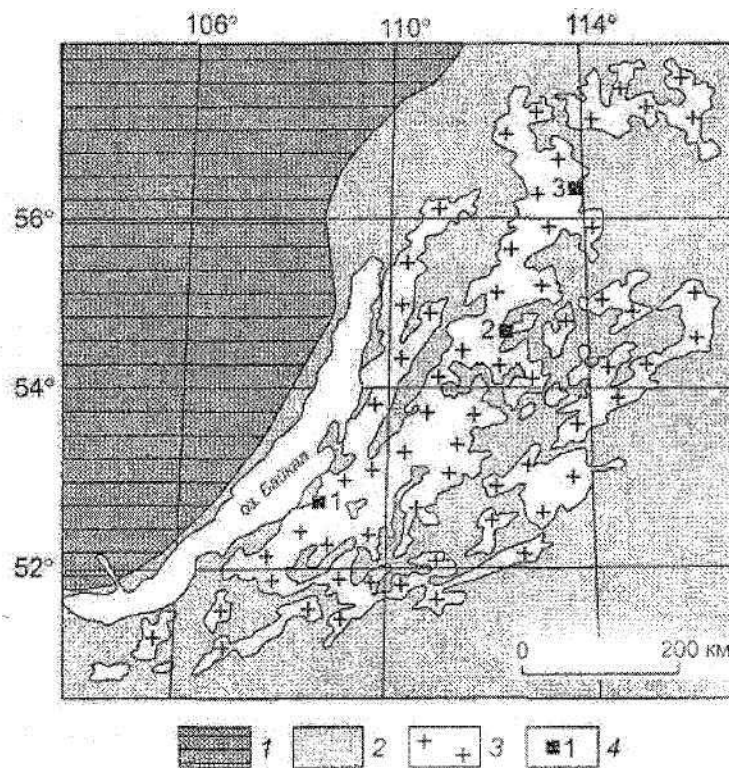
По сравнению с известково-щелочными породами батолита в альбитизированных гранитах существенно выше кремнекислотность и щелочность, более высокие концентрации Rb, Li, Nb, Zr, F, ниже содержания Mg, Ca, Fe, Sr, Ba.

В связи с тем, что редкометальные и редкоземельные минералы в апогранитах представлены тонкой и рассеянной вкрапленностью, они выделены в основном из протолок с получением искусственного шлиха.

При рассмотрении Безымянского, Амнуннинского массивов и участка Ирбо (рисунок 36), было выявлено, что проявления первых двух близки к лейкогранитам редкометального литий-фтористого типа, третье представлено щелочными гранитами, содержащими щелочные пироксен и амфибол.

Безымянский массив лейкогранитов вытянут в северо-западном направлении на 6 км, имеет максимальную ширину - 3 км, резко снижающуюся (до 0,5 км) на водоразделе хребта, где обнажается его апикальная часть с остатками провесов кровли. Он прорывает раннедокембрийские мраморы с маломощными прослоями кварцитов и биотит-амфиболовых гнейсов (рисунок 37). В контактовой зоне и ксенолитах мраморы перекристаллизованы, содержат плагиоклаз, диопсид, тремолит, титанит, реже отмечается апатит. Массив рассечен жилами мелкозернистых гранитов, аплитов, пегматитов.

Большая часть массива сложена среднезернистыми микроклин-альбитовыми породами. На контактах они более мелкозернистые, имеют иногда гнейсовидный облик. В гранитах, наряду с идиоморфными вкрапленниками микроклина и плагиоклаза, присутствуют округлые зерна кварца. Аллотриоморфный более мелкозернистый агрегат сложен лейстовидным альбитом, микроклином, кварцем и слюдой



1- Сибирская платформа, 2- южное складчатое обрамление, 3-гранитоиды Ангаро-Витимского батолита, 4- участки альбититов и альбитизированных пород (1- Безымянский, 2- Амнуннинский, 3- Ирбо)

Рисунок 36 - Ареал распространения гранитов Ангаро-Витимского батолита и расположения альбитизированных пород

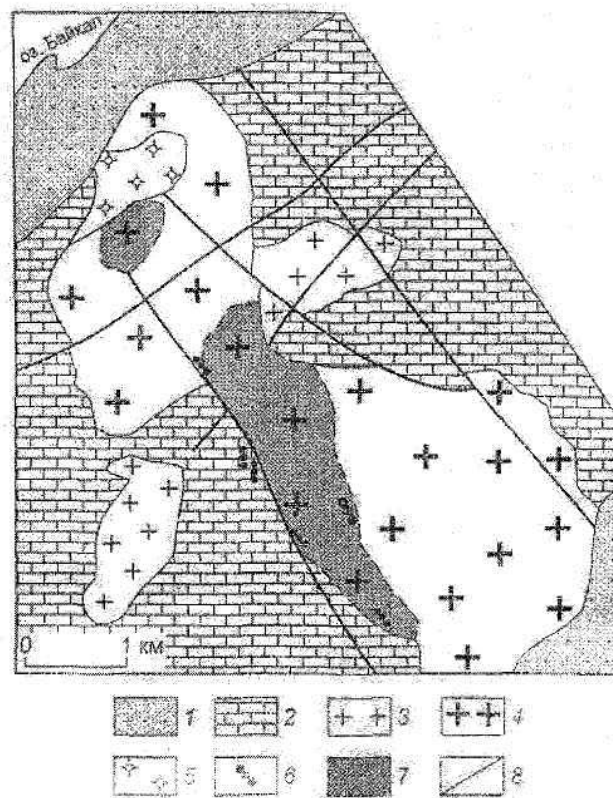
Среди биотитовых гранитов главной фазы встречаются роговообманковые разновидности. Амфибол в них обычно замещен магнетитом и эпидотом. Отличительной особенностью их является наличие микроклин-кварцевых агрегатов, окружающих вкрапленники щелочного полевого шпата. Скопления зерен биотита и магнетита (нередко с флюоритом), как и мелкозернистый базис породы, располагаются в основном в промежутках.

В апикальной части штока альбитизация более интенсивная, часто встречаются пегматоидные амазонит-альбитовые граниты. Здесь, наряду с биотитом, присутствуют чешуйки мусковита. В альбитизированных гранитах содержание Та варьирует в пределах первых тысячных долей процента, Nb 38-43 г/т, Zr 35-92 г/т, Nb/Та равно 5.

Главным носителем Nb является колумбит, меньшая часть его связана с фергусонитом и самарскитом. В цирконе, кроме Hf, отмечается повышенное содержание Y_2O_3 (0,3 мас. % в среднем) и ThO_2 (0,6 мас. %). Ниобий (до первых процентов) также присутствует в рутиле, ильмените и ильменорутиле. Торий и существенно легкие лантаноиды сконцентрированы в алланите, монаците. Многие минералы массива обогащены Mn. Биотит, ильменит и алланит содержат до 4,5 мас. % MnO , а среди магнетита встречаются разности близкие к составу яacobсита.

Амнуннинский массив находится на северной окраине Витимского плоскогорья в бассейне среднего течения р. Ципа. Он сложен мелко-среднезернистыми порфировидными микроклин-альбитовыми породами, прорывает вулканиты, известняки, доломиты и более ранние амфибол-биотитовые порфировидные граниты (рисунок 38). В контактовых частях массива в зонах закалки породы имеют мелко-тонкозернистые структуры. Главные породообразующие минералы представлены микроклином, плагиоклазом, кварцем и биотитом (до 8 %). Вмещающие песчаники и кислые вулканиты на контакте с гранитами превращены в биотитовые и биотит-кварцевые роговики. Ширина зоны экзоконтактового воздействия изменяется от первых десятков до нескольких сотен метров.

На ранней стадии метасоматических процессов в гранитах проявилась микроклинизация. Она приурочена к апикальной части интрузии и сопровождается частичным или почти полным замещением плагиоклаза микроклином и кварцем (лейкократовые мелкозернистые породы с выделениями округлых зерен кварца).



1- современные рыхлые отложения, 2- мраморы, 3- граниты муйского комплекса, 4- микроклин-альбитовые граниты, 5- биотит-роговообманковые граниты, 6- жилы микроклиновых пегматитов, 7-распространение амазонит-биотитовых гранитов, 8- тектонические нарушения

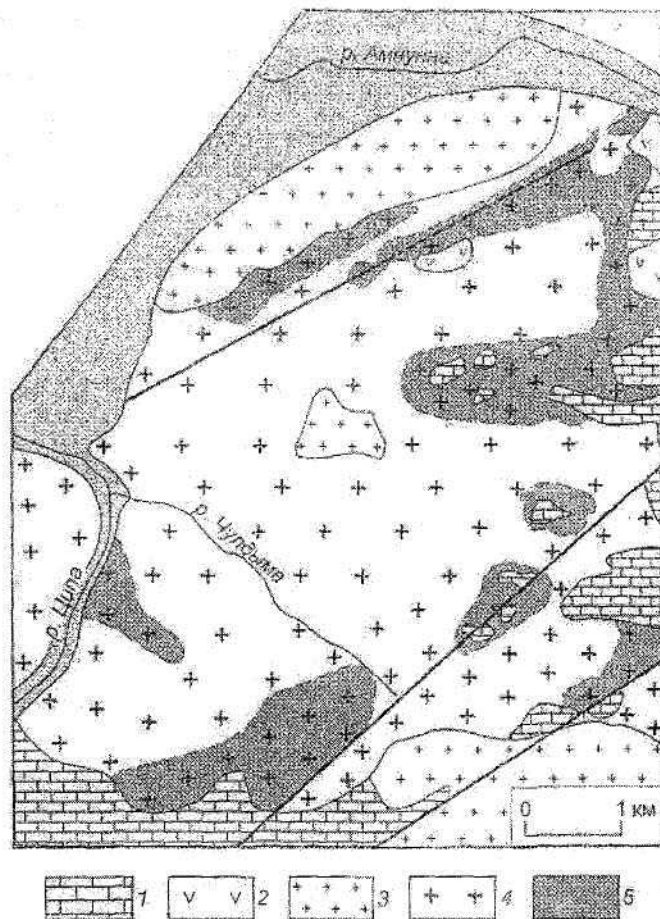
Рисунок 37 - Схема геологического строения Безымянского массива гранитов

Альбитизация также развита в апикальных частях. Она встречена в апофизах массива, а также вдоль отдельных тектонических нарушений, проявлена неравномерно, развивается по олигоклазу, микроклину. Обычно на альбит приходится 15-25 %, участками 40-50 % объема породы. Апикальность штока подтверждается большим количеством остатков провеса кровли, под которыми широко развита альбитизация.

Акцессорные минералы выделены из протолок. В слабоизмененном биотитсодержащем граните содержится до 0,4 % магнетита, около 0,15 % циркона и флюорита, в знаковых количествах встречаются апатит, ильменит, титанит, редкие кристаллики колумбит и монацита. Кроме того, установлены ильменит,

гематит, сульфиды, эпидот, амфиболы, титанит, апатит, флюорит, монацит, пироклор, колумбит.

Ниобий сконцентрирован в колумбите. От десятых долей до 1,5 мас. % Nb_2O_3 присутствует в титаните, торите. Концентраторами РЗЭ являются алланит, монацит, флюоцерит, иттрофлюорит. В первых трех минералах редкоземельные элементы представлены существенно легкими лантаноидами, в последнем — тяжелыми. Во флюоцерите, торите, алланите, монаците до первых процентов содержится иттрий.



1- карбонатные породы с прослоями песчаниками, 2- вулканиты кислого состава, 3- ранне-среднепалеозойские граниты, 4-позднепалеозойские граниты, 5- участки альбитизации

Рисунок 38 - Схема геологического строения Амуннинского массива гранитов

Как и в Безымянском массиве, отмечается повышенная марганцовистость минералов. В колумбите содержится 13,0-14,5 мас. % MnO, в биотите, алланите и арфведсоните - 2-4 мас. % MnO.

Минерализация, связанная со щелочными гранитами, изучена в верховьях р. Келяна на участках Водораздельный, Средний, Озерный I и II, где рифейские вулканы кислого и основного составов, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации, прорваны массивами и дайками габбро, габбро-долеритов, диоритов, амфиболовых и биотит-амфиболовых гранитов (рисунок 39). Поисково-оценочными работами щелочные граниты и связанные с ними альбититы прослежены на расстояние более 15 км. Тела гранитов имеют ширину до 500 м. Это мелкозернистые породы с неравномерно-зернистой, участками пегматоидной текстурой, сложенные микроклином (до 65 %), альбит-олигоклазом (до 35 %), кварцем, эгирином, рибекитом, биотитом. В состав аксессуарных минералов входят циркон, магнетит, фергусонит, ильменит, флюорит. Они сопровождаются маломощными дайками микроклин-кварц-альбитовых и существенно альбитовых метасоматитов.

Метасоматическому изменению подверглись также пегматиты, вмещающие сланцы, габброиды, встречаются тела, сложенные мелкозернистым антимонно-минеральным альбитом. Форма тел линзо- и плитообразная, мощность от 0,3 до 20 м, длина от десятков до 200 м. Кроме альбита, микроклина, кварца, в них присутствуют биотит, магнетит, амфибол, эпидот, флюорит и мусковит. По сравнению с породами Амнуннинского и Безымянского массивов в данных телах ниже концентрация марганца, а слюда представлена низкотитанистым (от 1,5 до 2,35 мас. % TiO₂) биотитом.

Апограниты имеют повышенную радиоактивность (60-190 мкР/ч), обусловленную торитом и такими минералами, как иттриалит, фергусонит, пирохлор, ксенотим, Y-бритолит. Рудная минерализация в основном рассеянная. В некоторых телах оруденение богаче, а распределение весьма неравномерное (Ta₂O₅ 0,005-0,018 %, Nb₂O₅ 0,05-0,15 %, ZrO₂ 0,1-0,6 %). В

висячих контактах жил встречаются гнезда, в которых содержание Ta_2O_5 достигает 0,09 %, Nb_2O_5 до 2,8 %, TR_Y до 2,95 %, TR_{Ce} до 5,7 %, ZrO_2 до 5%.

На проявлениях распространены иттрийсодержащие минералы, селективно обогащенные тяжелыми лантаноидами (фергусонит, иттриалит, таленит, ксенотим, Y-бритолит). Иттрий характерен также для ферсмита, титанита, торита. В составе ксенотима, таленита, иттриалита, Y-фергусонита присутствует от 8-10 мас. % до 14-17 мас. % тяжелых и средних лантаноидов. При этом содержание наиболее тяжелых лантаноидов и, в частности, Lu постоянно >1 % (до 2,7 %), а Yb 4 % (до 8-9 %).

