

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Государственное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Оренбургский государственный университет»

**П.В. ПАНКРАТЪЕВ, А. С. ЧАПЛЫГИНА, И.С.
ЧАПЛЫГИНА**

ОСНОВЫ УЧЕНИЯ О ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Рекомендовано редакционно-издательским советом Государственного образовательного учреждения высшего профессионального образования «Оренбургский государственный университет» в качестве методических указаний для студентов специальности «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых»

Оренбург 2004

ББК 26.34 я 73
П 16
УДК553.04 (075)

Рецензент

Кандидат геолого – минералогических наук, доцент В.П. Лощинин

П 16 **Панкратьев П.В., Чаплыгина А.С., Чаплыгина И.С.**
Основы учения о полезных ископаемых: Методические указания к лабораторному практикуму по магматическим и флюидно-магматическим месторождениям. - Оренбург: ГОУ ОГУ, 2003.- 64с.

Методические указания предназначены для выполнения лабораторного практикума по дисциплине «Основы учения о полезных ископаемых» для студентов специальности 080100.

ББК 26.34 я 73

© Панкратьев П.В., Чаплыгина А.С.,
Чаплыгина И.С., 2004
© ГОУ ОГУ, 2004

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. Наиболее тесную связь с магматизмом имеют магматические и флюидно-магматические месторождения.

Среди месторождений магматической и флюидно-магматической группы 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). Они относятся к уникальным и крупным месторождениям. В них проявлены наиболее типичные черты рассматриваемых генетических разновидностей месторождений. В данном разделе приводится их характеристика.

Цель методического указания: дать представление о магматических и флюидно-магматических месторождениях на примере наиболее значимых объектов. Краткое изложение теоретической части в первом разделе позволит лучшему восприятию приведенных примеров и других подобных объектов, освещенных в геологической литературе.

1 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 слагающих 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-Таланахский 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 оз. Верхнего. Сульфидные залежи накапливались в основании перидотитовых разностях.

Норильско-Таланахский 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 (>18%). Для вул-

каногенных 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 $Ni \approx 1,5-2,5\%$.

Плутоногенная группа также приурочена к протерозойским зеленокаменным поясам (Сикс-Майл в Зап. 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 заключении халькопирита.

2 Хромитовые, титаномагнетитовые и платиноидные месторождения развиты в расслоенных массивах, относящихся к тектоноплутоническому типу областей протективизации докембрия. К наиболее известным рудоносным массивам относятся Бушвельд и Великая Дайка Зимбабве в Южной Африке, Чинейский в Забайкалье, Стилуотер 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 диалоговыми 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 шпировые 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 Бит 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 газовой жидкостью 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 (сод. CO_2 – 4 %);

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

3 карбонатитоиды – 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, альби-

та 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 Пасе (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 раскристаллизаций 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 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, а также редкие земли;

2) гибридные пегматиты, образованные при ассимиляции глиноземистых пород, в силу чего обогащенные андалузитом, кианитом, силлиманитом. Пегматиты – крупно- и гигантозернистые рудные тела, близкие по составу интрузиям, с которыми они пространственно связаны. Пегматиты отличаются формой, строением и, иногда, наличием редкометалльных 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;

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 (таблицы 1) и схема развития пегматитового процесса по А.Е. Ферсману (таблица 2) приведены ниже.

Таблица 1 – 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, пирохлор, 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.

Генезис пегматитов

Существует пять основных гипотез пегматитообразования:

1) магматогенно-гидротермальная, разработанная А. Ферсманом, В. Никитиным и другими, - пегматиты продукты раскристаллизации 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 газодные 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 пере-

кристаллизации и роста микроклинов, образовавшим стержневых сегрегаций под влиянием кислых флюидов, интенсивном развитии системы трещин поясного типа сопровождающиеся образованием крупнокристаллических слюд, после сжимающих напряжений, сопровождающихся хрупкими и пластическими деформациями и наступлении их ослабления. Поступают флюиды и развитие серицита, альбита, кварца, хлорита, кальцита, пирита, магнетита и др.

Общая характеристика минерального состава магматических и флюидно-магматических месторождений дана в таблице 3

Таблица 2 Схема пегматитового процесса по А.Е.Ферсману (Успенакая 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	Доpegматитовый				Пегматитовый		Послеpegматитовый	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 3 – Главные рудообразующие минералы
Магматических и флюидо-магматических месторождений

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

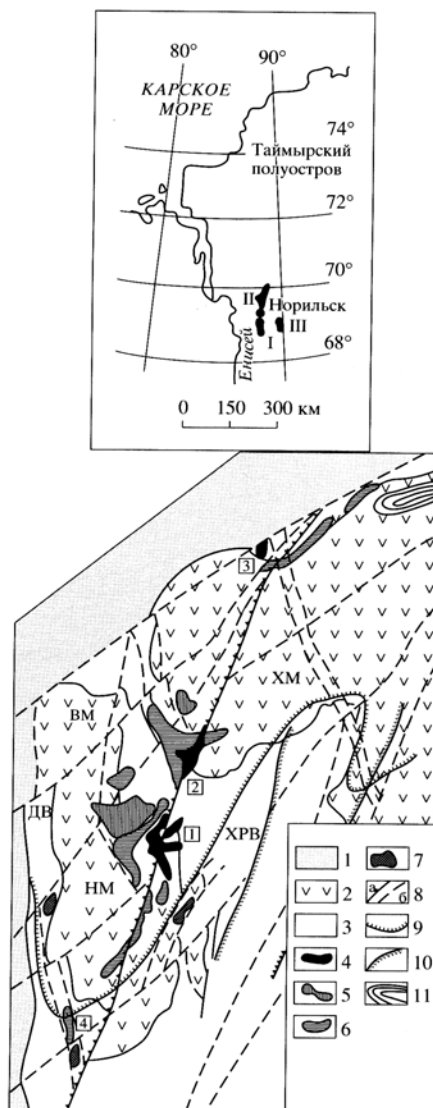
2 Описание представительных типов месторождений

2.1 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).



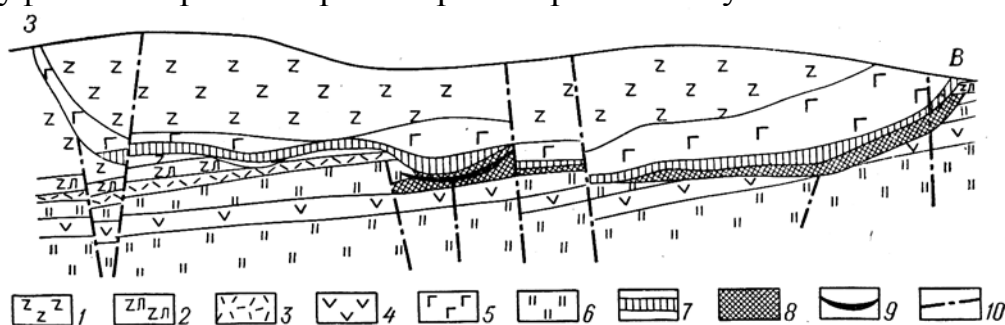
1-мезозой-кайнозойские осадочные отложения; 2-верхнепермские-нижнетриасовые вулканогенные породы; 3-рифей-палеозойские осадочные и вулканогенно-осадочные породы; 4-7 – дифференцированные гипербазит-базитовые интрузивы; 8-региональные разломы: магмарудоконтролирующий Норильско-Хараерлахский (а) и прочие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

Рисунок 1 - Геолого-структурная схема Норильского рудного района /4/

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 – 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 траповой магмы, переходную к подкоровому хондритовому веществу (М. Годлевский). Они относятся к гипабиссальной фации глубинности.

Форма интрузивов пластообразная, неправильная, корытообразная, обусловленная локализацией в пологих синклинальных складках 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 2).

В Норильском рудном районе известны следующие сульфидные медно-никелевые месторождения, генетически и пространственно тесно связанные с диф-

ференцированными интрузивами габбро-долеритов: Норильск I, Норильск II, гора Черная, Талнахское, Октябрьское, Имангда.

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

Строение и размещение оруденения интрузивов норильского типа показана на рисунке 3.