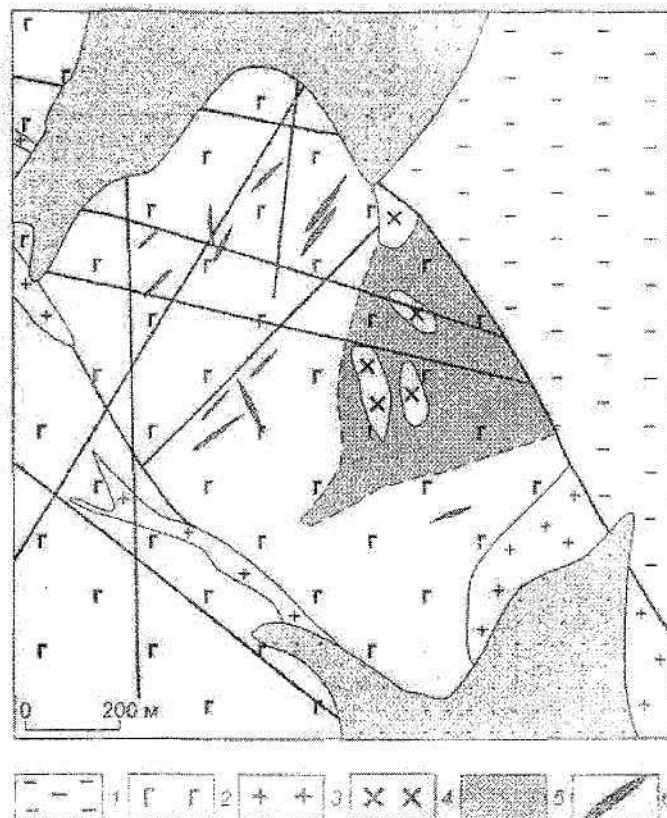
Фергусонит, как и чевкинит, представлен двумя типами. Один резко обогащен иттрием и тяжелыми лантаноидами. В другом иттрия в три раза меньше, преобладает неодим, содержится повышенное количество легких и средних лантаноидов.

Обычным минералом альбититов является также циркон, содержащий от 1 до 6 мас. % HfO_2 .

Для поисков продуктивных массивов предпочтительны площади вмещающих пород и останцы осадочно-метаморфических комплексов.

При этом альбититы, сопровождающие щелочные граниты, специализированы на иттрий, тяжелые и средние лантаноиды, а ниобий в них концентрируется в составе пирохлора, ферсмита и фергусонита. В отличие от них для альбититов, связанных с лейкогранитами, характерен колумбит, а в составе РЗЭ большую роль играют легкие лантаноиды.

Зона распространения альбититов в бассейне р. Ирбо представляется перспективной на возможное обнаружение здесь промышленных концентраций иттрия и тяжелых лантаноидов. В бассейнах рек Ирбо и Келяна в аллювиальных отложениях присутствует циркон, в повышенных количествах выделившийся при разрушении альбититов и альбитизированных гранитов. Этот циркон, содержащий эмульсионную вкрапленность иттриевых и иттриевоземельных элементов, может быть извлечен из аллювиальных россыпей.



1- осадочно-вулканогенная толща, 2- габброиды, 3- биотит-роговообманковые граниты, 4- граниты микроклиновые альбитизированные, 5- площадная альбитизация, 6- тела альбититов

Рисунок 39 - Схема геологического строения участка Водораздельные (проявление Ирбо)

4.1.2 Класс грейзеновых месторождений

Тип олово-вольфрамовые месторождения

Джидинское месторождение

Кварц-гюбнеритовое Джидинское месторождение расположено в Западном Забайкалье. Район месторождения сложен метаморфизованными породами нижнего палеозоя и прорывающими их каледонскими и киммерийскими гранитоидами. Все эти образования частично перекрыты угленосными отложениями нижнемелового возраста, заполняющими узкие вытянутые в северо-восточном направлении депрессии.

Отложения нижнего палеозоя представлены метаморфизованными

песчаниками, сланцами и эффузивами. Прорывающие их каледонские граниты и гранодиориты в свою очередь прорваны гипабиссальными штоками и дайками киммерийских гранитов, гранит-порфиров и сиенит-порфиров. Оруденение генетически связано с киммерийскими интрузиями.

В пределах площади рудного поля, составляющей около 50 км², развита система крупных крутопадающих широтных (в меньшей степени северо-западных) жил, штокверков и отдельных прожилков в интрузивных породах (рисунок 40). Длина жил по простиранию измеряется сотнями метров до 1 км и более, глубина распространения промышленного оруденения измеряется сотнями метров.

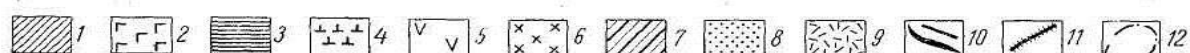
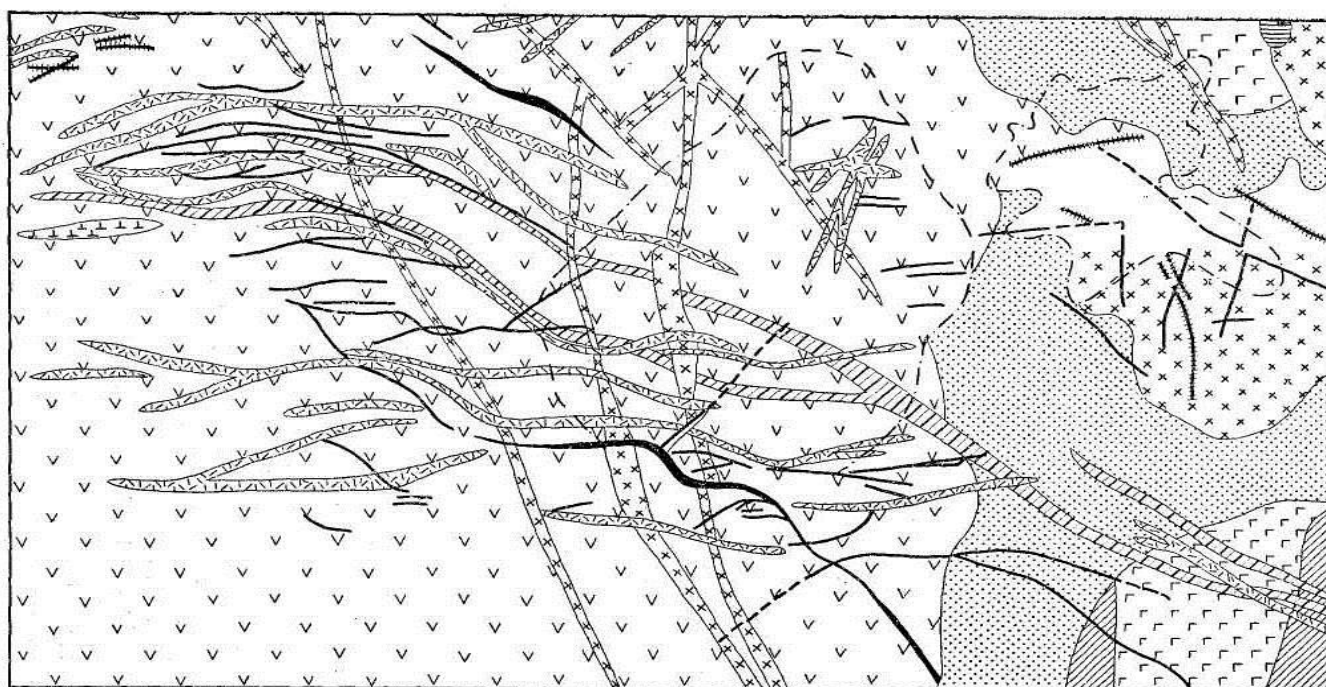
Жилы довольно разнообразны по составу и отличаются друг от друга по времени образования и температуре отложения минерального вещества. Из многочисленных типов рудных тел по составу и пространственному положению можно выделить следующие основные:

1) широтные кварц-ортоклазовые жилы, залегающие среди интрузивных пород и содержащие апатит, фиолетовый флюорит, крупнокристаллический гюбнерит, иногда пирит и молибденит;

2) широтные кварц-гюбнеритовые жилы, также залегающие среди интрузивных пород (главные в промышленном отношении). Они состоят из серого кварца, крупнокристаллического гюбнерита (с кристаллами размером до 25 см), альбита, содержат также зеленый флюорит и молибденит;

3) северо-западные кварц-карбонатные жилы, располагающиеся в экзоконтакте интрузивных пород, содержащие кварц, родохрозит, среднезернистый гюбнерит, флюорит, пирит, шеелит, блеклые руды. Руды часто обладают полосчатой текстурой;

4) сульфидные жилы, состоящие из белого кварца, флюорита, микроскопических выделений игольчатого гюбнерита, пирита, родохрозита, блеклых руд, сфалерита и галенита;



Кембрийские породы: 1 – метаморфизованные сланцы; 2 – диабазовые, роговообманковые и плагиоклазовые порфириды, спилиты и альбитофиры. Палеозойские породы: 3 – серпентиниты и тальковые сланцы, образовавшиеся по перидотитам; 4 – амфиболиты; 5 – кварцевые диориты. Юрские породы: 6 – гранит-порфиры, сиенит-порфиры и кварцевые сиенит-порфиры; 7 – бостониты; 8 – контактовые роговики и роговиковые сланцы; 9 – керсантиты; 10 – кварц-вольфрамитовые жилы; 11 – кварц-молибденитовые жилы; контуры рудного штокверка.

Рисунок 40 – Схематическая геологическая карта Джидинского месторождения (по Н Нефедову и Н Даровских)

5) халцедоновые жилы, состоящие из тонкозернистого («роговикового») кварца, пирита, флюорита и игольчатого гюбнерита.

Жилы первых двух типов представляют собой характерные высокотемпературные образования, в остальных типах отчетливее проявляются стадии минерализации, отвечающие более низким температурам.

Околорудные изменения вмещающих пород представлены для более высокотемпературных типов жил грейзенизацией (образованием серицит-флюоритового грейзена с вкрапленностью пирита), для более низкотемпературных рудных тел - серицитизацией, хлоритизацией, каолинизацией. Мощность зон измененных пород составляет 1,5-3 м.

Рудоносные жилы имеют углы падения от 35 до 90 градусов. Многие из них приурочены к трещинам скалывания, несущим следы перемещений с амплитудой до 120 м. Послерудные смещения, установленные на месторождении, имеют незначительную амплитуду.

В стороне от основной части месторождения среди киммерийских гранит-порфиров располагается штокверковое рудное тело, несущее промышленное молибденовое оруденение. Молибденит здесь ассоциирует с флюоритом, кварцем, пиритом, брейнеритом. В районе Джидинского месторождения известны также промышленные аллювиальные россыпи, содержащие гюбнерит.

Контрольные вопросы и задания

- 1 Что такое альбититы и грейзены?
- 2 Физико-химические условия образования альбититов и грейзенов.
- 3 Какие два типа альбититовых месторождений выделяются во взаимосвязи с магматическими комплексами?
- 4 Какие месторождения полезных ископаемых связаны с грейзенами?
- 5 Какими характерными чертами обладают альбитит-грейзеновые месторождения?
- 6 Охарактеризуйте альбититы и альбитизированные граниты на площади Ангаро-Витимского батолита.
- 7 Охарактеризуйте геологическое строение Джидинского месторождения.
- 8 Какие типы рудных тел по составу и пространственному положению выделяют в Джидинском месторождении?
- 9 Какое оруденение связано с Джидинским месторождением?

5 Гидротермальные месторождения

Гидротермальные месторождения представляют собой промышленные минеральные скопления, созданные циркулирующими под поверхностью земли горячими, обогащенными полезными компонентами газовой-жидкими растворами. Они возникали на протяжении всей истории развития земной коры от раннего архея до наших дней включительно.

Связь гидротермальных месторождений с магматическими породами может быть: генетической (плутоногенное оруденение); парагенетической (характерно для вулканогенных образований); агенетическая — месторождения и интрузии образовались в различные эпохи; амагматическая — отсутствуют видимые связи. На месторождениях выделяют три типа даек: дорудные, интарудные и пострудные. Чаще всего сначала формируются дайки кислого состава, а затем основного.

Физико-химические и термодинамические условия рудообразования

Движения рудоносных растворов, находящихся в форме взвесей, коллоидов и молекулярных соединений, контролируется пористостью, проницаемостью, температурой и давлением среды рудообразования.

Температуры гидротермального процесса изменяются в интервале 700-25 °С. К наиболее продуктивным относится диапазон 400-100 °С. На образование среднего месторождения необходимо 8^{10} КДж тепловой энергии. Это в несколько тысяч раз превышает количество энергии, поступающей в отрезок времени рудообразования как средний тепловой поток. Нужны аномальные тепловые поля. Давление оценивают двумя способами — гидростатическим по столбу воды от предполагаемого уровня рудообразования до поверхности океана и литостатическим по весу горных пород в этом же интервале глубин. Месторождения формируются при литостатическом давлении от десятков до 500 МПа, а наиболее продуктивные стадии – 150-200 МПа.

Вода в гидротермы поступает из пяти источников: магматического, атмосферного, порового, морского и метаморфического.

Минеральное вещество представлено тремя источниками:

- 1) ювенильным (базальтоидным, подкоровым) — Fe, Mn, Ti, V, Cr, Ni, Cu, Pt и др.;
- 2) ассимиляционным (гранитоидным, коровым) — Sn, W, Be, Li, Nb, Ta и др.;
- 3) фильтрационным (внемагматическим) — Si, Ca, Mg, K, Cl, Fe, Mn, Zn, Pb, Au, Ni и др.

Формы переноса минеральных соединений представлены истинными растворами, коллоидами, простыми ионными и комплексными ионно-молекулярными соединениями. В природе на различных стадиях рудного процесса и в различных геологических условиях присутствуют все отмеченные формы. Однако ведущими определяющими перенос основной массы вещества являются комплексные ионно-молекулярные соединения. Они состоят из ядра и обрамляющих его лиганд, хорошо растворимы, чувствительны к физико-химическим условиям и реагируют на их изменения; легко распадаются на простые ионы и образуют труднорастворимые соединения. Ядро комплекса - катион, который может состоять из одного или нескольких элементов. Лиганды образуются отрицательно заряженными ионами или молекулами. Различают комплексы по составу лиганд: хлоридные, сульфидные, уран-карбонат-фосфатные и др.

Современное состояние представлений о формах переноса и причинах отложения рудного вещества базируется на данных изучения газовой-жидких включений в минералах, экспериментальных определений и теоретических расчетах. В результате установлено, что перенос рудных элементов происходит во флюидах, насыщенных хлоридами щелочных металлов, углекислотой и углеводородами. Важным фактором, контролирующим перенос и отложение вещества, является кислотность растворов.

Осаждение из растворов, имевших кислую реакцию, происходило при повышении pH, а из щелочных — наоборот, при понижении. В условиях высоких температур, для растворов характерны высокие концентрации хлоридов щелочных металлов и кислая реакция. При 500-300 °C их pH на единицу ниже pH

нейтральной точки. Для температур менее 300 °С, наблюдаемых в типичных гидротермальных месторождениях, в растворах отмечаются умеренные и низкие концентрации хлоридов и их состояние близкое к нейтральному. Растворимость сульфидов в хлоридных растворах очень мала при низких температурах, но быстро возрастает с ее повышением в логарифмической пропорции.

Классификация гидротермальных месторождений

Во второй половине XX в. была разработана принятая в настоящее время большинством геологов современная классификация. Она учитывает четыре главных признака:

- 1) связь с магматическими формациями;
- 2) состав руд;
- 3) физико-химические условия образования;
- 4) геолого-геохимические параметры.