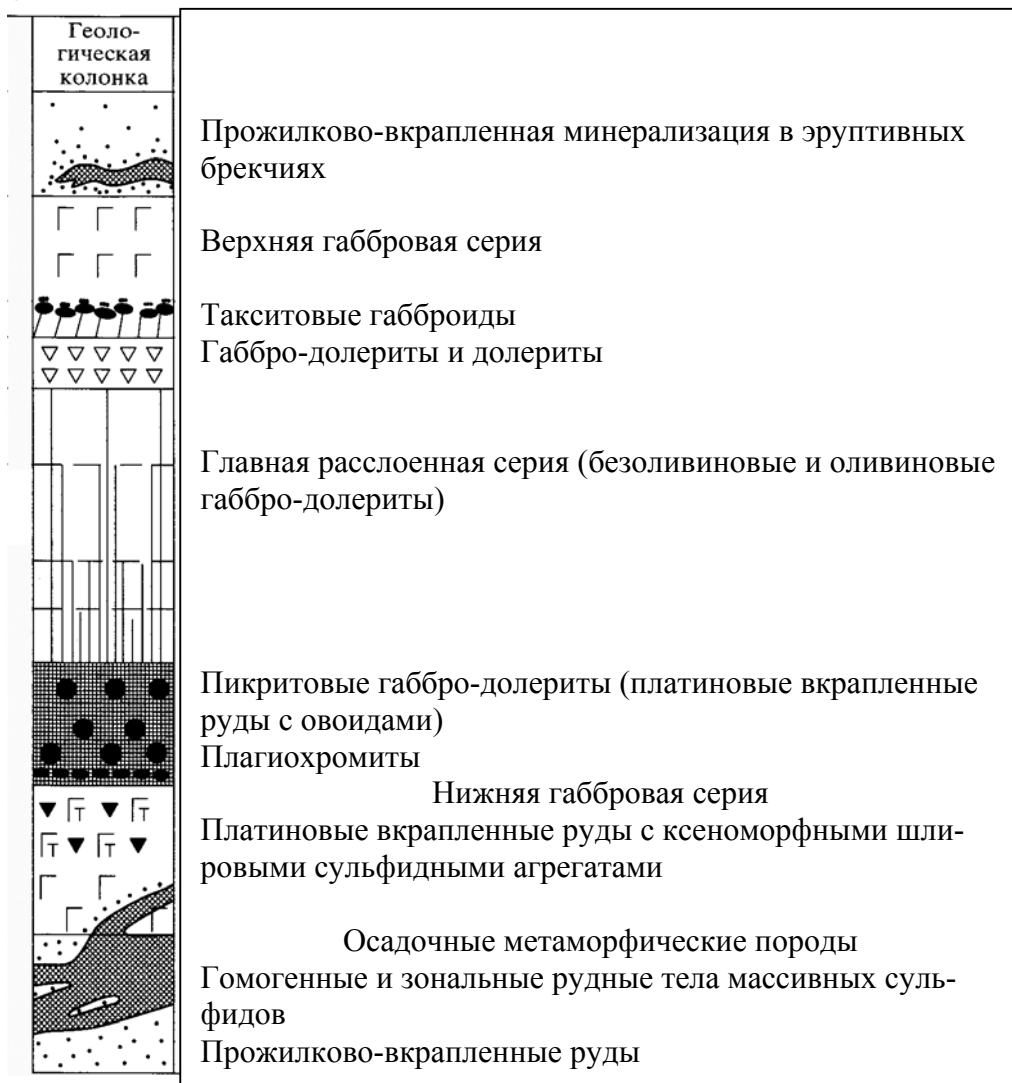
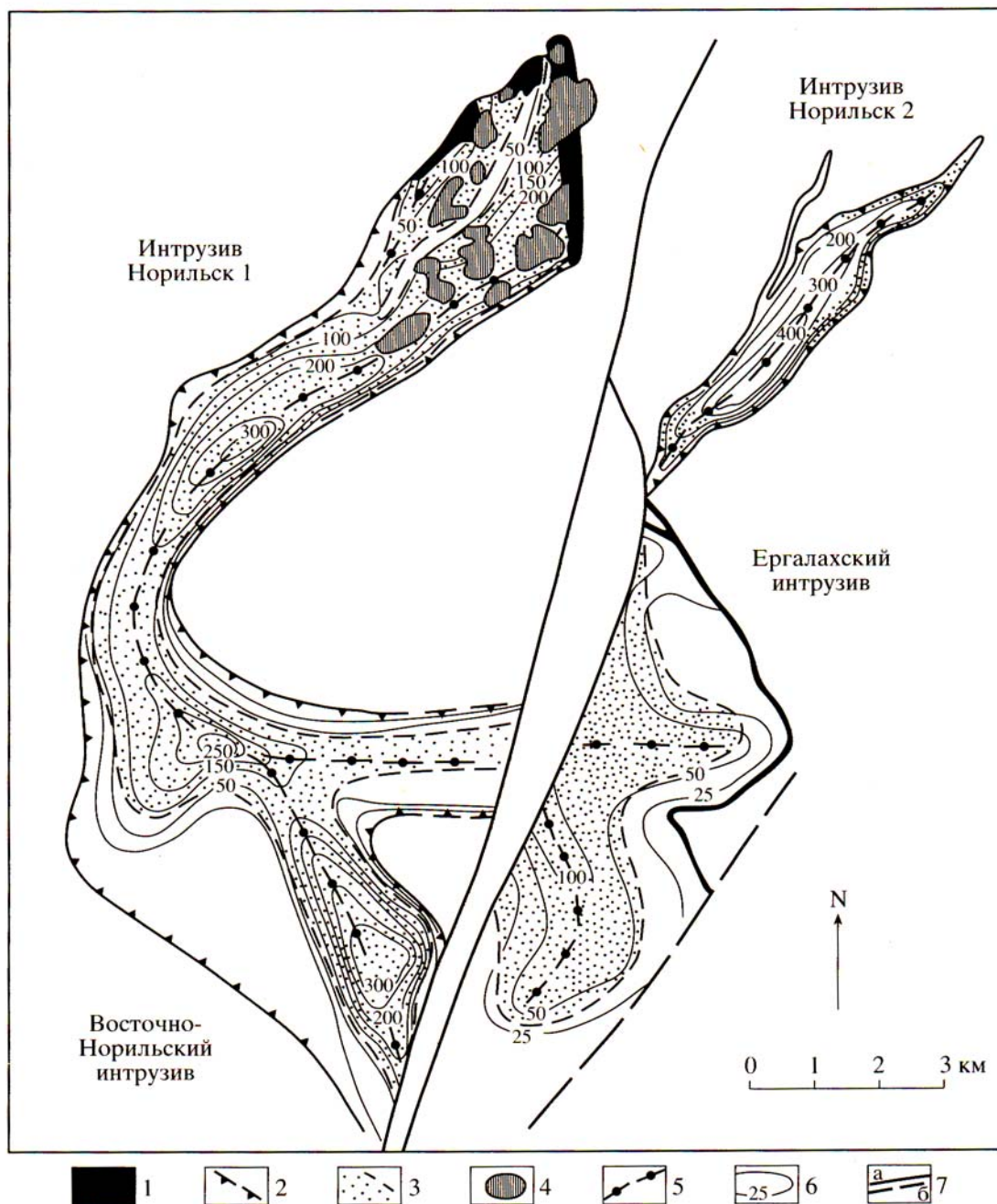


Рисунок 3 - Строение рудоносных массивов норильского типа и размещение связанного с ним оруденения /4/

Месторождение Норильск I

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 СВ направлении на 12 км. Мощность его колеблется от 30 до 350 м, в среднем составляют 130 м (рисунок 1). 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.

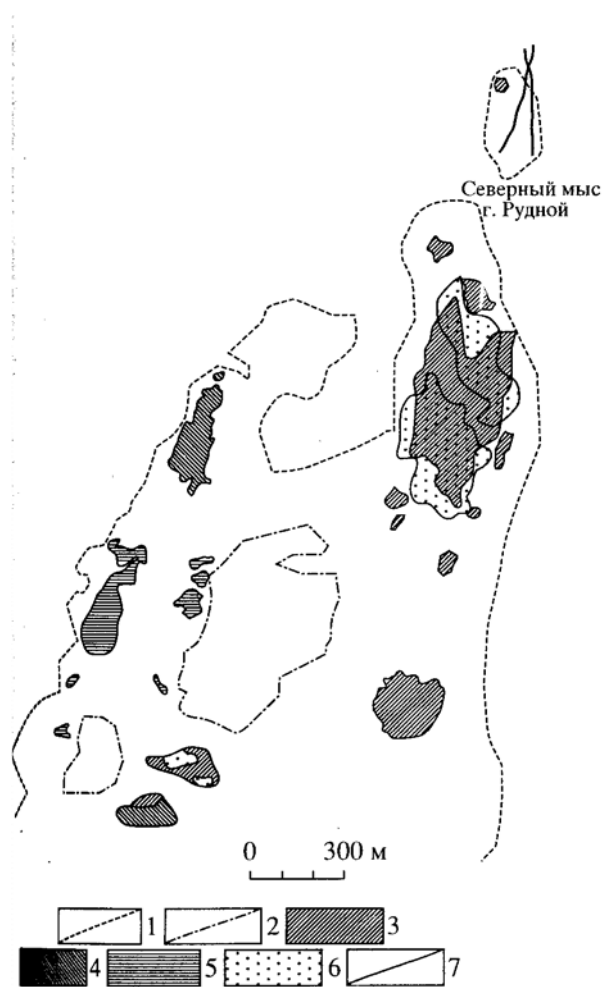
Внутренне строение интрузива отличается четкой расслоенностью, с закономерным чередованием пород (сверху вниз):

- 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 выделяются 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.

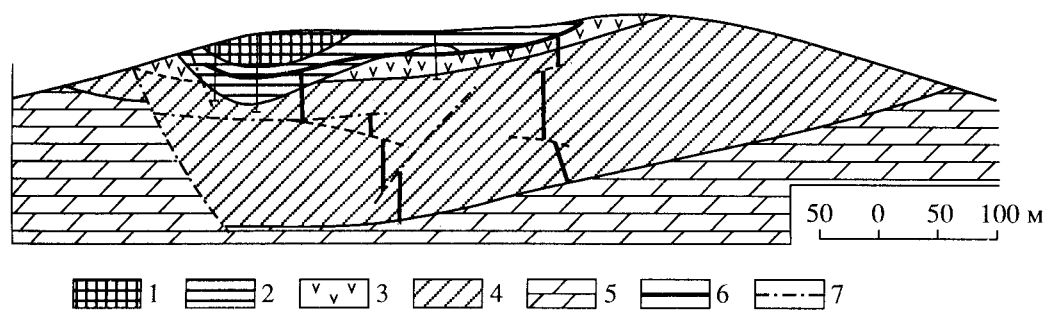


1-контур интрузива с вкрапленным медно-никелевым оруденением; 2-контуров участков интрузива, лишенные сульфидного оруденения; 3-6 - субгоризонтальные с интрузивом тела массивных сульфидных руд: пирротинового (4), пирротин-халькопиритового (5), халькопирит-кубанитового (6) и халькопиритового (7) состава; 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-пирротиновый. 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 шпильры и линзообразные 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 Енисейско-Оленекского рудного пояса, с какими породами генетически и пространственно связаны сульфидные медно- никелевые месторождения.
- 3 Чем представлено (какими минералами) сульфидное медно- никелевое орудинение. 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.

2.2 Класс – раннемагматические месторождения

Тип - алмазонасные кимберлиты и лампроиты

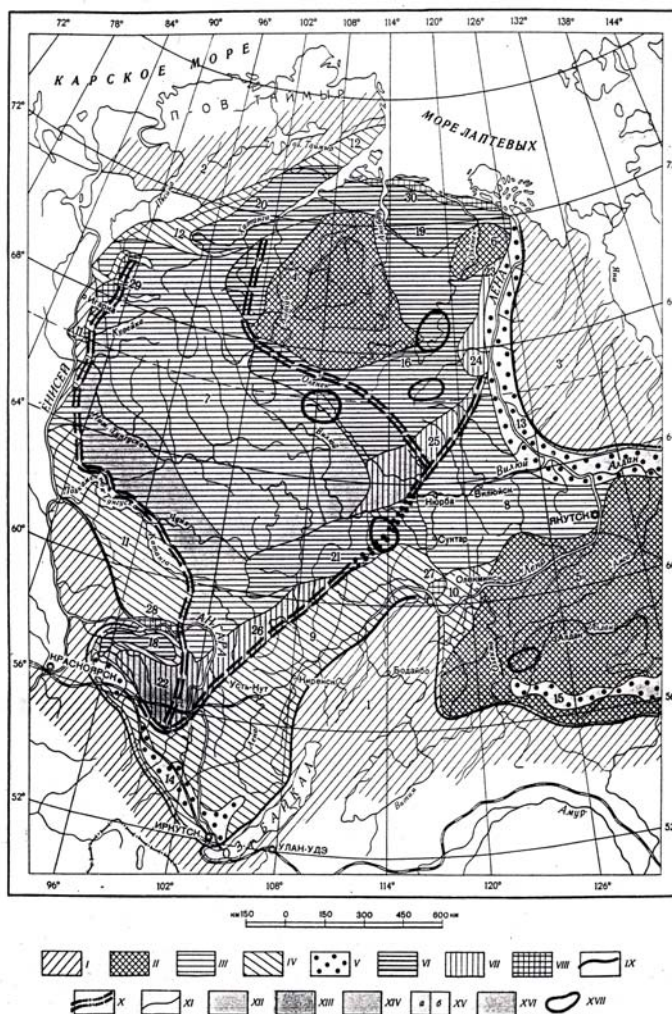
Месторождение алмазов Западной Якутии.

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 назвали «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 Тунгусской и западной части Вилюйской. В ее границы входят также Оленекский и Ангаро-Вилюйской внутри-платформенные прогибы (рисунок 7).



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)

Коренные месторождения алмазов

На территории Якутии выделяются следующие районы распределения кимберлитовых трубок: Мало-Батуобинский (Трубка «Мир»), Далдыко-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);

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 траповой магмой при ее внедрении, имеют в основном меридиональное и северо-западное направление. 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.

Мало-Батуобинский район

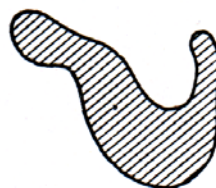


Мир

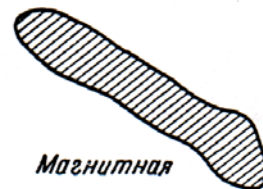
Мунский район.



Заполярная



Новинка



Магнитная



Комсомольская



Легкая

Ольнёкский район



Чокур



Ленинград



Трубка №2

Рисунок 8 - Относительные размеры некоторых кимберлитовых трубок /1/
Трубка «Мир».

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

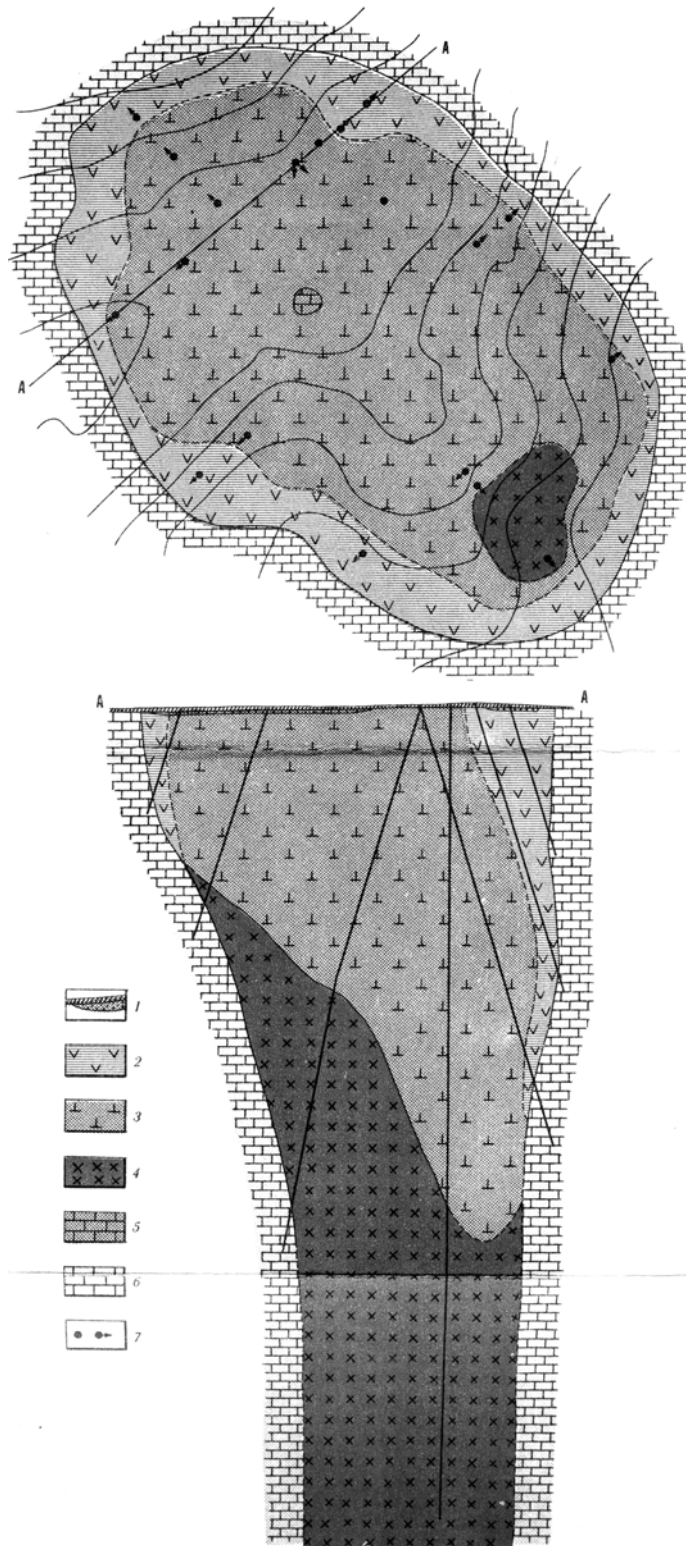
Она представляет вертикально уходящее на глубину трубообразное тело, сложенное брекчиевидной породой, состоящей из обломков собственно кимберлита и разнообразных включений других пород и минералов. Особую роль среди этих обломков (как в Кимберлитах Африки) играет гранат, приближающийся по составу к пирону 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 ксенолита 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 устькутского яруса (до 5 м в поперечнике), известных в Южной Африке под названием «плавающих рифов».

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 устькутского 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 ороговикова- ны и уплотнены, а мергелистые известняки, наоборот, превращены в вязкие мерге- листые глины. Зона тектонических брекчии приостановлена преимущественно из обломков вмещающей породы, слабо сцементированной милонитизирующей глини- стой массой, пропитанной гидроокислами железа. Нередко встречаются прожилки кальцита, кварца и битуминозного вещества, пропитывающего трещиноватый каль- цит ледового цвета. Отмечены также проявления сульфидов – пирита и галенита. Низкотемпературный характер воздействия на боковые породы подтверждает мне- ние о том, что кимберлитовой материал не имел высоких температур при своем вне- дрении 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