В наиболее законченном виде эта систематика была изложена в трудах В.И. Смирнова, который разделил гидротермальные месторождения на три класса: плутоногенный, вулканогенный и амагматоногенный. Часть бесспорно гидротермальных рудных образований, связанных с субмаринным базальтовым магматизмом, В.И. Смирнов выделил в самостоятельную колчеданную группу, по рангу соответствующую группе гидротермальных месторождений. Практический опыт, а также многочисленные экспериментальные данные и теоретические расчеты последних десятилетий показали на нецелесообразность такого обособления колчеданных руд. Кроме того, выделенный В.И.Смирновым амагматический класс более рационально разделить на два подкласса - стратиформный и жильный и отнести к экзогенной серии. С отмеченными выше изменениями и дополнениями группу гидротермальных месторождений предлагается разделить на три класса:

- 1) плутоногенный гранитоидный;
- 2) вулканогенный андезитовый;
- 3) вулканогенный базальтоидный.

Плутоногенные гранитоидные месторождения

Плутоногенные месторождения продолжают магматогенную серию и тесно, по геолого-генетическим условиям образования, связаны с альбитит-грейзеновыми и скарновыми группами месторождений. Рассматриваемый класс ассоциирует с гранитоидным магматизмом и формировался от архея до неогена в различной геотектонической обстановке, но всегда на коре континентального типа. В образовании продуктивных комплексов принимали участие коровые (палингенные) и мантийные расплавы. Этот процесс в общем виде представлял собой акт внедрения мантийного диапира в низы континентальной коры с последующим воздыманием очага плавления в коре, вовлекающим в этот процесс все большие объемы сиалического вещества. Становление гранитоидных массивов происходило на глубинах 3-10 км.

Плутоногенные месторождения формировались в широком диапазоне геологических и термодинамических условий. Основная их масса относится к жильным и штокверковым образованиям, но на ряде месторождений широко развиты и метасоматические руды. Общепринятой классификации данных месторождений пока не разработано. В качестве предварительного варианта можно условно разделить их на три подкласса: высоко-, средне- и низкотемпературные. В свою очередь каждый подкласс состоит из нескольких рудных формаций.

Высокотемпературные месторождения формировались на гипабиссальных глубинах (1-5 км) при температурах 500-300 °С. Ведущим минералом жильного выполнения являлся кварц. Выделяют следующие наиболее распространенные рудные формации с примерами типичных месторождений: кварц-молибденовая, кварц-халькопиритовая (Чукикамата, Браден, Чили; Коунрад, Казахстан); кварц-арсенопирит-золоторудная (Кочкарь, Урал); кварц-золотая (Березовское, Урал); кварц-турмалин-золотая (Дмитриевское, Ключевское, Забайкалье); кварц-касситеритовая (Онон, Забайкалье); кварц-молибденитовая (Клаймакс, США); кварц-энаргитовая (Бьютт, США); кварц-висмутиновая (Адрасман, Средняя Азия) и др. Рассмотрим подробнее принадлежащие к данному подклассу,

детально изученные и важные в экономическом отношении медно-молибден-порфировые месторождения.

Медно-молибден-порфировые месторождения в подавляющей массе формировались в кайнозойскую эпоху, продуктивность которой по молибдену (91,1 тыс.т/млн лет) и меди (3,8 млн т/млн лет) в 20—30 раз превосходит по этим параметрам все другие эпохи. Выделяются три периода рудообразования: палеоценовый, эоцен-олигоценый и миоцен-плиоценовый. Из порфировых месторождений, объединяющих две рудные формации — кварц-молибденовую и кварц-халькопиритовую, получают более половины мировой добычи меди и подавляющее количество молибдена.

Разработаны три генетические модели рассматриваемых порфировых месторождений; монцонитовая, диоритовая и гранитоидная. Согласно монцонитовой образуются медно-молибден-порфировые месторождения, которые локализованы в малых интрузиях вулканоплутонических дуг зон субдукции. Рудоносные монцониты являются поздними дериватами полифазных магматических комплексов. Диоритовая модель характерна для медно-молибден-порфировых, обогащенных золотом, месторождений, формировавшихся в островодужных структурах Японского типа. Они ассоциируют с небольшими малоглубинными (2—3 км) диоритовыми интрузиями. Месторождения имеют зональное строение. Безрудное кварцевое ядро обрамляется кварц-серицит-биотит-мусковитовым чехлом с повышенной молибденовой вкрапленной минерализацией. За ним следует зона медных руд с пиритом, халькопиритом, борнитом и халькозином. Во внешнем ореоле отмечаются гнезда и вкрапленность пирита, магнетита и гематита.

Гранитоидная модель (тип Клаймакс) ассоциирует с интрузиями высококремнеземистых, богатых щелочами риолитов и гранит-порфиров. Они образовывались в пределах активизированных областей кратонов. Каждое месторождение расположено над интрузивным куполом и представлено чашеобразным телом штокверковых молибденовых руд, повторяющих форму интрузивного контакта. Многократному внедрению магмы соответствуют

разностадийные рудные тела. Давление магмы было вертикальным. Это выразилось в образовании систем концентрических и радиальных даек, жил, сбросов и других структурных элементов. Рудообразующие флюиды выделялись непосредственно из магмы под давлением, превышающим на 150-250 Па литостатическое. Они представляли собой концентрированный рассол (65 % экв. NaCl) с температурой около 500 °С.

Среднетемпературные месторождения включают многочисленные, главным образом, жильные месторождения, одними из ведущих компонентов в составе которых, помимо кварца, являются сульфиды и сульфосоли. Продуктивные ассоциации формировались при температурах 350-200 °С. В данном подклассе выделяют четыре группы рудных формаций:

1) полиметаллическую, объединяющую следующие формации: галенит-сфалерит-халькопиритовую (Садон, Згид, Северный Кавказ); галенит-сфалерит-баритовую (месторождения Салаира); галенит-сфалеритовую (Кадая);

2) сурьмяно-мышьяковую: арсенидную и сульфоарсенидную никель-кобальт-железную (Буазер, Марокко), арсенопиритовую (месторождения Забайкалья), золото-антимонитовую; ферберит-антимонитовую (Ноцара, Грузия);

3) редкометальную: касситерит-галенит-сфалеритовую (Хапчеранга, Забайкалье), касситерит-хлорит-пирротинную (Омсукчан, Дальний Восток);

4) ураноносную: сульфидно-настурановую (галенит-сфалеритовую, молибденитовую, халькопиритовую, марказитовую с урановой смолкой); (Шинколобве, Заир; Центральный массив, Франция) "пятиэлементную" формацию (кобальт, никель, висмут, серебро, уран) с рудами, состоящими из арсенидов кобальта и никеля, самородного серебра, сульфидов висмута и уранинита (Фрайберг, Пшибрам, Восточная Европа и др.).

Плутоногенные сульфидно-урановые месторождения относятся к классическим жильным образованиям и контролировались главным образом разрывными структурами. Вертикальный диапазон оруденения для них составляет

300—1500 м. Выделяют два типа месторождений:

- 1) простые сульфидно-настурановые жилы;
- 2) сложные полиметаллические ураноносные жилы с кобальтом, никелем, висмутом, серебром, иногда медью.

Руды генетически связаны с гипабиссальными интрузиями или пегматитовыми телами складчатых поясов. Они располагаются в разломах и трещинных зонах как в материнских интрузиях, так и во вмещающих осадочных и метаморфических породах. Месторождения представлены сериями простых или сложных полистадийных брекчиевидных жил. В простых развит настуран, а в сложных — уранинит. Среди сопутствующих минералов преобладают сульфиды железа, цинка, меди и свинца, барит, флюорит и карбонаты. Рудообразование протекало при температурах 440-80 °С в щелочной среде из флюидов, содержащих NaCl 28 % экв. Типичное содержание U_3O_8 0,1-1,0 %. В отдельных месторождениях запасы окиси урана составляют 0,1-23 тыс. тонн, а для рудного района эта цифра увеличивается до 45 тыс. тонн. На долю типично жильных месторождений приходится более 5 % мировой добычи урана.

Низкотемпературные месторождения представлены рудными формациями, ассоциирующими с разнообразными магматическими комплексами и образовавшимися при температурах 200-50 °С. Это наиболее спорная группа минеральных объектов. Об их происхождении ведутся нескончаемые дискуссии. Одни геологи относят данные формации к гидротермально-метаморфогенным, а другие - к осадочным или инфильтрационным образованиям. Особенно большие разногласия существуют по вопросам характера связи этих месторождений с магматическими процессами. Многие настаивают на отсутствии каких-либо связей между ними. В качестве возможных примеров отметим наиболее часто цитируемые в литературе формации: сидеритовые (Бакал, Урал; Эрцбург, Австрия), родохрозит-родонитовые (Бьютт, США), магнезитовые (Сатка, Урал), баритовые и виверитовые (Салаир, Россия) и др.

Вулканогенные андезитовидные месторождения

Между внутренними консолидированными блоками континентов и окраинными магматическими дугами, связанными с глубинными частями зон субдукции, располагаются изогнутые в плане (в сторону континента), кулисные вулканоплутонические пояса андезитового и риолитового состава. Наиболее грандиозными структурами такого типа являются вулканические пояса Тихоокеанского континентального обрамления. В азиатской его части выделяется Чукотско-Катазиатский планетарный пояс протяженностью более 10 тыс. км, северным звеном которого является Охотско-Чукотская система субмеридиональных тектоно-магматических структур. В восточной части Тихоокеанского кольца к аналогичным образованиям можно отнести вулканоплутонические пояса Анд и Кордильер Южной и Северной Америки.

Особенностью в строении субаэральных окраинно-континентальных поясов является широкое развитие в их пределах андезитодацитового вулканизма и на завершающих стадиях щелочного гранитоидного магматизма, а также образование широкого спектра рудных месторождений. Оруденение, как правило, приурочено к палеовулканам, их жерловым и периферическим частям, где концентрируется в конических, кольцевых, радиальных и трубчатых разрывных структурах. Рудные тела обычно небольшого размера, имеют форму жил, труб, изометричных штокверков. Выделяют участки богатых руд, которые называют бонанцами. Вмещающие вулканы испытали воздействие хлоридно-сульфатно-бикарбонатных растворов, образовавших окolorудные зоны адуляризации, алунификации, хлоритизации, каолинитизации и окварцевания. Во внешних ореолах месторождений широко развита низкотемпературная пропилитизация. Оруденение захватывает диапазон глубин от десятков до сотен метров. Начальная температура рудообразования 600-500 °С по мере приближения к поверхности быстро понижается до 200-100 °С. Отмечается высокая скорость отложения минералов, обилие минеральных ассоциаций и их телескопирование в рудоподводящих каналах. Для руд характерно широкое распространение метаколлоидных текстур. Многие промышленные жилы имеют сложное строение.

В них наиболее богатое оруденение расположено в верхней части. На глубине нескольких сотен метров оно сменяется слабооруденелыми образованиями.

С этим типом месторождений связаны многочисленные и важные в экономическом отношении рудные объекты двух групп формаций - золото-серебряной и олово-вольфрамовой.

Золото-серебряные месторождения представлены следующими рудными формациями: полиметаллической золото-серебряной (Агатовское, Россия; месторождения Карпат, Украина; Крипль-Крик, Комсток-Лоуд, США и др.), золото-серебряной с теллуридами и селенидами (Агинское, Камчатка; Сеигоши, Япония), серебро-акантитовой (Дукат, Россия), золото-сульфоантимонитовой (Карамкен, Россия) и другими.

Олово-вольфрамовые месторождения рассматриваемого класса формировались в вулканических дугах магматических поясов, чаще всего, на активных окраинах континентов. Наибольшее промышленное значение в их составе имеет касситерит-вольфрамит-висмутин-арсентитовая рудная формация, хорошо развитая в Андах и Кордильерах Северной и Южной Америки.

К классу вулканогенных, связанных с кислым, средним и основным (трапповым) магматизмом, месторождений также относятся многочисленные, но менее значимые в мировом балансе минерального сырья рудные объекты. Среди них можно отметить: флюорит-бертрандитовые (Томас, США), киноварные (Вышково, Украина), самородной меди (оз. Верхнее, США), алунитовые (Заглик, Закавказье), исландского шпата (Тунгуска, Сибирь), самородной серы (Курильские острова, Япония, Италия).

Вулканогенные базальтоидные субмаринные (колчеданные) месторождения

К данному классу относятся месторождения сульфидных руд, связанные с подводно-морскими базальтоидными формациями. Из них получают до 10-15 % мировой добычи меди, цинка, свинца и значительные количества серебра, золота, кадмия, селена, олова, висмута, бария и др. Рассматриваемые месторождения

образовывались непрерывно в течение всей геологической истории, начиная с раннего архея и кончая современным колчеданным рудогенезом в океанических структурах из мантийных источников вещества.

Рудные провинции и районы формировались на разных стадиях развития земной коры, но всегда в условиях растяжения. Установлено четыре основных типа геотектонических обстановок колчеданообразования:

- 1) островные дуги;
- 2) срединно-океанические хребты;
- 3) тыловодужные бассейны;
- 4) зоны разломов на границе палеоконтинентов.

В пределах островных дуг над зонами Беньофа-Заварицкого на ранних стадиях субдукции в результате анатектического переплавления погружающейся под континент океанической плиты и частичного плавления мантийного материала проявился интенсивный базальт-андезитовый вулканизм. С ним связаны цинково-медные раннегеосинклинальные месторождения фанерозойских орогенических поясов. На более поздних стадиях субдукции резко возрастают объемы ассимиляции материала сиалической коры. Вулканизм становится более кислым и известково-щелочным. С ним уже ассоциируют свинцово-цинково-медно-серебряные месторождения (Кинстоун, Балаклала, Шаста-Кинг, США; Фуказава, Шинсава, Япония; Вудлон, Австралия).

В рифтовых структурах срединно-океанических хребтов формировались медно- и цинковоколчеданные месторождения офиолитовых поясов. Часто они приурочены к чашеобразным впадинам и располагаются вблизи центров активного вулканизма. Определяющим условием рудообразования явилось рифтообразование, протекавшее в условиях раздвижения литосферных плит (палеозойские месторождения Урала, Скандинавии, Ньюфаундленда, Кипра и других регионов).

Тыловодужные бассейны растяжения характеризуются линейными рифтовыми системами, в пределах которых развивается бимодальный базальт-риолитовый вулканизм и формируются локальные впадины с глубоководными

фациями осадочных пород. Примером подобных образований могут служить среднепалеозойские колчеданные месторождения Иберийского полуострова (Пиритовый пояс Испании и Португалии).

Зоны трансформных сдвиговых разломов на границах микроконтинентов часто благоприятны для формирования крупных рудных районов. Они приурочены к вулканотектоническим депрессиям и связаны с кальдерами и стратовулканами. Кальдеры располагаются в поперечных к глубинным разломам нарушениях. Для них характерны рои субвулканических даек базальтового и риолитового состава, имеющие наибольшую густоту на продолжении магмовыводящих каналов. На удалении от активных центров вулканизма пучки даек вытягиваются вдоль оси регионального сжатия. В режиме растяжения формировались базальт-риолитовые комплексы с колчеданно-полиметаллическими месторождениями. Часто на заключительных этапах развития подобных структур возникала обстановка сжатия и происходила смена типа вулканизма. Формировались андезито-дацитовые комплексы, типичные для зон субдукции (Прииртышский рудный район, Казахстан).

Подразделение колчеданных месторождений

Описываемый класс месторождений ассоциирует с субмаринной базальт-липаритовой формацией, которая разделяется на три субформации: слабо дифференцированную, полно дифференцированную и контрастно дифференцированную. По комплексу признаков — связи с магматическими породами, геологическим условиям залегания и особенностям состава и строения можно выделить четыре подкласса месторождений: кипрский, уральский, куроко (алтайский) и бесши (филизчайский). Рассмотрим каждый из них подробнее.

Кипрский подкласс

К нему относятся серно- и медно- и медно-цинково-колчеданные месторождения, связанные с недифференцированной базальтовой субформацией весьма характерной для коры океанического типа. Это и докембрийские руды Австралии (Брокен-Хилл) и Финляндии (Оутокумпо), и

раннепалеозойские Норвегии (Леккен) и Ньюфаундленда (Канада), и мезозойские месторождения Кипра, Турции (Эргани-Маден) и другие, и современные сульфидные залежи срединно-океанических хребтов.

Уральский подкласс

Данный подкласс месторождений ассоциируется с контрастно-дифференцированной базальт-липаритовой субформацией, являющейся производной подкорковой мантийной магмы. По составу месторождения либо медноколчеданные (Блява, Южный Урал), либо медно-цинковоколчеданные (Гай, Южный Урал, Уруп, Северный Кавказ и др.). В наиболее ярком виде этот тип месторождений широко распространен и детально исследован в герцинских комплексах Урала.

Подкласс Куроко

Месторождения этого подкласса парагенетически связаны с полно дифференцированной известково-щелочной базальт-андезит-дацит-липаритовой субформацией и сложены свинцово-цинково-медными рудами. Месторождения приурочены к зрелым внутренним островным дугам; формируются в субдукционных обстановках в пределах подвижных поясов на гранитогнейсовой коре.

Подкласс Бесши (филизчайский) развит в терригенных флишоидных толщах складчатых миогеосинклинальных поясов. Он ассоциирует с внешней островной дугой и по характеру связи с вулканизмом относится к дистальному типу. В рудовмещающем разрезе обычно присутствуют редкие маломощные пласты лав, субвулканические тела и дайки базальтового состава (недифференцированная базальтовая субформация). Руды имеют медно-цинково-колчеданный состав.

В заключение отметим основные черты данного класса месторождений:

1) наиболее активно рудоотложение протекало в стадии, когда интенсивность вулканизма резко сокращалась, а глубоководные условия сменялись мелководными;

2) основная масса руд накапливалась в конце вулканического цикла;

3) источником медной минерализации были мантийные базальтоидные, а свинцово-цинковой — либо коровые, либо смешанные мантийно-коровые комплексы;

4) по мере усиления степени дифференциации рудовмещающих субмаринных вулканических комплексов натровые вулканиты сменяются калинатровыми.

5.1 Описание представительных типов месторождений

5.1.1 Класс плутоногенные месторождения

Тип штокверковые и жильные

а) высокотемпературные месторождения

Медно-молибденовое месторождение Коунрад

Это месторождение расположено в Казахстане и было открыто в 1928 г.

В районе месторождения развиты осадочные, эффузивные и интрузивные породы преимущественно среднепалеозойского возраста. Особенно широко распространены гранодиориты и гранодиорит-порфиры, которые прорывают осадочные породы силура и толщу кислых эффузивов нижнего и среднего девона.

Некоторые исследователи считают, что кроме эффузивов девонского возраста в районе развиты верхнепалеозойские эффузивы, лежащие на размытой поверхности среднепалеозойских пород.

Территория самого месторождения представляет собой возвышенность, отдельные вершины которой поднимаются над окружающей мелкосопочной степью на 150-200 м. В пределах этой возвышенности развиты вторичные кварциты — породы, возникшие путем гидротермального изменения интрузивных гранодиорит-порфиров и вулканогенных кварцевых порфиров.

Вторичные кварциты, образовавшиеся за счет гранодиорит-порфиров, слагают центральную, пониженную часть Коунрадского массива и как бы

окужаются кольцевой грядой сопок, сложенных вторичными кварцитами по вулканогенным кварцевым порфирам.

Вторичные кварциты по гранодиорит-порфирам представляют собой светлую полосу с ясно выраженной реликтовой структурой гранодиорит-порфиров. По минеральному составу это в основном кварц-серицитовая порода. Вторичные кварциты по вулканогенным кварцевым порфирам состоят из кварца (не менее 60 %), серицита и андалузита. Повсеместно развита вкрапленность пирита. Встречаются в виде редких минералов рутил, турмалин, циркон, барит, диаспор, корунд.

Данные бурения устанавливают крутой контакт между серицитовыми и серицито-андалузитовыми вторичными кварцитами. На глубине 300—400 м от поверхности серицитовые вторичные кварциты постепенно сменяются неизменными гранодиорит-порфирами.

Оруденение приурочивается к серицитовым вторичным кварцитам, образовавшимся за счет изменения гранодиорит-порфиров. Морфологически оруденение представлено густой сетью тончайших прожилков кварца с редкими включениями сульфидов и рассеянной вкрапленностью сульфидов во вторичных кварцитах.

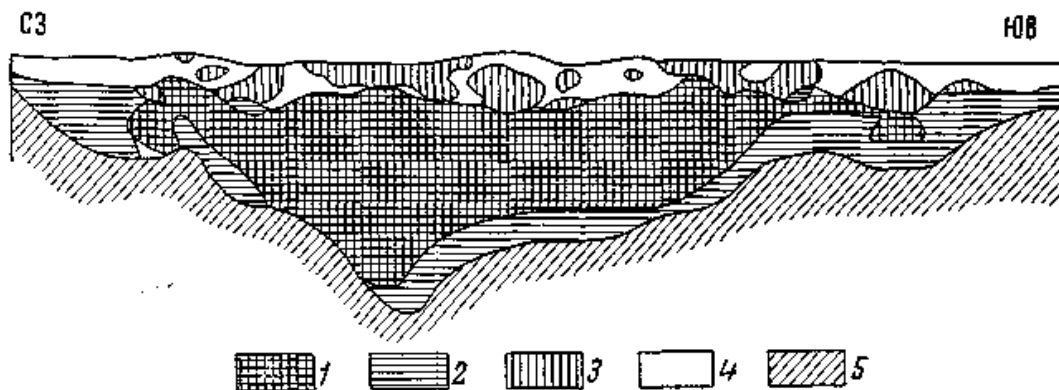
Оруденению подвергнуты огромные массы породы. Глубина развития оруденения больше 400 м. Главные рудные минералы - пирит, халькопирит и молибденит. Полезными компонентами являются медь и молибден. Промышленные руды месторождения Коунрад возникли в результате поверхностного изменения — выветривания первичных руд. Для месторождения характерна следующая экзогенная (вторичная) зональность (рисунок 41):

1) подзона окисного обогащения (мощность очень изменчива - от 0 м до 50 м). Минеральный состав руд: малахит, азурит, куприт, самородная медь, халькозин (остаточный);

2) подзона выщелачивания (мощность до 30 м), минералы меди отсутствуют;

3) зона вторичного сульфидного обогащения, представляющая главную ценность месторождения. Мощность ее непостоянная, местами достигает 110 м.

Минеральный состав: халькозин, немного борнита, ковеллина и первичных рудных минералов. Ниже идут первичные руды с более низким содержанием меди.



1 – халькозиновые промышленные руды; 2 – халькозиновые бедные руды; 3 – окисленные промышленные руды; 4 – выщелоченные руды; 5 - первичные бедные руды

Рисунок 41 – Схематический разрез через рудное тело Коунрадского месторождения (по К.С. Газизовой)

Своеобразие зоны выветривания Коунрадского месторождения заключается в том, что здесь наблюдается обогащение медью не только в зоне вторичного сульфидного обогащения, но и в зоне окисления.

История формирования эндогенных руд месторождения Коунрад разными исследователями трактуется по-разному.

Н.И. Наковник, изучавший это месторождение в течение ряда лет, предполагал генетическую связь оруденения с гранодиоритами. Он считал, что гранодиориты, развитые в пределах месторождения, представляют собой шток, внедрившийся в карбоновое время в эффузивно-осадочную толщу силурийского и девонского возраста. Под влиянием этой интрузии эффузивные породы вмещающей толщи превратились в кварц-серицит-андалузитовые породы — вторичные кварциты по эффузивам. В самом штоке при остывании возникла густая сеть тончайших трещин, по которым поднимались гидротермальные растворы, обусловившие образование прожилково-вкрапленного оруденения и превращение гранодиоритов в кварц-серицитовые породы (вторичные кварциты по гранодиоритам).

Другие геологи (М. П. Русаков, К. С. Газизова) предполагают генетическую связь оруденения с эффузивной деятельностью верхнепалеозойского времени. Они считают, что гранодиориты Коунрадского месторождения являются частью огромного интрузива, на эродированную поверхность которого изливались кислые лавы.

В настоящее время покровы кислых эффузивов значительно смыты, а корневые части их сохранились в виде кольцевого некка. Вслед за магматическими массами, по тем же путям - коническим трещинам в гранодиоритах - двигались гидротермальные растворы. Благодаря их деятельности за счет пород кольцевой интрузии и за счет гранодиоритов, заключенных внутри этого кольца, образовались вторичные кварциты.

В хрупких и трещиноватых вторичных кварцитах по гранодиоритам под покровом эффузивов, игравших, как предполагают, роль экрана, образовались прожилково-вкрапленные молибдено-медные руды.

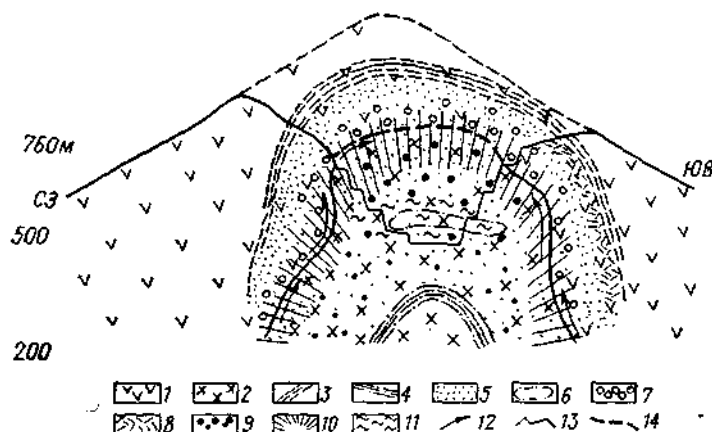
Установлена зональность оруденения. В периферической части штокверка, где по системе кольцевых трещин двигались наиболее высокотемпературные растворы, формировалось молибденовое оруденение. Медное оруденение тяготеет к внутренней части штокверка. По вертикали оруденение прослежено до глубины 650 м от современной поверхности; в глубинной центральной части рудного тела обнаружено неокварцованное ядро

Температурный диапазон минерализации колеблется от 500 °С почти до 100 °С. Вторичные кварциты формировались раньше руд в наиболее высокотемпературных условиях. Образование руд протекало в интервале 400-110 °С.

По поводу генезиса и глубины образования месторождения мнения исследователей расходятся.

К.С. Газизова предполагала приповерхностное образование месторождения. Она считала, что липаритовые порфиры моложе гранодиорит-порфиров; они изливались на поверхность массива гранодиоритов, прорывая его по кольцевой конусообразной трещине; гидротермальные растворы, следующие по этим же

путям и связанные с корнями вулканического аппарата, образовали вторичные кварциты и руды в них.



1 - липаритовые порфиры; 2 — гранодиорит-порфиры; метасоматические породы: 3 — пропилиты и пропилизированные, 4 — аргиллизированные, 5 — кварц-серицитовые, 6 — кварц-каолиновые, 7 — кварц-андалузитовые, 8 — диаспор-пирофилитовые; области преимущественного проявления первичного оруденения: 9 — медного (разной интенсивности), 10 — молибдено-мышьякового, 11 — галенито-сфалеритового; 12 — основное направление движения гидротермальных растворов; 13 — современный контур поверхности месторождения с карьером; 14 — предполагаемый контур штока гранодиорит-порфиров и горы Северный Коунрад до начала эрозии рудного тела

Рисунок 42 - Схематический геологический разрез месторождения Коунрад

Н.И. Наковник очень обоснованно предполагал более молодой по сравнению с эффузивными липаритовыми порфирами возраст штока гранодиорит-порфиров, однако И.М. Юдин, принимая взгляды Н.И. Наковника о возрастных взаимоотношениях пород района, утверждает гипабиссальный характер массива гранодиоритов и соответственно решает вопрос о средних глубинах формирования оруденения под влиянием гидротерм, связанных с глубинным магматическим очагом.

Главные промышленные компоненты руд: медь и молибден. Среди элементов-примесей важное значение имеет рений - примесь в молибдените. Содержание рения в Коунрадском молибдените выше, чем на других аналогичных месторождениях. Присутствуют также примеси теллура, селена, серебра и золота. Первичные руды бедны как по меди, так и по молибдену. Однако с поверхности и до глубины 200-300 м, а местами глубже (до 500 м) руды изменены процессами

выветривания, и с этим связано значительное обогащение медью. Обогащенность медью возникает не только в зоне вторичного сульфидного обогащения, но и в зоне окисления, которая в значительной части является зоной вторичного окисного обогащения.

Месторождение Коунрад разрабатывается открытым способом; в настоящее время карьер вошел в зону первичных бедных руд, однако большие запасы месторождения, комплексный характер руд и возможность высокого уровня механизации работ в огромном карьере делают рентабельной разработку первичных руд Коунрадского месторождения. Коунрадская руда обогащается; получают два концентрата: халькопиритовый и молибденитовый.

б) среднетемпературные месторождения

Гидротермальные жильные месторождения

Жильные свинцово-цинковые месторождения представляют собой геологические трещины, выполненные рудой. Среди них могут быть выделены месторождения, приуроченные к системам трещин, в том числе и разноориентированным, формирующим жильные поля, охватывающие значительную площадь (например, Фрейберг в ФРГ). Могут быть и одинокие жилы, контролируемые индивидуальными разломами, например месторождения полиметаллических руд в Горной Осетии на Кавказе, среди которых наиболее значительными являются Садон и Згид. Эти два типичных жильных месторождения, отстоящие друг от друга на 5 км, находятся в западной части Садоно-Унальского рудного поля будучи приурочены из Садоно-Згидской антиклинали.

Ядро антиклинали сложено палеозойскими гранитами, а крылья – осадочными и вулканогенными породами нижней и средней юры. В разрезе юрских отложений выделяются базальные конгломераты, на которых налегает толща андезитовых и дацитовых порфиритов, их туфов, агломератов и туфопесчаников среднего лейаса. Мощность вулканогенной толщи в своде антиклинали не превышает 30 м, а на северо-восточном крыле 700-900 м. На вулканогенной толще трансгрессивно залегают песчаники, алеваролиты и аргиллиты среднего, верхнего лейаса и доггера, имеющие общую мощность до 1700 м (Рыжинский и др., 1969).