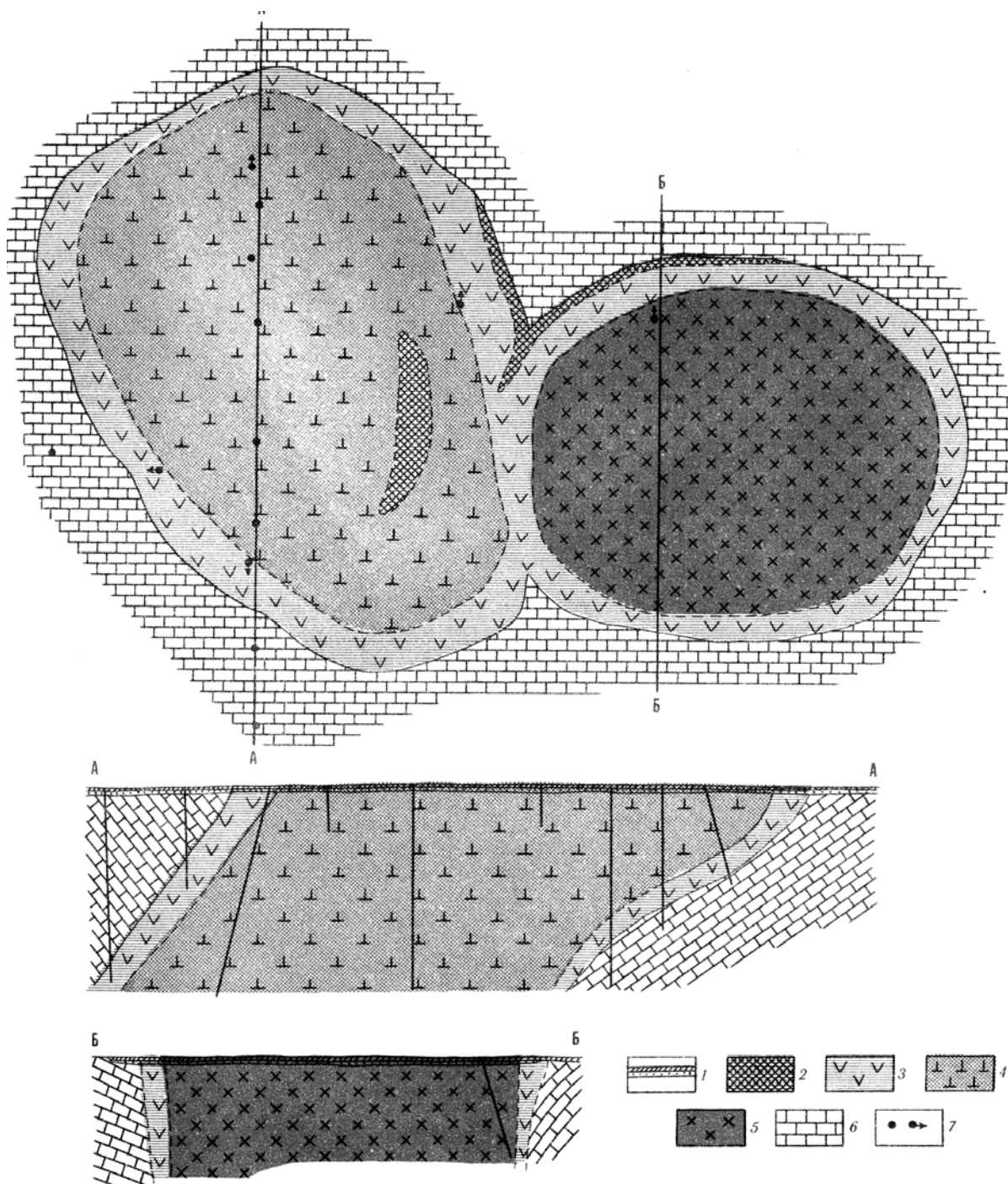
Трубка «Удачная» находится в Далдыно-Алакитском районе на северо- восточной окраине Тунгусской синеклизы. Она залегает в ордовикских известняках и выходит на поверхность на склоне долины ручья Пиропового. Состоит из двух со- пряженных трубок («Удачная-западная» и «Удачная-восточная») (рисунок 10).

Они представлены тремя разновидностями: кимберлитовой брекчией, сла- гающей западную половину трубки, и промежуточного между ними относительно узкого участка, породы которого представляют собой сильно измененную и разрых- ленную кимберлитовую брекчию.

Кимберлиты базальтового облика трубки «Удачная» представляют собой плотную породу порфириовидного 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 округ- лые зерна пирона и ильменита. Обычно ксенолиты пород осадочного происхожде- ния, ксенолиты кристаллических сланцев, змеевиков, перидотитов, эклагитов и эк- лагитоподобных пород. Размеры их варьируют от долей миллиметра до 10-30 см.

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 изменен гидротермальными процессами, пронизаны густой сетью маломощных жил и про- жилков с кальцитом и гипсом, в значительной степени ожелезнены, а металлы про- питаны окислами железа.



1 – делювий кимберлита с почвенно-растительным слоем; 2 – глинистый кимберлит зоны интенсивного изменения; 3 – кимберлит приконтактовой 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/

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-

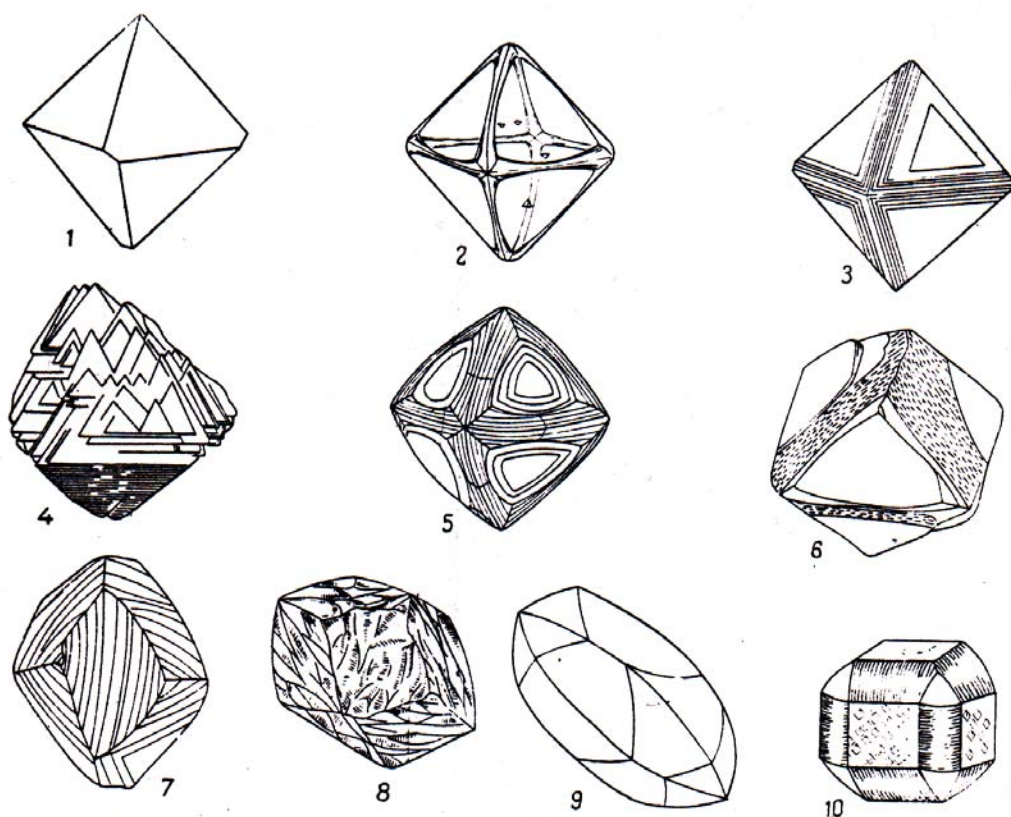
западная», при ее внедрении и впоследствии, в силу ее трещиноватости, измененную гидротермальными растворами.

Как и в кимберлитах трубки «Зарница», здесь развита столбчатая, а также шаровая отдельность и эмиссиональная 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 розовы, лиловые зерна пирропа, иногда окруженные розетками графита. Встречаются также включения единичных кристаллов рудных минералов (рисунок 11).



1 – плоскогранный остросеберный 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 – ромбодоэкаэдр с блоковой скульптурой; 9 – округлый кристалл, удлиненной формы; 10 – кристалл кубического габитуса.

Рисунок 11 - Морфологические типы кристаллов якутских алмазов /1/

Процесс минералообразования сибирских кимберлитов подразделяются на три основных этапа /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), моноклиального 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 аутометаморфизмом 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?

2.3 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).

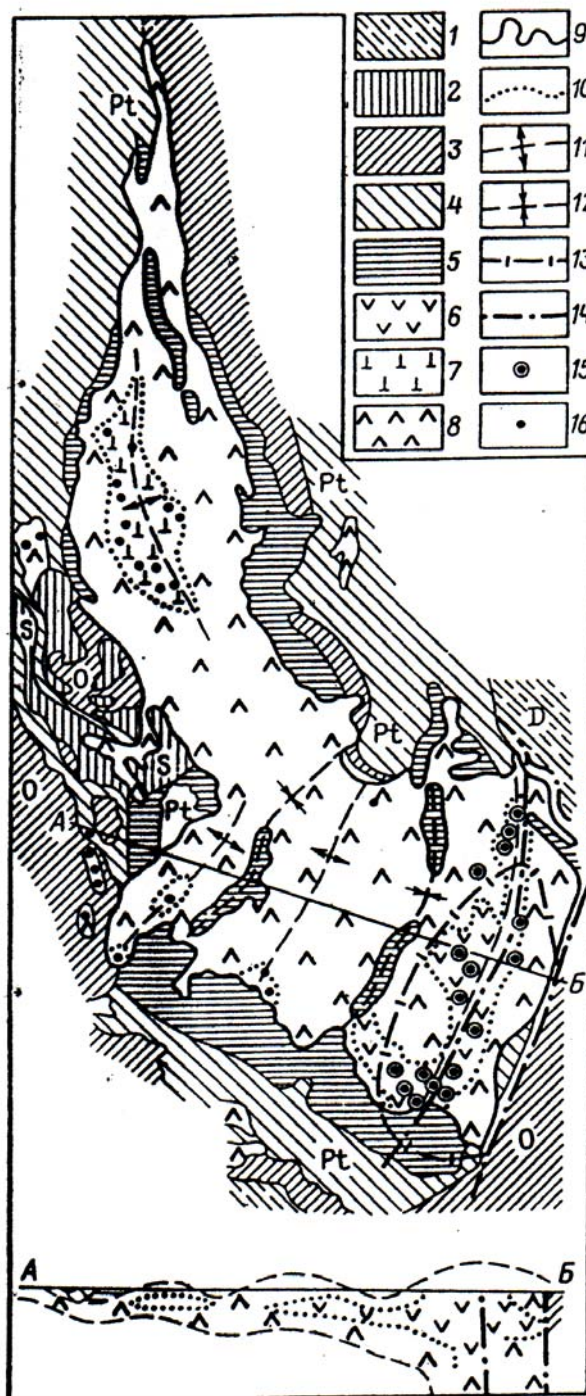
Предполагается, что в эпоху сжатия земной коры в Уральском регионе серпентинизированные гипербазиты выжимались с глубин в верхние структурные комплексы вдоль крупных разломов.

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 не согласны с общим региональным структурным планом, второго – согласны. 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 1200м.

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

- серпентинизированные амфиболовые перидотиты;

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



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 шпирово-полосчатый комплекс, 8 – перидотиты; 9,10 – контуры ультраосновных пород: 9 – массива, 10 – комплексов; 11,12 – оси: 11 – сводовых поднятий, 12 – межсводовых опусканий; 13 – контур про-

екции 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

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. 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).