Садоно-Згидская антиклиналь вытянута в общекавказском (северо-восточном) направлении. Ее осевая плоскость наклонена к югу под углом 45 градусов, шарнир, плавно ундулируя, полого погружается на юго-восток. Крылья складки осложнены продольными региональными сбросами и сбросо-сдвигами. Все тело антиклинами разбито тремя системами тектонических трещин: двумя группами трещин скола - меридиональной и северо-западной ориентировки и одной системой трещин отрыва - северо-восточного простирания. К трещинам северо-западной ориентировки преимущественно приурочены многочисленные дайки порфиривого состава. Трещины северо-восточного простирания, поперечные по отношению к генеральному тектоническому плану Кавказа, выполнены рудными жилами. Блоки пород по обе стороны, в дальнейшем испытывали перманентное перемещение, а полости трещин в процессе рудообразования неоднократно приоткрывались с дроблением выполняющей их минеральной массы.

Геология Садонского полиметаллического пояса

Садонский пояс размещается в пределах сравнительно крупного тектонического образования - Дигоро-Осетинского интрузивно-тектонического поднятия. Поднятие вытягивается главным образом в субширотном направлении, постепенно погружаясь на восток. В западной и центральной частях пояса на поверхности обнажаются среднепалеозойские гранитоидные породы и подчиненные протерозойские хлорит-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые и амфиболовые сланцы, которые локально проявлены в небольших горстах. Они слагают нижний структурный ярус, заключающий основную долю (до 80 %) наиболее богатых полиметаллических руд. Северная граница этих кристаллических пород прерывисто перекрывается нижнеюрскими (плинсбахскими) вулканитами (андезитовые и дацитовые порфириты с подчиненными туфами), а вулканиты - терригенными песчанико-глинисто-сланцевыми образованиями нижней-средней юры. Вулканиты и терригенные породы слагают верхний структурный ярус, вмещающий остальную часть промышленных руд (Тиболов, 1969). Причем сравнительно мощное накопление вулканитов произошло только в центральной, по-видимому, наиболее подвижной части пояса, в интервале около 40 км. Уже на западе, в районе

Фаснальского поднятия, и на востоке, в пределах Фиагдонского поднятия, мощность вулканитов быстро снижается до 100 - 200 м и менее, а затем они исчезают. В восточной, погруженной части поднятия вообще развиты только нижне-среднеюрские глинисто-сланцевые породы верхнего структурного яруса.

Полиметаллическое оруденение, скорее всего, имеет позднебатский возраст. Основанием для этого служат маломощные (всего десятки метров) слои батских аргиллитовых глин, фиксирующих прекращение осадконакопления и переход района к орогенному, кратковременному складчато-глыбовому развитию. Оно сопровождалось свинцово-цинковой минерализацией. Наблюдения ряда геологов в последнее десятилетие подтверждают изложенные представления (Гаргацев и др., 1994).

Оруденение при прослеживании в пределах пояса с востока на запад локализуется сначала преимущественно в алевролитовых сланцах тоар-аалена (Даргавс-Саргомское, Какадур-Ханикомское и Кадатское рудные поля). Затем западнее свинцово-цинковое оруденение наблюдается в домерских песчаниках, андезитах, дацитах и их туфах плинсбаха (J_1), а также в небольших горстах палеозойских гранитоидов и метаморфических сланцев протерозоя (Джимидонское. Холстинское, Левобережное и Архонское рудные поля и месторождения). Еще западнее оруденение Садонского и Згидского рудных полей сформировано в сравнительно обширных выходах гранитоидов, лишь местами проникая в перекрывающие их с севера андезит-дацитовые порфириды и туфы. Наконец, на западном фланге пояса, в пределах так называемого Дигорского горста метаморфических сланцев и прорывающих их среднепалеозойских гранитоидов, полиметаллические руды локализовались в породах только нижнего структурного яруса (Фаснальское и Вазахохское рудные поля).

Центральная часть Дигоро-Осетинского поднятия (т.е. там, где оно обладает двухярусным строением) расчленена несколькими, косо пересекающими его (и местами разветвляющимися) разломами запад-северо-западного простирания. Эти разломы отстоят один от другого на расстоянии 3-5 км, разделяя всю территорию поднятия на систему запад-северо-западных блок-пластин. Каждая из блок-пластин

по этим нарушениям последовательно правосторонне смещена относительно соседней. При этом наиболее насыщена оруденением центральная блок-пластина, сложенная образованиями обоих структурных ярусов и заключенная между Садоно-Унальским разломом - с юго-запада и Диагональным разломом - с северо-востока. Здесь с запада на восток установлены богатые промышленные руды Згидских месторождений, Садонского, Архонского и Октябрьского месторождений. Следующая, примыкающая с северо-востока блок-пластина (между Диагональным и Дагомским разломами) вмещает руды менее значительных месторождений свинца и цинка - Левобережного, Холстинского, Джимидонского и Базанг. Оруденение в пределах каждой блок-пластины локализуется в краевых частях поперечных поднятий, используя рудовмещающие разрывы северо-северо-восточной - северо-восточной системы сколов. Сколы, как правило, оперяют перегибы или разветвляющиеся участки блокогделяющих разломов, которые выступают в роли рудоконтролирующих нарушений (Рыпинский и др., 1969; Некрасов, 1980; Константинов и др., 2003).

В восточной части пояса, сложенной выходящими на поверхность породами только верхнего яруса, геолого-структурная обстановка размещения оруденения иная. Здесь месторождения образованы вдоль субширотных зон расланцевания, а оруденение распространено по отделяющимся от них крутопадающим трещинным нарушениям северо-западного и запад-северо-западного простираний (Какадур-Ханикомское, Кадатское и другие месторождения). При этом в сравнительно более пластичных глинисто-сланцевых породах верхнего яруса рудовмещающие разрывы используют изгибы этих пород, что приводит к появлению плавных, но масштабных перегибов рудных зон и развитых в них рудных тел. Действительно, на отдельных интервалах северо-западное направление разрывов и рудных тел плавно сменяется субширотным - восток-северо-восточным и вновь возвращается к прежнему направлению.

По-видимому (Некрасов, 1980), в центральной части пояса вертикальный диапазон кристаллизации руд (1,5—3,3 км от доминерализационной поверхности) оказался наиболее благоприятным, наиболее восприимчивым к меняющимся

параметрам и температурным условиям среды рудоотложения. Здесь, в указанном диапазоне и произошло обособление главной доли руд пояса (Садонское и Згидские месторождения).

В результате с целью обнаружения оруденения, в качестве наиболее перспективных можно выделить следующие элементы структурно-геологической обстановки:

1) изгибы рудоконтролирующих крупноамплитудных разломов запад-северо-западного простирания;

2) участки, представленные двумя сближенными ветвями нарушений северо-западного и запад-северо-западного направлений, как наиболее мобильные;

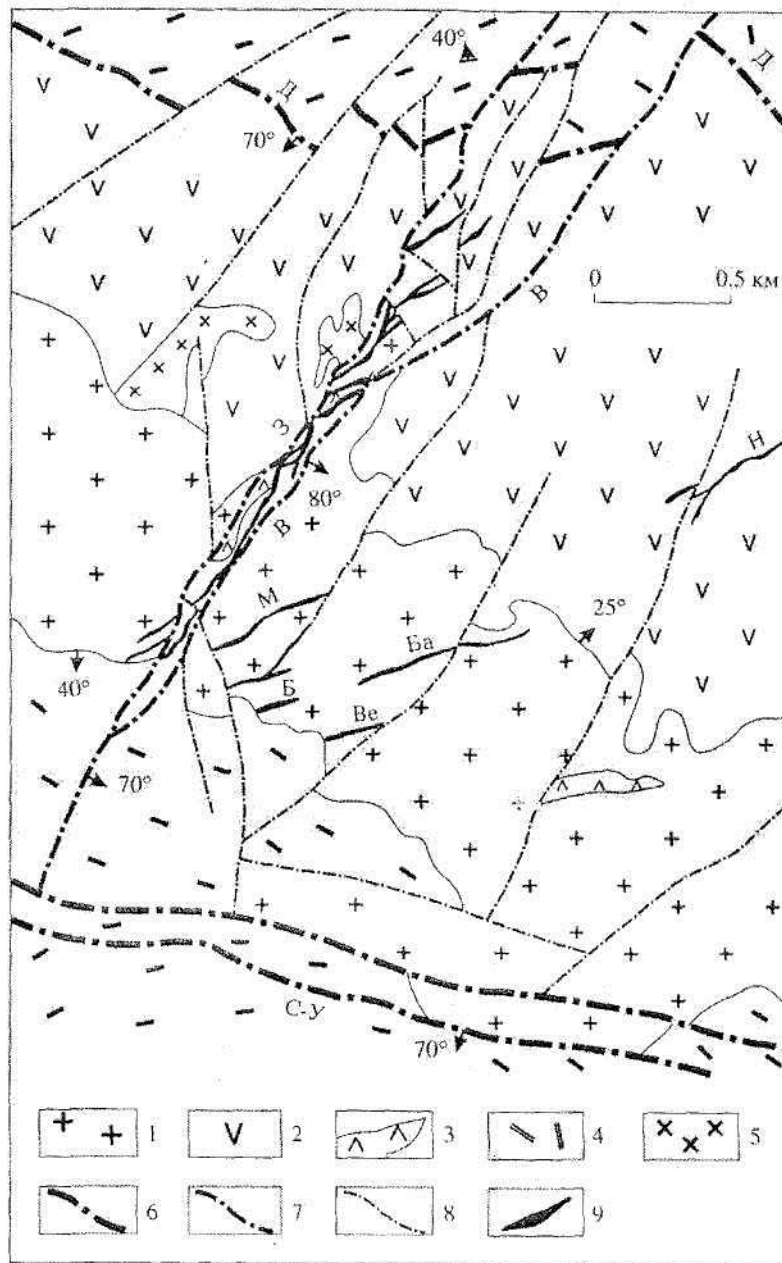
3) небольшие локальные горсты гранитов, которые или закономерно примыкают с севера к рудоконтролирующим разломам, или оказываются заключенными между такими двумя разломами.

В изложенной позиции полиметаллическое оруденение локализуется в гранитоидных, наиболее хрупких породах горстов, а в перекрывающие вулканиты проникает незначительно (на 100-200 м вверх по восстанию). Рассмотренная структурно-геологическая обстановка наиболее присуща Садонскому месторождению, в рудах которого заключены крупные запасы свинца и цинка.

Месторождение Садон

Месторождение представляет собой сложную жилу, выполняющую крупный разлом, который пересекает палеозойские граниты, перекрывающие их юрские эффузивы и затухает в осадочной толще юры на крыльях Садоно-Згидской антиклинали. Большую часть площади месторождения слагают биотитовые микроклин-плагиоклазовые граниты палеозойского возраста. Местами они переходят в гранодиориты и сопровождаются сопутствующими им аплитами и пегматитами.

Основу геологической структуры Садона составляет Садоно-Згидская антиклиналь, разбитая системой трещин (рисунок 43).



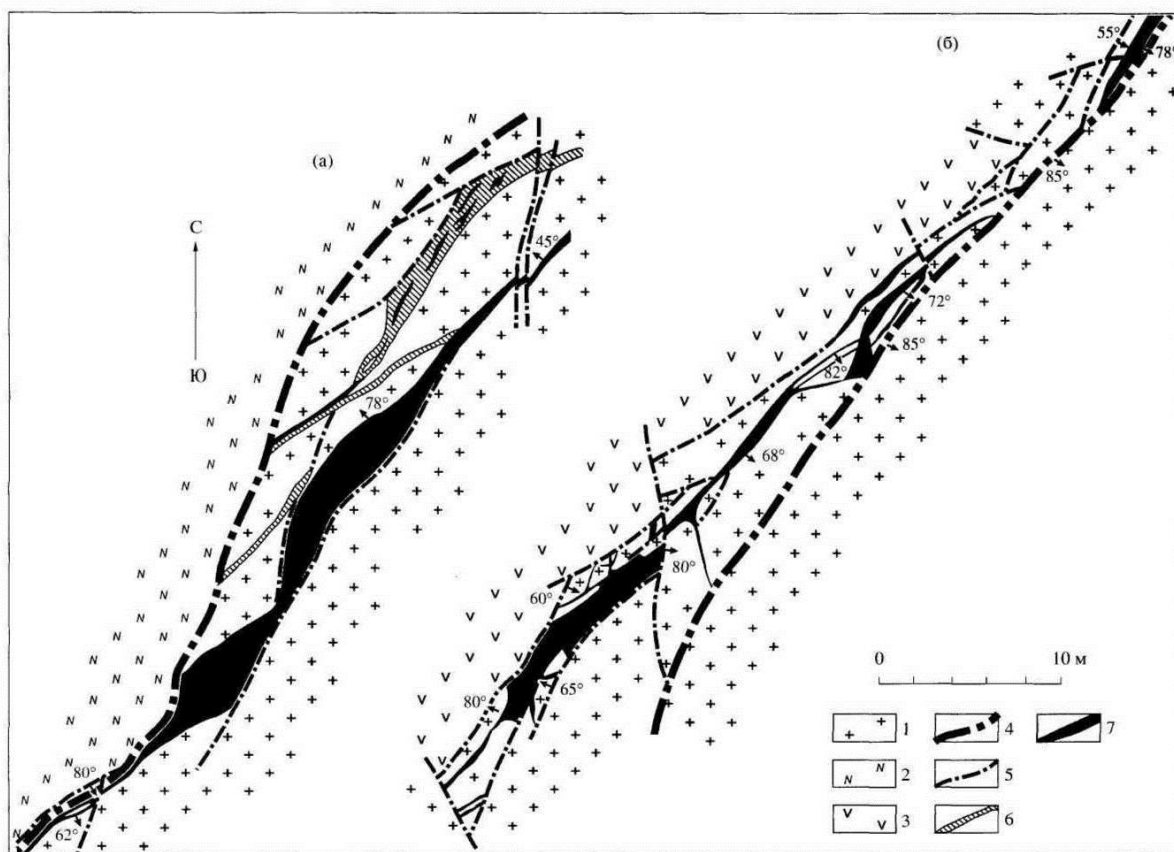
1-гранодиориты и граниты (С₂); 2 – покровные андезиты и дациты и их туфы (J₁); 3 – субвулканические дациты и альбитофиры (J₁); 4 – толща глинистых и алевролитовых сланцев, подчиненных песчаников (J₁₋₂); 5 – кварцевые диориты(J₂); 6 – региональные рудоконтролируемые разломы (С-У – Садоно-Унальский и Д – Диагональный); 7 – тектонические глинистые швы Садонского рудоносного разлома (З – Западный и В – Восточный); 8 – прочие разрывные разрушения; 9 – рудные зоны и жильные тела полиметаллических руд. М, Б, Ба, Ве и Н – рудные зоны Многожильная, Битаровская, Бачитская, Вертикальная и Ногкауская

Рисунок 43 – Геологическая схема Садонского месторождения

Основная особенность месторождения - это приуроченность оруденения к мощной зоне Садонского разлома. Зона выступает как полоса различно деформированных пород мощностью от 10 (на южном фланге) до 80-100 м и более (на противоположном). Она заключена между отделяющими ее от слабо нарушенной породы (с висячего и лежащего бока) глинистыми швами. Эти два главных нарушения, в соответствии с расположением, называют Западным и Восточным швами. В гранитах они круто погружаются на юго-восток, а в перекрывающих вулканитах перегибаются и падают на северо-запад. Зона протягивается с юга в северо-северо-восточном направлении от Садоно-Унальского разлома почти на 4 км. В этом направлении и вверх по разрезу Садонский разлом проникает в вулканиты и разделяется в них на многочисленную серию ветвей, которые ограничиваются другим рудоконтролирующим разломом запад-северо-западного направления - Диагональным (рисунок 43).

Садонский разлом характеризуется древним заложением. На отдельных интервалах его глинистые швы оказались залечены штоко- и дайкообразными телами дацитовых порфиритов и более поздней гранитоидной эруптивной брекчией плинсбахского (J_1) возраста. Штоки и дайки - это "корневые", жерловые тела покровных вулканитов. В плинсбахское время на участке разветвления (кровля гранитоидного массива) зона его представляла горст-брахиантиклиналь, разделенную ветвями разлома на серию узких продольных пластин. Центральная из них в период накопления вулканитов оказалась минимально погруженной (мощность вулканитов здесь 240 м). Обрамляющие периферические блок-пластины погружались на значительно большую амплитуду - от 500-620 до 1000 м. При этом, максимальная суммарная амплитуда характеризует наиболее мобильный - Западный шов разлома, который может интерпретироваться как левосторонний сдвиг-взброс. Восточный шов - правосторонний сдвиг-сброс (рисунок 43). По мере развития Садонского разлома амплитуда движений по этому нарушению уменьшалась и к периоду оруденения сократилась до одного - нескольких метров (Некрасов, 1980). Например, наблюдения над одной из жил, отделяющейся от поверхности

Восточного шва, показывают, что внутрирудные движения по рудовмещающей трещине не превышали 1,5-2 м в плане (рисунок 44).



1 – граниты; 2 – субвулканические дациты; 3 – покровные андезиты-дациты; 4 – тектонические жильные швы; 5 – прочие сколовые нарушения; 6 – ранние пирит-кварцевые жилы и прожилки; 7 – рудные пирит-галенит-сфалеритовые жилы и прожилки

Рисунок 44 - Зарисовки рудных жил и прожилков, контролирующие взаимоотношения рудовмещающих трещин и жильных рудных тел с Западным (а) и Восточным (б) тектоническими глинистыми швами Садонского разлома (план)

Оруденение в зоне Садонского разлома развито главным образом между Западным и Восточным швами и устанавливается в виде кулисообразно сменяющих друг друга рудных тел на протяжении более 2000 м в плане, а по вертикали - от абс. уровня в 500-550 м (подтвержденного в гранитах скважинами) до 1820 м (в вулканитах). Таким образом, вертикальный диапазон оруденения достигает примерно 1300 м.

Морфологически рудные тела, развитые в гранитах, представлены выдержанными жилами преимущественно плитообразной или слабо линзующейся

формы (рисунок 44) кварц- и кварц-сидерит-галенит-сфалеритового и галенит-сфалеритового состава. Обычно мощность жил 1-2 м, но в раздувах, вблизи кровли гранитов она достигает 10 м и более. Здесь жилы местами сменяются участками штокверкового и прожилкового оруденения, а в дайкообразных телах гранитоидной эруптивной брекчии – сериями сближенных выдержанных жил малой мощности. В покровных порфиритах мощность рудных тел существенно уменьшается, и они преобразуются в маломощные одиночные жилы и прожилки.

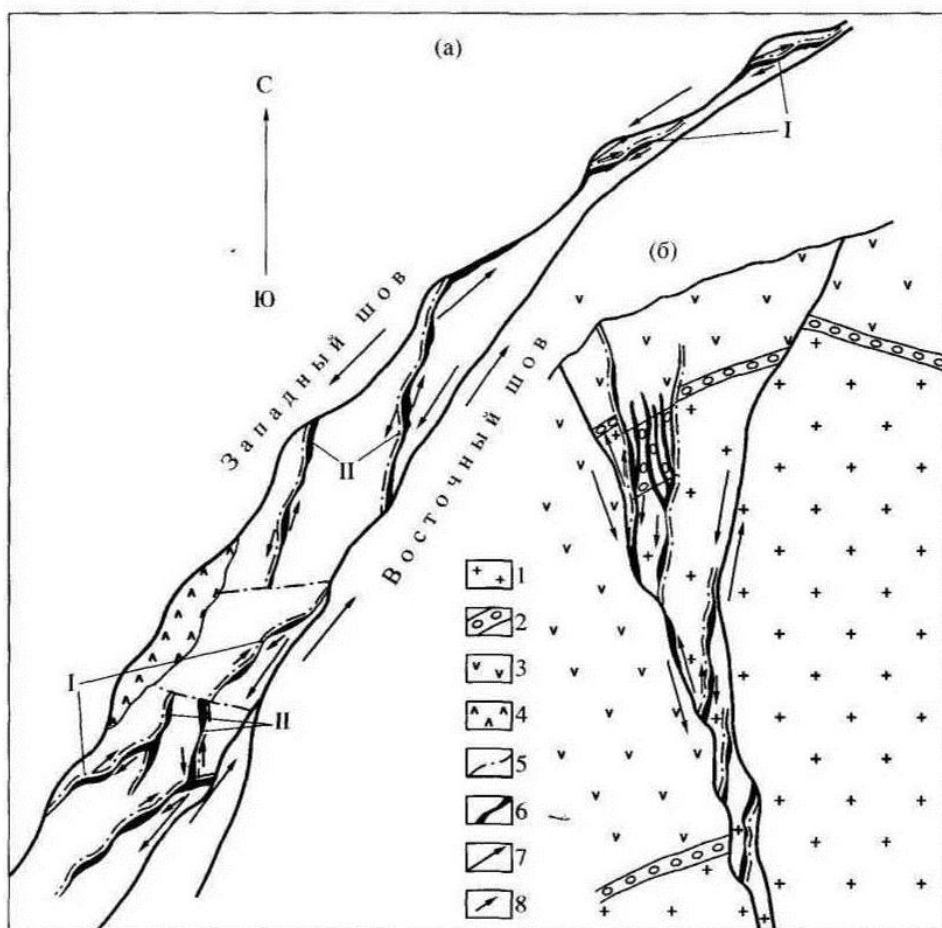
Кроме того, в основании порфиритов на Садонском месторождении проявлен прерывистый горизонт базальных конгломератов, которые нередко “затягиваются” отдельными тектоническими блоками в зону разлома. Жилы, проникающие из гранитов в эти образования, трансформируются в сравнительно мощную (до 18 м и более) полосу сближенных пирит-сфалерит-галенитовых прожилков сравнительно богатого оруденения. От самой верхней точки оруденения до горизонта 1600 м галенит в жилах и прожилках существенно преобладает и соотношение Pb : Zn удерживается в границах 3 : 1. На отметках 1400-1200 м это соотношение близко к единице. Глубже руды становятся сфалеритовыми и к уровню 900-700 м соотношение Pb : Zn меняется на 1 : 4-6.

На глубоких горизонтах месторождения (около 1100-950 м) от Восточного шва Садонского разлома, вблизи сочленения его с рудоконтролирующим Садоно-Унальским разломом, в восток-северо-восточном направлении отделяется полоса маломощных жил и прожилков пирит-пирротин-галенит-сфалерит-кварцевого состава - так называемые зоны и жилы Майская, Битаровская и Бачитская, Нузальская и другие (рисунок 43). Почти все они локализованы в гранитах и выклиниваются, проникая в перекрывающие вулканиты. Как правило, протяженность этих жил 100-200 м, а мощность около 1 м и менее. Лишь Бачитская жила прослеживается на протяжении 500-700 м. Полоса названных жил фиксирует развитие наиболее ранних сколов, оперявших Восточный шов и залечивавшихся минералами наиболее ранних ассоциаций.

Размещение оруденения в зоне Садонского разлома может быть объяснено, с одной стороны, морфологией его Западного шва (от которого отделяется

подавляющее большинство рудных жил и прожилков), а с другой - системами сколов, образовавшихся в деформированной зоне нарушения (между обоими швами).

Тектоническая поверхность Западного шва, сопровождающаяся оруденением в гранитах, конгломератах и “подошве” вулканитов, круто погружается на юго-восток. В этих породах она осложнена чередующимися впадинами (рисунок 45), умеренно выпуклыми на северо-запад. Каждая из впадин определяет появление “раздува” деформированной зоны рудоносного разлома и почти каждая заключает рудные тела, отделяющиеся от Западного шва.



1 – граниты; 2 – базальные конгломераты; 3 – покровные андезиты-дациты; 4 – жильные тела субвулканических дацитов и альбитофиринов; 5 – плоскости скольжения с дорудной глиной трения; 6 – рудные жилы; 7 – направления внутрирудных движений по швам Садонского разлома; 8 – направления внутрирудных движений по прочим нарушениям I, II – системы оперяющих сколов.

Рисунок 45 - Схема, иллюстрирующая направления предполагаемых внутрирудных движений в зоне Садонского рудоносного разлома: а – план; б – разрез

Наиболее мелко изогнута самая верхняя часть шва, проявленная преимущественно в вулканитах северо-восточного фланга разлома. Здесь впадины поверхности шва изометричны и расположены примерно в 100-150 м одна от другой. С глубиной, в гранитах, количество их сокращается – на тектонической поверхности шва они располагаются в 200-300 м друг от друга по латерали и в 150-250 м по падению. На глубоких горизонтах число впадин еще более сокращается (по латерали они располагаются в 300-500 м одна от другой). При этом впадины становятся овальными, вытянутыми по падению и крутосклоняющимися на северо-восток. На самых глубоких уровнях месторождения (абс. отметка 600-900 м) остаются только четыре впадины, вытянутые по падению.

Рудные тела приурочиваются к оперяющим сколам, протягивающимся в раздувах деформированной зоны. При этом от юго-западной границы каждой впадины и, соответственно, от перегиба Западного шва и наиболее пологих участков его отделяются оруденелые оперяющие сколы двух систем. Они круто падают преимущественно на северо-запад и запад - это сколы северо-восточного простирания и подчиненного северо-северо-восточного, близкого к субмеридиональному (рисунок 45). Жилы и прожилки преимущественно выполняют выдержанные сколы северо-восточного простирания, но местами довольно резко перегибаются, используя трещины второй системы. При этом чередование субвертикальных раздувов существенно галенит-сфалеритовых жил, ориентированных в северо-восточном направлении (рисунки 43, 45), однозначно свидетельствует об образовании их в процессе внутрирудных взбросо-сдвигов (левостороннего типа в плане). Амплитуда внутрирудных движений определяется в десятки сантиметров - первые метры (рисунок 44).

Тектоническая поверхность Восточного шва более выдержанна. Лишь на флангах она плавно изгибается, определяя корытообразную форму этого нарушения, в целом круто погружающегося на юго-восток. На глубоких горизонтах и на границе глубоких со средними, шов сопровождается полосой оперяющих сколов второй системы, близкой к субмеридиональному направлению. Они отделяются от лежащего бока Восточного шва и преимущественно протягиваются вниз по падению.

Сколы выполнены кварц-сульфидными жилами и прожилками, сложенными, наряду с преобладающим сфалеритом, ранними пиритом и пирротинном.

в) низкотемпературные месторождения

Киембаевское месторождение хризотил-асбеста

Киембаевское месторождение хризотил-асбеста генетически связано с одноименным массивом ультрабазитов,, который прорывает метаморфические образования нижнего палеозоя и вулканические породы девона и карбона в осевой части синклинали складки.

Ультраосновой массив имеет в плане форму вытянутого в меридианальном направлении кольца, которое разорвано в своей центральной части на западе и в северо-восточном углу на востоке. Северная и южная оконечности массива имеют резкие раздувы, шириной до 5-8 км. Общая длина массива по простиранию равна 18 км.

Внутри кольца ультрабазитов обнажается массив гранитоидов диаметром около 8-9 км. Причем в его приконтактной зоне с серпентинитами развиты диориты и диоритовые порфириты, а в центральных частях - граниты и гранодиориты.

В результате воздействия диоритовых порфиритов на протяжении 6-7 км серпентинитов почти нет, а вместо них встречаются продукты их гидротермального изменения, представленные оталькованными серпентинитами, тальк-хлоритовыми, тальк-карбонатными, тальк-актинолит-хлоритовыми породами.

С запада массив ультрабазитов контактирует с эффузивно-осадочным комплексом нижнего девона, среди которого широким развитием пользуются диабазы, диабазовые порфириты, кварцевые порфириты, альбитофиры и их туфы, в подчиненном количестве встречаются кремнистые яшмовидные породы.

На востоке ультрабазиты прорывают эффузивную толщу девона и кварцево-углисто-хлоритовые сланцы нижнего карбона. На юге ультрабазиты прорывают метаморфические породы нижнего палеозоя и карбона, а на севере контактируют с гранитной интрузией верхнепалеозойского возраста.

Ультрабазиты, слагающие Киембаевский массив, довольно однородны по своему составу и представлены, в основном, апоперидотитовыми серпентинитами. Лишь в центральных частях массива встречаются относительно слабо серпентинизированные перидотиты. Петрографическое изучение пород массива позволяет заключить, что серпентиниты образовались по гарцбургитам.

В пространственном размещении пород массива намечается некоторая зональность, выражающаяся в том, что в центральных частях его развиты слабо серпентинизированные первичные породы, сменяющиеся по направлению к периферии серпентинитами и, наконец на контакте с вмещающими породами хлоритизированными и оталькованными серпентинитами.

На площади Киембаевского ультраосновного массива значительное распространение имеют жильные породы. Представлены они диоритовыми порфиритами, микродиоритами, спессартитами, гранато-пироксеновыми породами. Пространственно все дайки подчинены структурным элементам и залегают, обычно, согласно общему направлению трещиноватости и расщеливания. Простираие даек меняется от северо-восточного до почти широтного. Длина даек от нескольких метров до десятков метров, при мощности от 0,3 до 10-12 метров. Характерна приуроченность большинства даек к прямолинейным зонам разломов, фиксируемых особенно четко на известных альбитоносных участках. Как правило, жильные образования сопровождаются полосами расщелированных и перемятых серпентинитов, вытянутых согласно простиранию даек.

В связи с тем, что зоны разломов контактируют структуру месторождения, прослеживание жильных образований играет большую роль в расшифровке месторождения.

Жильные породы внутри массива генетически связаны с интрузией гранитов.

По особенностям геологического строения Киембаевский массив ультрабазитов делится на две части: северную и южную.

Северная часть массива имеет в плане неправильную эллиптическую форму с узким выступом на юго-западе в сторону диоритовых порфиритов. Она вытянута в широтном направлении на 9 км, а в меридиональном на 5 км.

Северная часть массива характеризуется благоприятными условиями для асбестообразования. Центр ее занимают серпентинизированные перидотиты, а краевые зоны сложены серпентинитами, которые почти со всех сторон контактируют с гранодиоритами и в той или иной степени асбестированы.