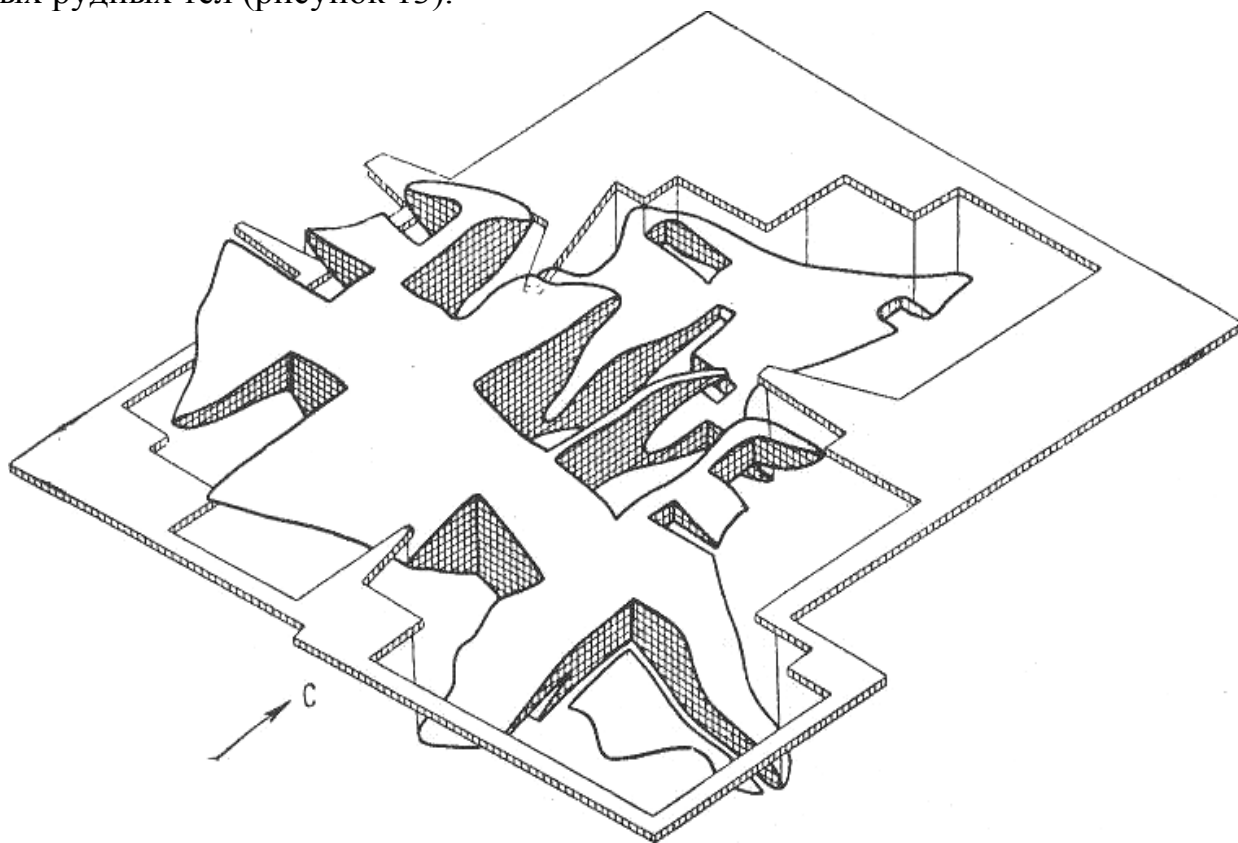
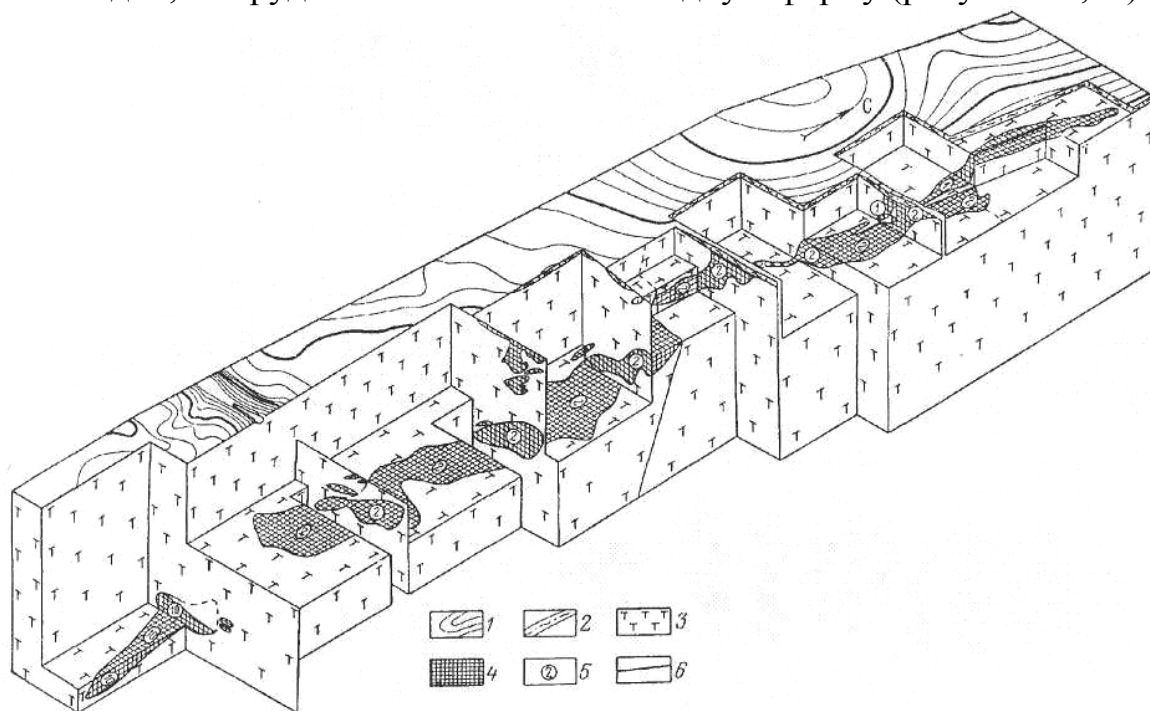


Рисунок 13 – Блок – диаграмма рудного тела месторождения Геофизическое VI. По Г. Кравченко

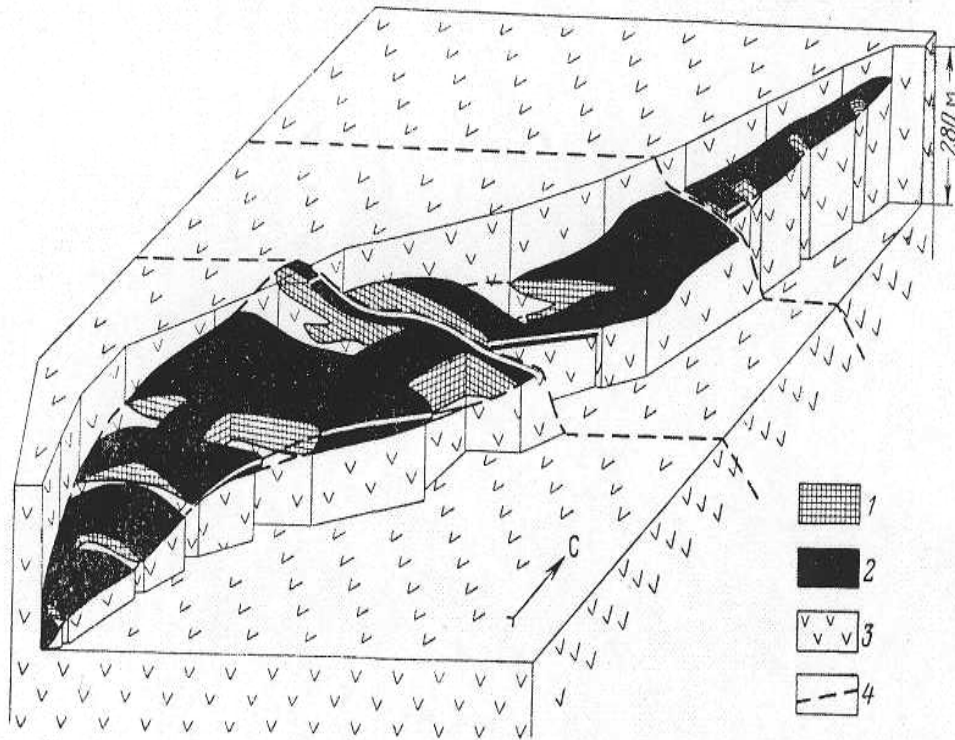
Промышленные рудные тела (на примере месторождения им. XX лет КазССР) имеют длину по простиранию от 80 до 1350 м при ширине в плане от 33 до 130 м и пересеченной мощности от 3-5 до 55 м (рисунок 14).

В пределах описываемого рудного поля (Главное рудное поле) 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 (рисунок 15,16).