Асбестообразование на месторождении связывается с воздействием молодой гранитной интрузии, окаймляющей ультрабазиты.

К северной части массива приурочены известные участки асбестизации: Главный, Северный, Третий.

Характерной особенностью северной части массива является наличие многочисленных даек, фиксирующих зоны тектонических нарушений.

Южная часть массива имеет неправильную дугообразную форму и занимает около 26 км². В пространственном распределении ультрабазитов этой части массива наблюдается та же зональность, что и для его северной части. Серпентинизированные перидотиты окаймляются зоной антигоритовых серпентинитов с баститом. Это антигоритовые серпентиниты далее сменяются хризотил-антигоритовыми и антигоритовыми разностями без зерен бастита.

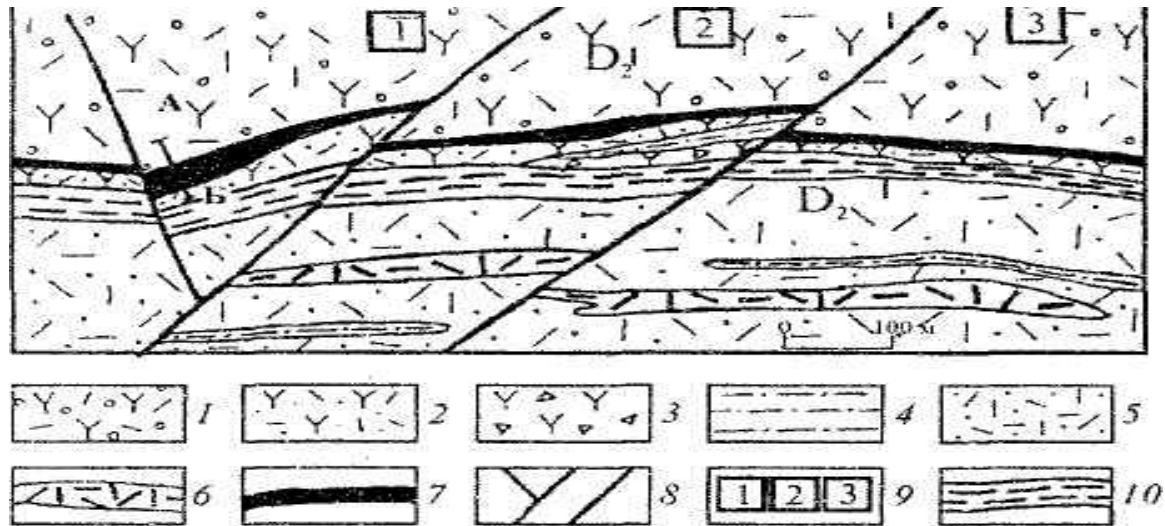
Промышленных концентраций асбеста здесь не обнаружено.

5.1.2 Класс вулканогенные андезитоидные месторождения

Вулканогенное месторождение Ашиктас

Вулканогенное месторождение Ашиктас в Северной Бетпак-Дале (Центрально-Казахстанский девонский вулканоплутонический пояс) представляет собой нетрадиционный для Казахстана тип золото-серебряных руд с низкими содержаниями золота (1-4 г/т).

Вулканогенное золото-серебряное месторождение Ашиктас представлено золотоносной зоной метасоматических (вторичных) кварцитов значительной протяженности (не менее 1,2-1,5 км) и мощностью до 20-50 м. Рудовмещающие породы - вулканогенно-терригенные (риолито-дациты, туфы, туфоалевролиты, туфопесчаники) образования среднего девона (рисунок 46).



Вулканогенно-терригенные отложения среднего девона: 1 — грубообломочные туфы риолито-дацитов, 2 — то же, мелкообломочные, 3 — туфобрекчии, 4 — туфоалевролиты, 5 — туфопесчаники, 6 — субвулканические тела фельзитов, фельзит-порфиров; 7 — золотоносная зона метасоматического, жильно-прожилкового и жильного окварцевания; 8 — разломы; 9 — тектонические блоки (1 — западный, 2 — центральный, 3 — восточный); 10 — зона милонитов (шовная зона); А—Б — линия геологического разреза

Рисунок 46 - Геологическая схема месторождения Ашиктас, по материалам АО «Степгеология»:

Рудная зона приурочена к висячему боку милонитового шва мощностью 20-50 м и контакту грубо- и мелкообломочных туфов риолито-дацитов, имеющим северо-восточное и субширотное простирания и крутое (75-85°) падение на север, северо-запад. Южнее рудной зоны в туфах присутствуют дайкообразные тела фельзитов и фельзит-порфиров. По геолого-геофизическим данным вулканогенно-терригенная толща подстилается гранитным плутоном, кристаллизационной и пневмато-гидротермальной деятельностью которого обусловлены своеобразные особенности месторождения: кислый состав субвулканических тел, метасоматические изменения стадии кислотного выщелачивания, проявления в ореолах и рудах редкометальной минерализации. Двумя северо-восточными взбросо-сдвигами площадь месторождения разбита на западный, центральный и восточный тектонические блоки.

Рудная зона представлена линейным штокверком метасоматического, жильно-прожилкового и жильного окварцевания. Кварц нескольких генераций. Кварцевый метасоматит, образующий основу рудной зоны и имеющий криптомелкозернистую структуру и массивную, плотную, пятнистую, брекчиевидную текстуры, представлен гранобластовой массой кварца I, в которой в виде примеси присутствуют барит, адуляр, альбит, серицит. Зерна кварца I размером от сотых долей до 0,5-0,7 мм имеют изометричную, удлинённую, неправильную формы, местами катаклазированы, частично перекристаллизованы. Агрегат кварца I пронизан взаимно пересекающимися просечками светло-серого и серого шестоватого кварца II мощностью 0,1-10 мм, с которым ассоциируют серицит, мусковит, калишпат, рудные минералы. Кварц III чистый, выполняет тонкие (доли миллиметра) трещинки, секущие кварц I и II.

Породы, развитые со стороны висячего и лежащего боков рудной зоны, представлены массивными, слабосланцеватыми литокристалловитрокластическими туфами риолит-дацитового состава. Кристаллокласты сложены кварцем, калишпатом, мусковитизированным и лейкоксенизированным биотитом, литокласты - изменёнными порфиритами и обломками вулканического стекла, туфами, альбититовыми метасоматитами, редко филлитами и туффитами. Вторичные изменения выражены в гидрослюдизации, окварцевании, калишпатизации, баритизации, сульфидизации. Гидрослюда развита повсеместно, почти полностью замещая раскристаллизованное вулканическое стекло. Окварцевание неравномерное. Как и в рудной зоне, здесь отмечаются ранний метасоматический кварц I в виде локальных гнезд, жилковидный шестоватый кварц II, сопровождаемый баритом, серицитом, калишпатом, и нитевидный кварц III.

Объёмная метасоматическая зональность месторождения (от центра к флангам и сверху вниз): монокварцевое ядро (с баритом, альбитом, слюдой) - кварц-серицит-мусковитовая зона (с баритом, адуляром, сульфидами) - зона адуляр-кварцевых прожилков (с пиритом, минералами Au, Ag, Cu) - пропилиты (кварц, карбонаты, хлорит, эпидот, пирит). Вертикальный размах рудоносных метасоматитов не менее 600-800 м.

Специфическими особенностями рудной минерализации являются: значительное число минеральных соединений (более 25); несколько генераций пирита, самородного золота, арсенопирита; широкий спектр медьсодержащих (халькопирит, халькозин, борнит, теннантит, ковеллин, самородная медь, айкинит) и серебросодержащих (самородное серебро, акантит, сульфосоли серебра, петцит, штернбергит) соединений; редкометальная ассоциация (шеелит, касситерит, молибденит); разнообразные вторичные минералы Fe, Mn, As, Cu, Pb, Te, Ag и Au. Ниже приведены рудные минералы месторождения Ашиктас.

Первичные:

- главные — пирит, самородное золото, самородное серебро, халькозин;
- подчиненные — марказит, халькопирит, теллуриды, арсенопирит, ковеллин, блеклая руда (теннантит), акантит, галенит, сфалерит, шеелит, сульфосоли серебра;
- редкие — айкинит, нагиагит, штернбергит, молибденит, борнит, самородная медь.

Вторичные:

- гётит, гидрогётит, лимонит, ярозит, псиломелан, скородит, англезит, ковеллин, самородное золото, самородное серебро, теллурит, сульфосоли серебра.

Гипергенная минерализация распространена до глубин 50-80 м. Преобладают вторичные соединения железа (до 70-90 %) и марганца, развивающиеся по пиритам различных генераций (метаколлоидному, фрамбоидальному, вкрапленному, кристаллическому) и железистому карбонату. Им свойственны колломорфно-зональные, почковидные, плотные, рыхлые, хлопьевидные, петельчатые, прожилковые, гнездовидные, пятнистые, интерстициальные текстуры.

Теллурит (вторичный минерал теллура) зафиксирован в участках совмещения лимонитов различного типа (интерстициальных, прожилковых, агрегатных) и на контакте зерен кварца с гипергенными минералами железа. Тесно ассоциирует с вторичными сульфосолями серебра и самородным серебром, нередко образует оторочки по первичному теллуриду. Размеры выделений теллурида 0,02-0,05 мм.

Переотложенное самородное серебро (до 0,1-0,2 мм) имеет пыле-, волосо-, дендритовидную формы, развивается в агрегатах гидрослюдисто-охристо-

псиломеланового состава и пустотах выщелачивания сульфидов в ассоциации с теллуридом, сульфосолями серебра и ковеллином.

Сульфосоли серебра (до 0,1 мм) отмечаются в виде пылевидных образований в гидроксидах железа, пленок по вторичному ковеллину, точечных микровыделений по краям псевдоморфоз лимонита по пириту, оторочек по теллуриду.

Ковеллин образует сростания с первичным халькопиритом, а также отдельные гнезда, линзы и микропрожилки в гидроксидах железа.

Англезит и скородит представлены псевдоморфными выделениями, развивающимися соответственно по зернам галенита и кристаллам арсенопирита ромбических сечений.

В первичных рудах и метасоматитах отмечаются следующие минеральные ассоциации: пирит-марказитовая, кварц-шеелитовая, кварц-касситеритовая, пирит-молибденит-халькопиритовая, пирит-халькопирит-халькозиновая (с акантитом, борнитом, ковеллином, теннантитом), золото-арсенопирит-пиритовая, золото-кварц-сфалерит-галенитовая, золото-пирит-блеклорудно-теллуридная, сульфосольно-теллуридно-серебряная (айкинит, самородное серебро, акантит, штернбергит, нагиагит, петцит, сульфосоли серебра).

Пирит — наиболее распространенный рудный минерал, его количество в среднем 1-2 %, местами до 2-5 %. Образует вкрапленность, цепочечные и гнездовые агрегаты, одиночные кристаллы, прожилки, линзы. Развиг в кварцевых жилах, кварцевых и кварц-серицитовых метасоматитах, слабоизмененных туфах. Ранний колломорфный и фрамбоидальный пирит ассоциирует с марказитом. В более поздних образованиях дисульфид железа совмещен с арсенопиритом, полиметаллическими сульфидами, блеклой рудой, теллуридами. Пирит нередко раздроблен и сцементирован халькопирит-халькозиновым агрегатом. Субмикроскопическое золото зафиксировано в пиритах сложной огранки. Поздний пирит отличается высокой фазовой неоднородностью, наличием микропарагенезисов халькопирит-сфалерит и штернбергитайкинит-самородное серебро.

Самородное серебро образует пылевидные обособления, микроазисы, тонкие палочки и дендриты в прожилках серого кварца, а также парагенезисы с айкинитом и штернбергитом в дробленых кристаллах пирита. В зоне окисления оно переотлагалось с некоторым укрупнением (до десятых долей миллиметра).

Халькозин — самый распространенный медный минерал. Он цементирует микронки дробления в пирите, облекает зерна халькопирита и пирита, образует интерстициальные и гнездовые скопления в кварцевых жилках и кварцевых метасоматитах. Иногда содержит тонкие обособления акантита. В сростаниях с халькозином отмечаются пирит, халькопирит, ковеллин, борнит, блеклая руда, арсенопирит.

Халькопирит наблюдается в гидротермально измененных туфах, кварцевых прожилках, монокварцитах в ассоциации с пиритом, халькозином, блеклой рудой, борнитом, арсенопиритом и сфалеритом. В пирите образует пойкилитовые сростания с борнитом, халькозином, сфалеритом.

Блеклая руда (теннантит) отмечается в агрегатах халькопирит-борнит-ковеллин-халькозинового состава и в сростках с галенитом и петцитом. При распаде блеклой руды образуются тонкие зерна арсенопирита II. Ранний золотоносный арсенопирит I имеет укороченную бипирамидальную с ромбическим сечением или тонкоигольчатую форму кристаллов.

Теллуриды присутствуют в поздних кварцевых прожилках в сростаниях с пиритом, блеклой рудой, самородным золотом и самородным серебром. Для них характерны палочковидные и интерстициальные выделения. В пирите наблюдались единичные пойкилиты петцита.

Золотоносная кварц-сфалерит-галенитовая ассоциация занимает промежуточное положение между ранней золото-пирит-арсенопиритовой и поздней золото-пирит-блеклорудно-теллуридной ассоциациями. Сфалерит чаще ассоциирует с пиритом, галенит - с блеклой рудой и петцитом.

Минералы редкометальной ассоциации (касситерит, шеелит, молибденит) - ранние образования. Их единичные кристаллы и вкрапления размером до 0,02-0,05 мм сосредоточены в высокотемпературных кварцевых прожилках. Молибденит

(тонкие лейсты) обнаружен в участке развития медных минералов (халькозин, халькопирит, теннантит, ковеллин).

Сложные сульфиды, сульфосоли, теллуриды свинца, висмута, серебра (айкинит, штернбергит, нагиагит) сформировались в заключительную средне-, низкотемпературную стадию. Эти минералы накладывались на золотоносные кварцевые жилы или образовывали микропарагенезисы в пирите.

Устанавливается отчетливая минеральная зональность от лежачего бока рудной зоны к висячему. Касситерит отмечен в лежащем боку, самородное золото II, молибденит и шеелит - в самой рудной зоне, айкинит и штернбергит - в висячем боку. Парагенезис халькопирит-халькозин характерен как для лежачего бока, так и для самой рудной зоны.

Арсенопирит-теннантитовая минерализация встречается в рудной зоне и измененных туфах со стороны ее лежачего бока. Галенит развит в рудной зоне и ее висячем боку. Сфалерит и теллуриды имеют «сквозное» распространение. В целом минеральная зональность относится к регрессивному типу.

Руды и эндогенные ореолы отличаются сложным элементным составом. Наряду с элементами, обычными для близповерхностных месторождений (Au, Ag, Pb, Ba, As, Bi, Cu и др.), отмечаются W до 0,8-1,0 %, Be 5-15 г/т, Mo 3-100 г/т, Sn до 20 г/т. По интенсивности содержаний элементы подразделяются на три группы (в скобках значения кларков концентраций КК): высоконтрастные Au, Ag, W (до сотен-первых тысяч КК), умеренноконтрастные Sb, Bi, Cu, As, Ba (до десятков КК) и слабоконтрастные Pb, Zn, Mo, Sn, Be, Ni, Co, Cr (1-10, редко более 10 КК).