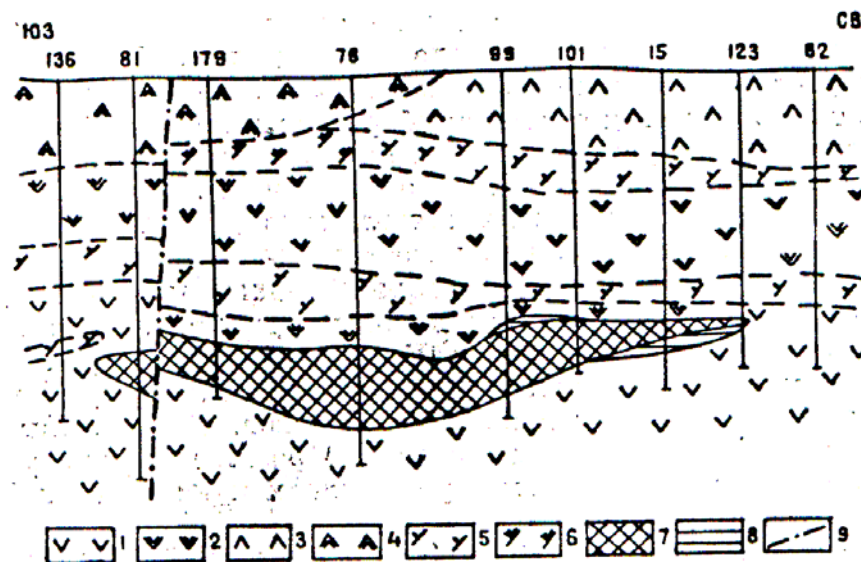
1 – дневная поверхность; 2 – мезо-кайнозойские отложения; 3 – перидотиты; 4 – хромитовые руды; 5 – рудные тела; 6 – тектонические нарушения

Рисунок 14 – Блок – диаграмма рудных залежей 1, 2 и 10 месторождения им XX лет Каз. 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.

Контрольные вопросы и задания

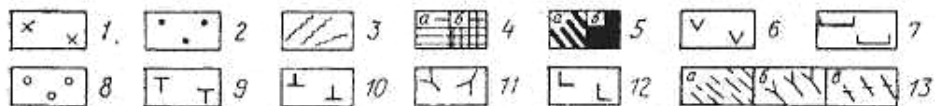
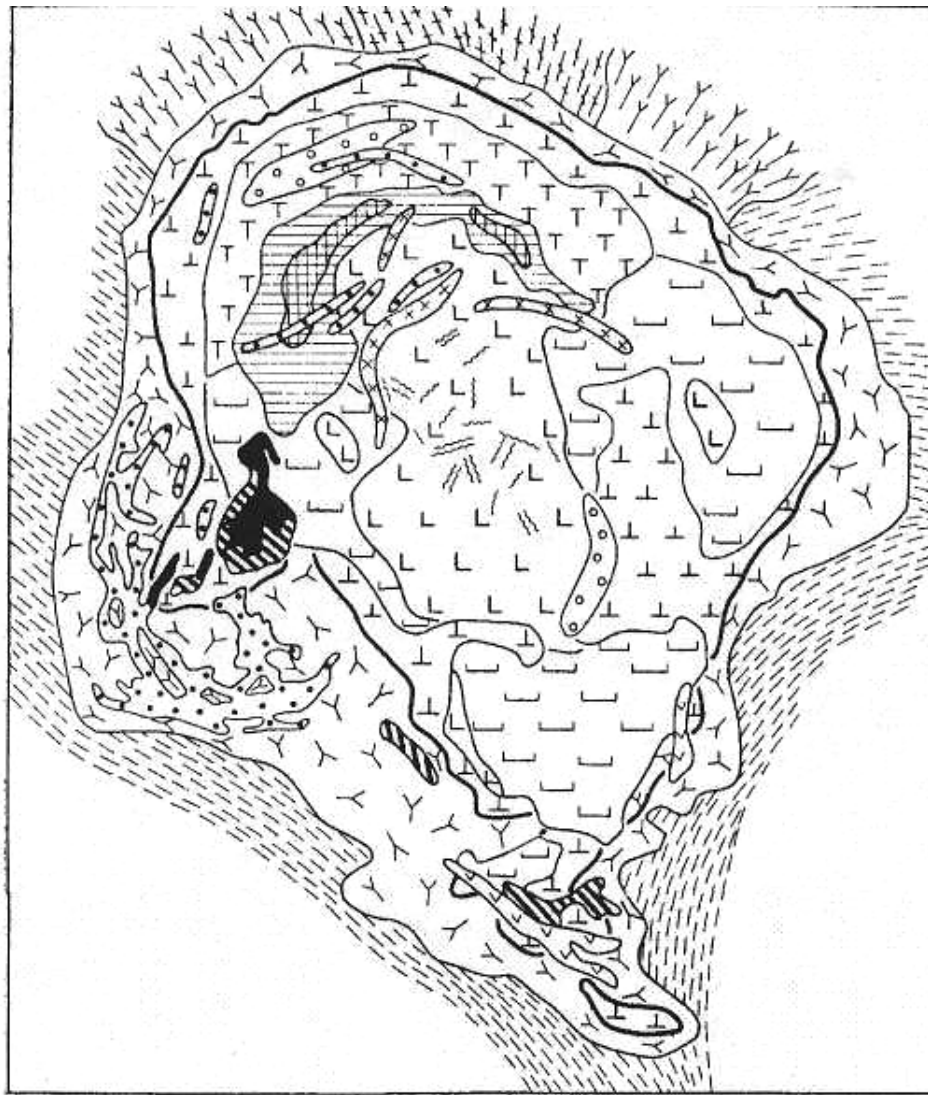
- 1 В какой части Кемпирсайского массива сосредоточено наибольшее количество хромитовых месторождений и с чем это связано?
- 2 Какими разновозрастными магматическими комплексами сложен Кемпирсайский массив?
- 3 Опишите зональность (сверху вниз) Кемпирсайского массива.
- 4 К каким породам приурочены наиболее 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?

2.4 Класс - карбонатитовые месторождения

Тип - перовскит-титаномагнетитовые, флюоритовые, редкометалльно- пироксеновые

2.4.1 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)



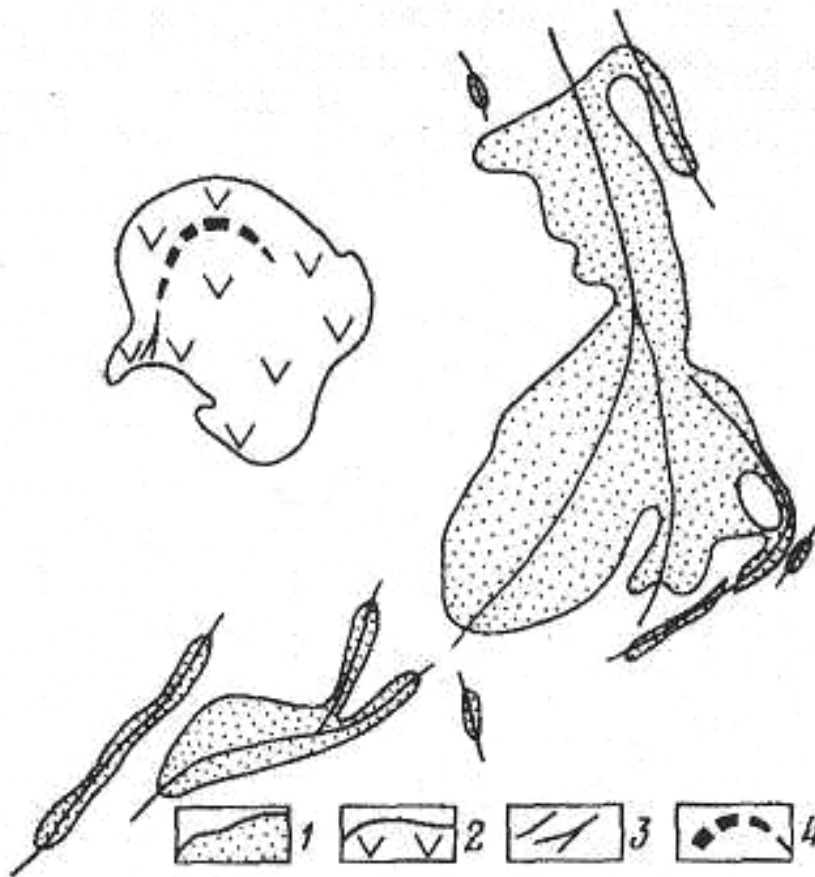
1-12 – породы щелочно-ультрамафитовой формации; 13 – гнейсы и гнейсограниты беломорской серии: а-княжегубская, б-чупинская, в-лоухская свиты.

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, мальтейгитами, 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-слюдавыми 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)