Золото-серебряное месторождение Ашиктас — особый геолого-промышленный тип рудных объектов, во многом отличающийся от традиционных для Казахстана кварцево-жильных вулканогенных месторождений золота. Его специфические черты: высокая сиаличность вулканических и интрузивных образований (риолит-дацитовая, фельзитовая, гранитовая формации); локализация в вулканитах девонского возраста в условиях неглубокого залегания гранитизированных пород фундамента; рудоконтролирующая роль зоны милонитизации субширотного направления; значительные параметры золотоносной

зоны при линейно-штокверковой морфологии рудных тел; золото-серебро-редкометально-полиметаллическая специализация ореолов и руд; широкий спектр минеральных ассоциаций; наличие не менее трех генераций самородного золота; повсеместное развитие барита; повышенная сереброносность руд при изменчивом диапазоне отношения Au/Ag; значительные объемы рудной массы, представляющие практический интерес.

5.1.3 Класс вулканогенно-осадочные базальтоидные субмаринные месторождения

Колчеданные месторождения Испании и Португалии

Уникальное скопление колчеданных руд, известное под названием Иберийского пиритового пояса, располагается на юго-западе Пиренейского полуострова от Севильи до западной границы Португалии.

По длине 230 км и ширине от 25 до 40 км пояс включает около 300 колчеданных месторождений от мелких залежей, разрабатываемых кустарным способом, до крупнейших колчеданных месторождений мира таких как, Рио-Тинто Тарсис, Ля Царца – в Испании; Санто-Доминго, Алжут-Трел, Луцалло – в Португалии. Нередко колчеданные месторождения ассоциируют с мелкими месторождениями марганцевых руд, связанными с ними пространственно и генетически.

Некоторые из колчеданных месторождений пояса разрабатываются непрерывно в течение трех тысячелетий. Общие запасы колчеданных руд, по подсчетам 1952 г, составляют 800-1000 млн. т., что равняется почти половине мировых запасов пирита (без России). В течение последних 100 лет из 60 крупнейших колчеданных месторождений было добыто 280 млн.т. медьсодержащих руд. Высококачественные руды в настоящее время почти выработаны. Несмотря на это каждый квадратный метр пояса содержит 55 кг железа и 4 кг цветных металлов. Добываемая в настоящее время руда содержит (в %). Fe 40-46, S 42-60; Cu, Pb и Zn

2-4, As 0,1-0,7. Главным объектом добычи является серный колчедан, медь добывается попутно там, где, содержания ее достаточно высоко.

Южные склоны гор Сьерра-Морена и возвышенность Бейшу-Алентежу, в пределах которых размещаются месторождения, представляют собой единый вулканический пояс (островную дугу), заложенный вдоль зоны глубинного разлома. Рудовмещающие вулканические отложения залегают на мощной серии сланцев, песчаников и кварцитов с линзами конгломератов и известняков, содержащих верхнефалинские конодонты, и перекрываются фаунистически охарактеризованными образованиями кульма.

Продуктивная «промежуточная серия» представляет собой фациально изменчивый комплекс, состоящий из черных кремнистых, иногда известковистых сланцев, светлых яшм и пурпурных сланцев с линзами железистых пепловых туфов и марганецсодержащих яшм с прослоями туффитов и граувакк с одним или двумя горизонтами базальтов («верхних») и их туфов. Геохимические исследования осадочных пород указывают на малоглубинный характер бассейна накопления «промежуточной серии». Общая мощность серии около 300 м.

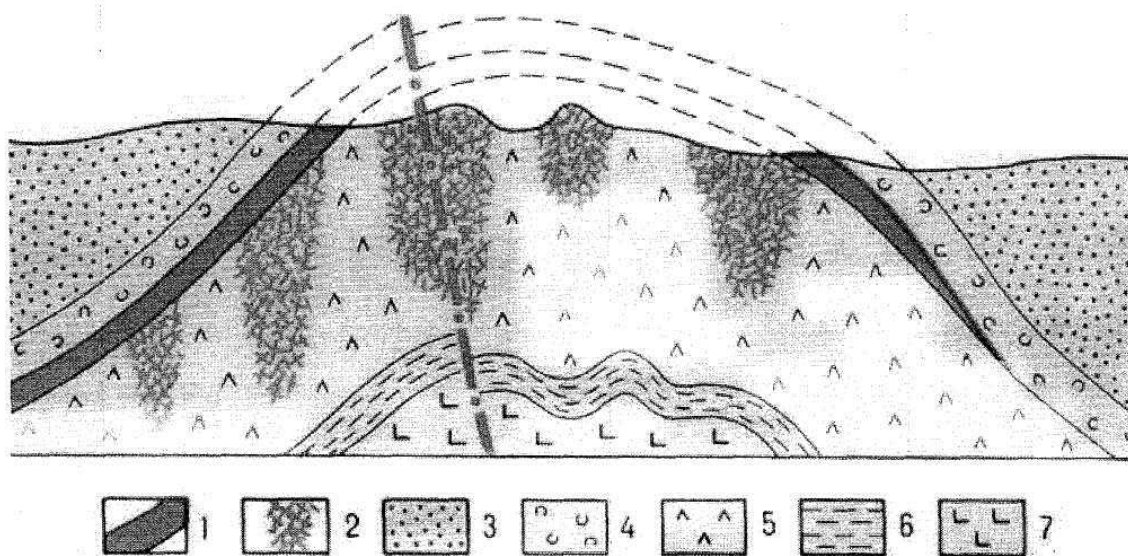
Интрузивные образования района представлены маломощными сплавами альбитизированных долеритов в основании «Главных кислых вулканитов», а также вытянутыми массивами гранодиоритов, залегающими субпараллельно минеральному поясу, в 5-10 км севернее его, вдоль Сьерра-Морена.

Месторождения содержат восемь крупных залежей, самые большие из них (Сан-Дионисио и Южная жила) являются смещенными по разлому частями одного гигантского рудного тела.

Рудное тело Сан-Дионисио располагается вдоль южного склона хр. Соломона и представляет собой крутопадающую к югу линзу длиной 1100, мощностью 70-270 и протяженностью по падению около 500 м. Она содержит 130 млн. т. руды содержащей 0,6-1,2 % Cu.

Рио-Тинто - месторождение колчеданно-полиметаллических руд в Испании, в провинции Уэльва. Известно с 1100 до н.э., систематически разрабатывается с 1873 г. Интенсивная разработка с 1966 г. Месторождение

расположено в юго-западной части Испании в пределах Иберийского пиритового пояса. Сложено осадочно-вулканогенными отложениями нижнего карбона мощностью 600-800 м. Разрез начинается с базальтов, которые сменяются андезитами, и завершается толщей лав и пирокластов кислого состава, перекрытой сланцами и граувакками. Нижнекаменноугольные породы выполняют пологую синклиналь, которая осложнена антиклиналью, образовавшейся на месте вулканокупольной постройки (рисунок 47).



1 - массивные колчеданные рудные тела; 2 - штокверковые рудные тела; 3 - сланцево-песчаная толща; 4 - *туфы* риолитов; 5 - лавы риолитодацитов и риолитов; 6 - *сланцы* и *конгломераты*; 7 - лавы основного состава

Рисунок 47 - Схематический геологический разрез месторождения Рио-Тинто

Рудные залежи занимают площадь более 5 км². Оруденение приурочено к этой структуре и сосредоточено в пачке пирокластических пород кислого состава. Рудные тела - согласные пластовые залежи массивных и слоистых колчеданно-полиметаллических руд в верхней части (Сан-Дионисио, Планес, Сан-Антонио) и штокверк прожилково-вкрапленных и брекчиевых медно-колчеданных руд внизу (Южная и Северная рудоносные зоны и Сьерро-Колорадо). Пластовая залежь имеет длину по простиранию несколько километров при мощности до первых десятков метров. Протяжённость участков развития штокверковых руд достигает 300 м.

Главные минералы колчеданно-полиметаллических руд - пирит, халькопирит, сфалерит и галенит (содержание Cu 1,4-1,7 %, Pb 0,2-0,9 %, Zn 0,9-1,6 %), медно-колчеданных руд - пирит и халькопирит, в зоне цементации - халькозин. Среднее содержание Cu 0,7 %. Пластовые залежи колчеданно-полиметаллических руд в значительной мере отработаны. Основную ценность месторождения составляют медно-колчеданные руды. Руды месторождения содержат золото и серебро. Суммарные общие запасы руд 250 млн. т, разведанные 210 млн. т (1982).

Контрольные вопросы и задания

1 Какая возможна связь гидротермальных месторождений с магматическими породами?

2 Охарактеризуйте физико-химические и термодинамические условия рудообразования гидротермальных месторождений.

3 На какие классы подразделяется группа гидротермальных месторождений?

4 Охарактеризуйте плутоногенные гранитоидные месторождения.

5 Охарактеризуйте вулканогенные андезитоидные месторождения?

6 Охарактеризуйте вулканогенные базальтоидные субмаринные месторождения.

7 Назовите подразделение колчеданных месторождений.

8 Охарактеризуйте медно-молибденовое месторождение Коунрад.

9 Особенности геологического строения месторождения Садон?

10 Охарактеризуйте колчеданные месторождения Испании и Португалии.

Заключение

Приведенная краткая характеристика и примеры конкретных месторождений наглядно иллюстрируют образование рудных месторождений собственно магматического этапа (ранне-, позднемагматического, в процессе ликвации жидкого расплава), а также более сложный характер флюидно-магматических систем, которые свое начало берут в процессе кристаллизационной дифференциации магматического расплава и продолжают формироваться под влиянием флюидов, отделяющихся на разных глубинных уровнях на завершающемся этапе магматической кристаллизации остаточного расплава. А также скарновые, альбитит-грейзеновые и гидротермальные месторождения, которые связаны с кислыми, средними и щелочными магматическими комплексами и формировались на позднеинтрузивной и постинтрузивной стадиях их становления

На фоне общей эволюции рудно-магматических систем проявляются яркие индивидуальные особенности в каждом из рассмотренных классов месторождений, образующие промышленные скопления ценного минерального сырья (алмазов, хромитов, никеля и других).

Список использованных источников

1. Гадиятов, В.Г. Камнесамоцветные формации северо-востока Азии./ В.Г.Гадиятов. Воронеж: Воронеж. гос. ун-т, 2005. – 271 с.
2. Гадиятов, В.Г. Цветные камни Якутии и их месторождения./В.Г.Гадиятов, В.К.Маршинцев. Екатеринбург: Банк культурной информации, 2000. – 328 с.
3. Римская-Корсакова, О.М. Геология месторождений Ковдорского массива / О.М. Римская-Корсакова, Н.И. Краснова. СПб.: Изд. СПбГУ, 2002. - 146 с.
4. Дистлер, В.В. Платиновые руды Норильских расслоенных интрузивов: соотношение магматического и флюидного концентрирования благородных металлов./В.В. Дистлер// Геология рудных месторождений, Том 41.-1999.- № 3.- С. 241-265.
5. Агеева, О.А. Эволюция минералообразования в породах комплекса рисчорритов (Хибинский массив). /О.А.Агеева // В кн.: Исследования молодых. Материалы XIII молодежной конференции, посвященной памяти К.О. Кратца. Т. 2. Апатиты. 2002. -С. 7-11.
6. Дудкин, О.Б. Комплекс месторождений Ковдорского массива./О.Б. Дудкин, Ю.М. Кинарский// Геология рудных месторождений, Том 36.-1994.- № 1.- С.31-41.
7. Трехмерное минералогическое картирование Ковдорского карбонатит-фоскоритового комплекса / А.О. Калашников [и др.]// Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона. Апатиты: Изд-во К&М, 2012. -С. 332–333.
8. Осадочно-вулканогенная природа основания карнийского яруса - источника алмазов северо-востока Сибирской платформы / С. А. Граханов [и др.] // Отечественная геология, 2010. - № 5. - С. 3-12.
9. Малышев, А. И. Сера в магматическом рудообразовании./А.И.Малышев Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2004. -189 с.

10. Савельев, Д. Е. Хромиконосность гипербазитовых массивов Южного Урала: автореферат дис. ... докт. геолого-минерал. наук /Д.Е.Савельев.- Пермь, 2012. – 43с.
11. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского п-ова и Северной Карелии / А.А. Кухаренко [и др.] // Геология месторождений Ковдорского массива. СПб.: Изд. СПбГУ, 2002. -146 с.
12. Авдонин, В. В. Геология полезных ископаемых / В. В. Авдонин, В. И. Старостин. - М. : Академия, 2010. - 383 с.
13. Типоморфные особенности строения минеральных агрегатов ультрамафитов и механизм концентрации в них хромшпинелидов/Р.Л.Бродская [и др.] // Записки ВМО. 2003.- № 4. С. 18–38.
14. Плечов, П. Ю. Пегматиты Хибинского массива и их связь с материнскими породами./П.Ю. Плечов// Вестник МГУ, сер. IV, геология, 1992.- №4- С. 50-59.
15. Плечов, П.Ю. Реликты аполейцитовых пород в ричесорритовом комплексе Хибинского массива и их генетическое значение. /П.Ю. Плечов, Н.С. Серебряков// ДАН, сер.IV, геология, т.394, 2004.- №5- С .673-676.
16. Средкин, М. В. Петрология железорудного и флогопитового месторождений Ковдорского массива: автореферат дис. ... канд. геолого-минерал. наук /М.В.Средкин. - Москва, 2001. - 32 с
17. Кочнев-Первухов, В. И. Прогнозно-поисковые модели металлогенических таксонов Норильского района и их использование для выделения перспективных площадей / В. И. Кочнев-Первухов, А. И. Кривцов // Отечественная геология, 2006. - N 4. - С. 9-17.
18. Криволуцкая, Н. А. Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. / Н. А. Криволуцкая. Москва : Товарищество научных изданий КМК, 2014. - 305 с.
19. Старостин, В. И. Геология полезных ископаемых/ В. И. Старостин, П. А. Игнатов. - М. : Академический проект, 2006. - 512 с.
19. Лихачев, А. П. Состав и генезис оливинов магматических образований

Норильского района / А. П. Лихачев // Отечественная геология, 2015. - № 2. - С. 80-95.

20. Лихачев, А. П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения: механизмы накопления, новые источники и методы получения рудных веществ /А.П.Лихачев// Руды и металлы. 2002. -№ 5.- С. 9-23

21. Горбачев, Н. С. Источники и условия формирования сульфидо-силикатных магм Норильского района / Н. С. Горбачев // Геология рудных месторождений, Т. 54.- 2012. - № 3. - С. 195-220.

22. Панкратьев П.В. Основы учения о полезных ископаемых. Методические указания к лабораторному практикуму. / П.В. Панкратьев, А.С. Чаплыгина, И.С. Чаплыгина. - Оренбург: ГОУ ОГУ, 2003.- 67с.

Учебное пособие

Петр Владимирович Панкратьев

Инна Витальевна Куделина

ГЕОЛОГИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ISBN 978-5-7410-1621-3



9 785741 016213