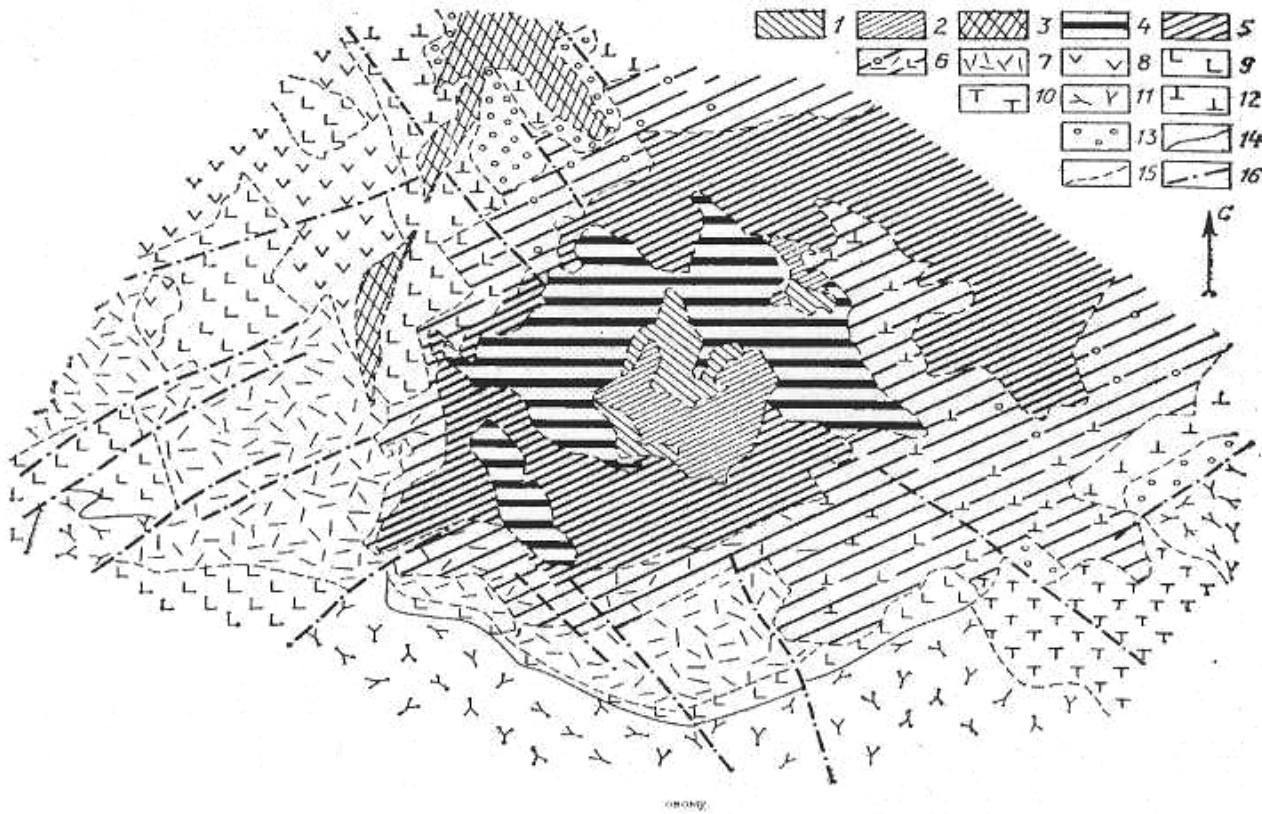


1-рудное тело; 2-массив ультраосновных, щелочных пород; 3-4 – зоны разрывов: 3-обусловившая локализацию Ковдорского месторождения комплексных руд, 4-контролирующая флогопитовую минерализацию.

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

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.

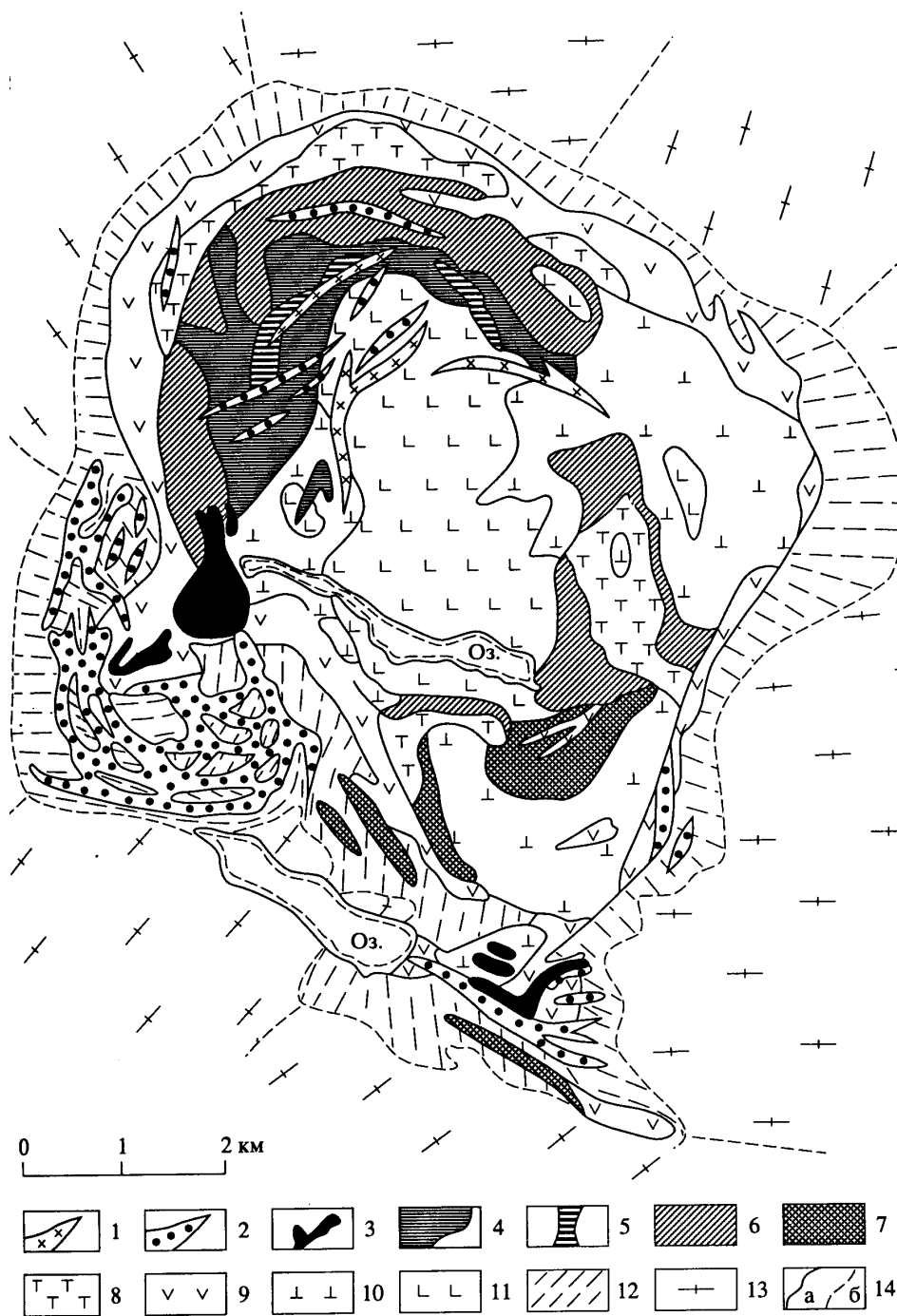
Рудные и карбонатитовые образования месторождения, содержащие апатит и магнетит, за исключением редкометалльных, идентичны по парагенезису слагающих их минералов. Их можно разделить на два минеральных комплекса, резко отличающихся друг от друга количественным соотношением силикатов: апатит-силикатно-магнетитовой и апатит-карбонатно-магнетитовой (рисунок 20).



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

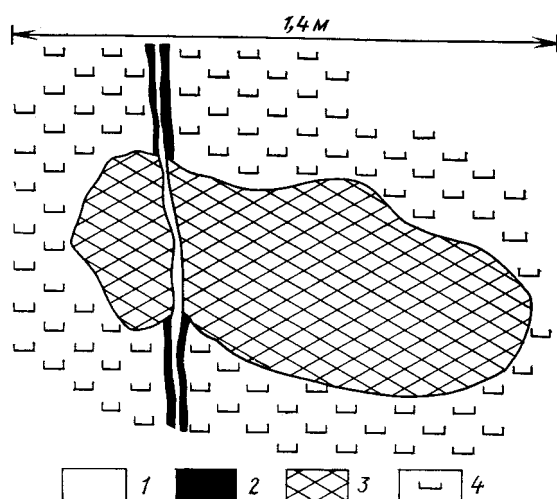
Постинтрузивная минерализация на Ковдоре формировалась в несколько фаз. В первую из них образовывались скарноподобные породы, содержащие гранат, амфибол, монтчеллит, слюды, а также эгирин-диопсид-кальцитовые карбонатиты. В интрузивных породах Ковдорского массива широко проявлены вторичные эндогенные изменения: флогопитизация, амфиболизация, развитие кальцита, волластонита, мелилита, монтчеллита. Наблюдаются крупные тела скарноидных пород: биотит-диопсид-форстеритовых, амфибол-монтчеллит-мелилитовых, гранат-амфибол-монтчеллитовых (рисунок 21).



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-монтичеллит-мелилитовых, существенно мелилитовых и монтичеллитовых, гранат-амфибол-монтичеллитовых пород; 7 – слюдиты; 8 – турьяиты; 9 – ийолиты грубо- и мелкозернистые с подчиненной субфацией 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 Строение Ковдорского щелочного массива. По материалам В.И. Тернового, 1977, /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-карбонатитовая жила; 2- Ап-Фо-Мт 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, А.В. Лапин, 1971.

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.

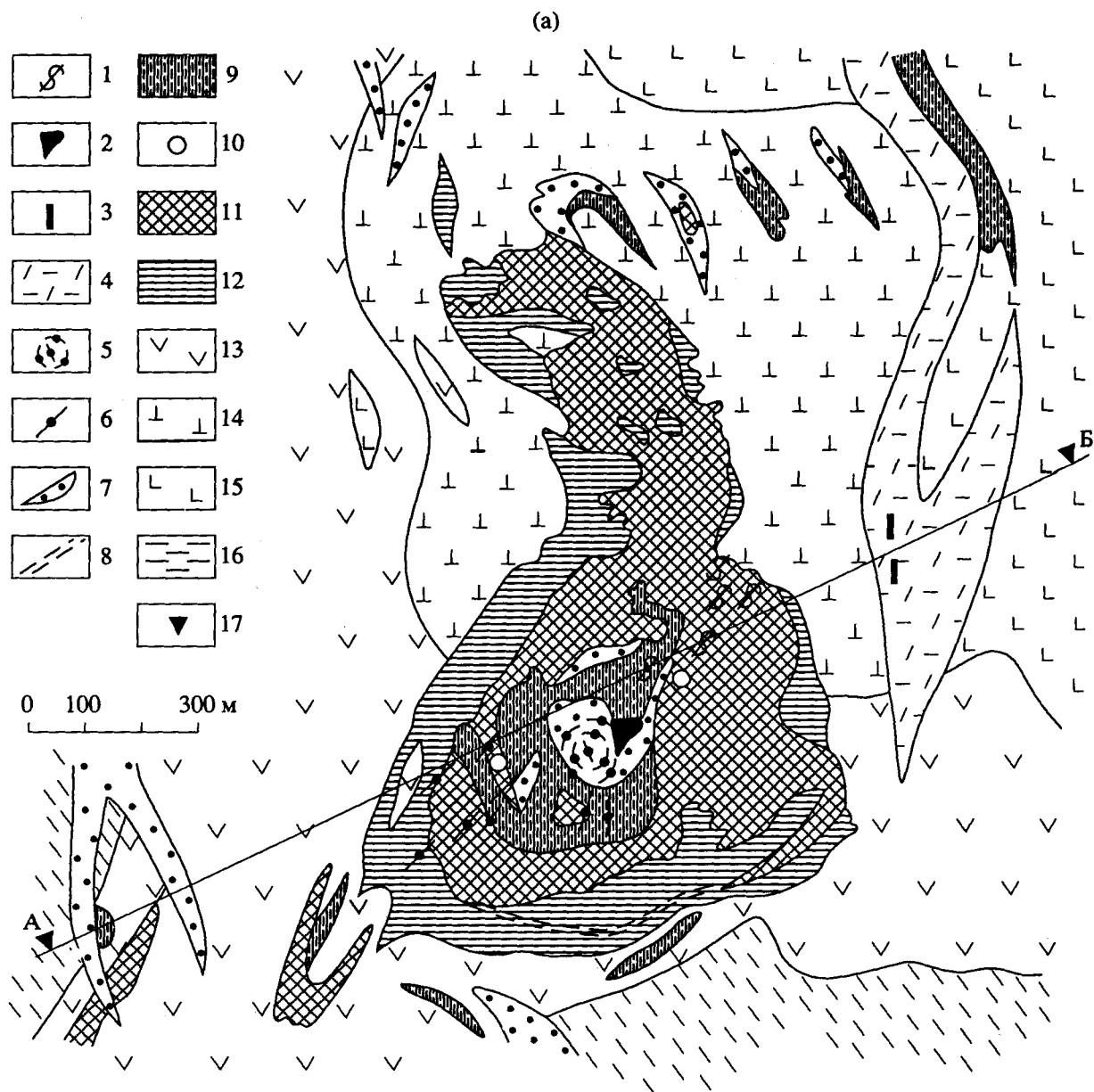
Третий этап:

- 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



1-наиболее значительные серии доломитовых жил; 2-доломит-магнетитовые руды; 3-кальцит-доломитовые карбонатиты 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

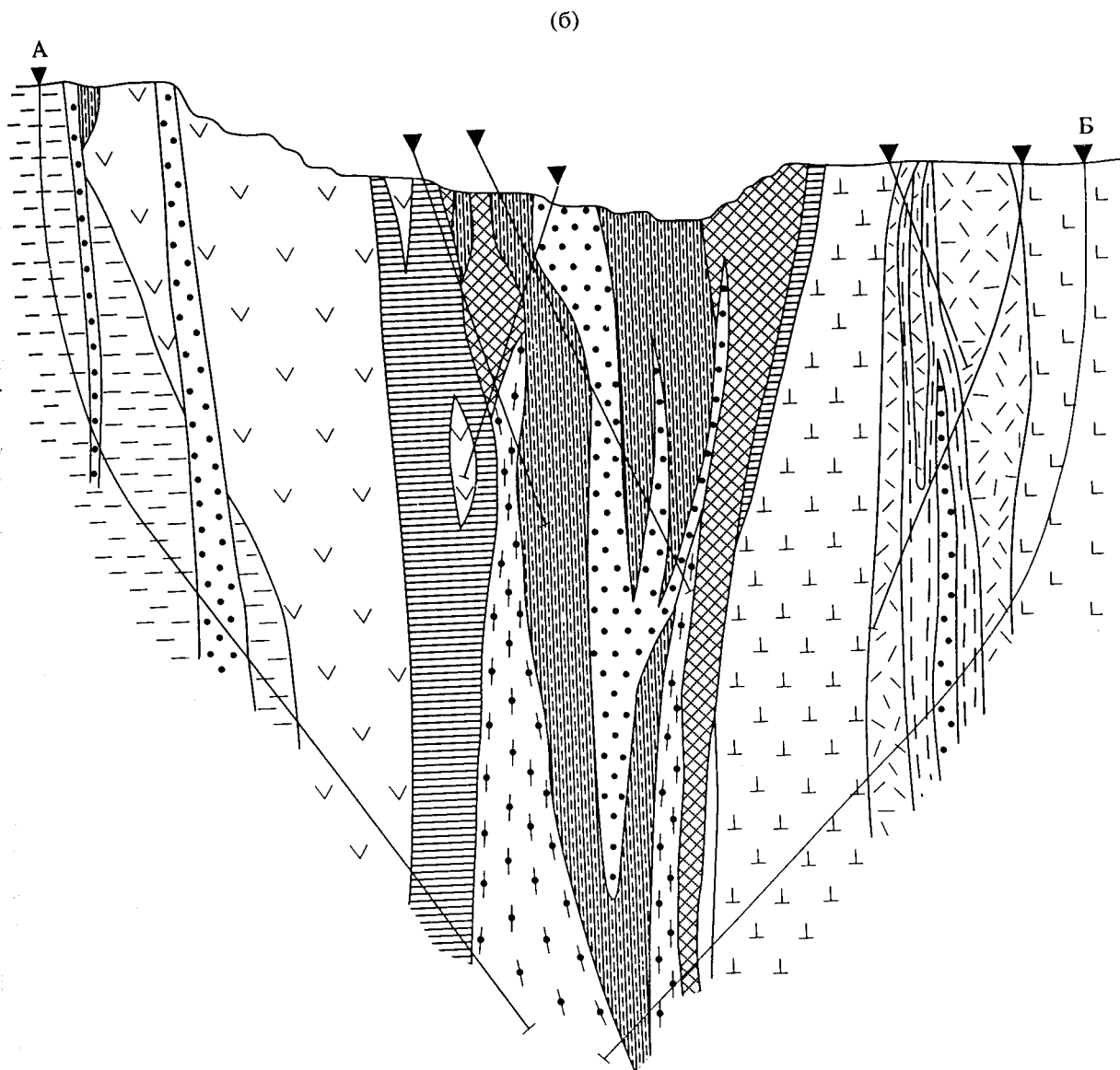


Рисунок 23, лист 2 – Принципиальная схема (а) и разрез (б) комплексного железорудного месторождения Ковдорского массива

2.4.2 Зиминский рудный район

Рудный район находится в Восточном Саяне, в бассейне левых притоков р. Зима. В начале 50-х гг. в результате проверки аэрогаммарadiометрической 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.

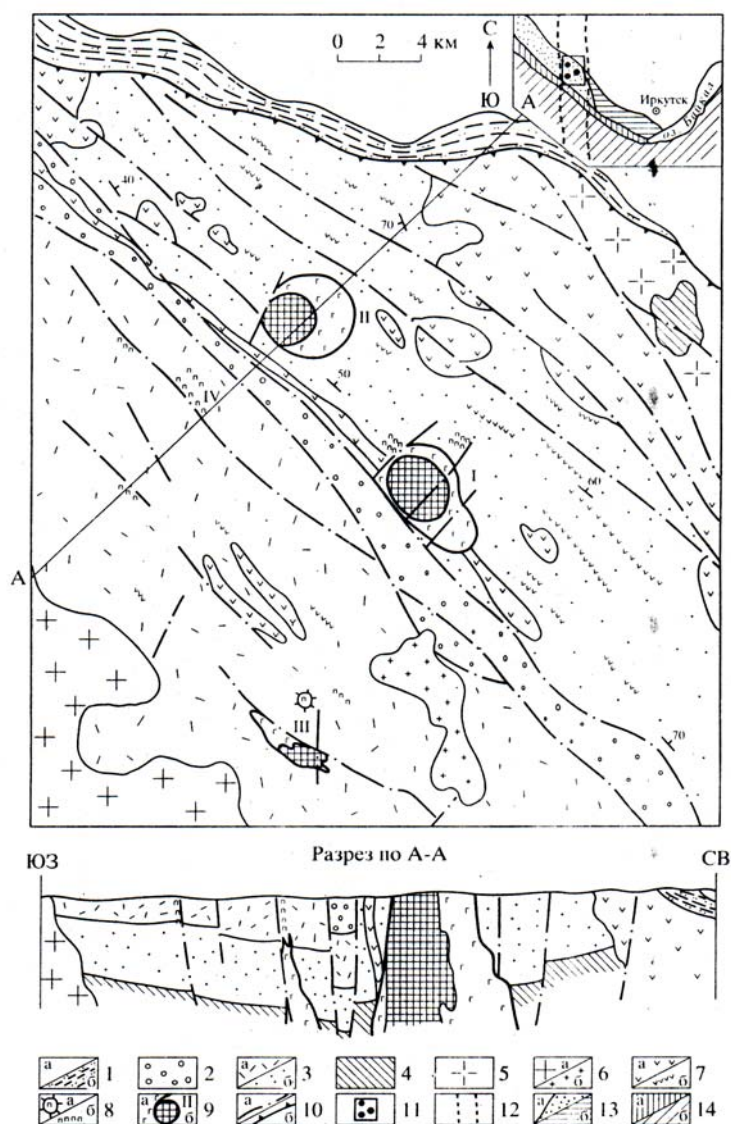
Зиминский рудный район расположен на пересечении северо-западного Урикско-Ийского грабена субмеридиональным Таймыро – Ангарским палеорифтом, где поверхность Моха приподнята на 4-5 км и имеет ступенчато-блоковую структуру. В осевой его части находится наиболее опущенный блок, выполненный

конгломератами, близсинхронными рифтогенезу. Центр района слагает комплекс ультраосновных - щелочных пород и карбонатитов (УЩК), представленный разно-эродированными 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 основывались при характеристике Зиминского рудного района и месторождения была работа А.А. Фролова, С.В. Белого (1999). Зиминский рудный район занимает площадь около 1000 км. кв. и находится в пределах Урикско-Ийского грабена, осложняющего северо-восточную часть Воточно-Саянского блока докембрийских пород, обрамляющего с юга Сибирскую платформу (рисунок 24).



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 порфириты 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, сбрососдвиги (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. Фролов и С.В. Белов 1999

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.

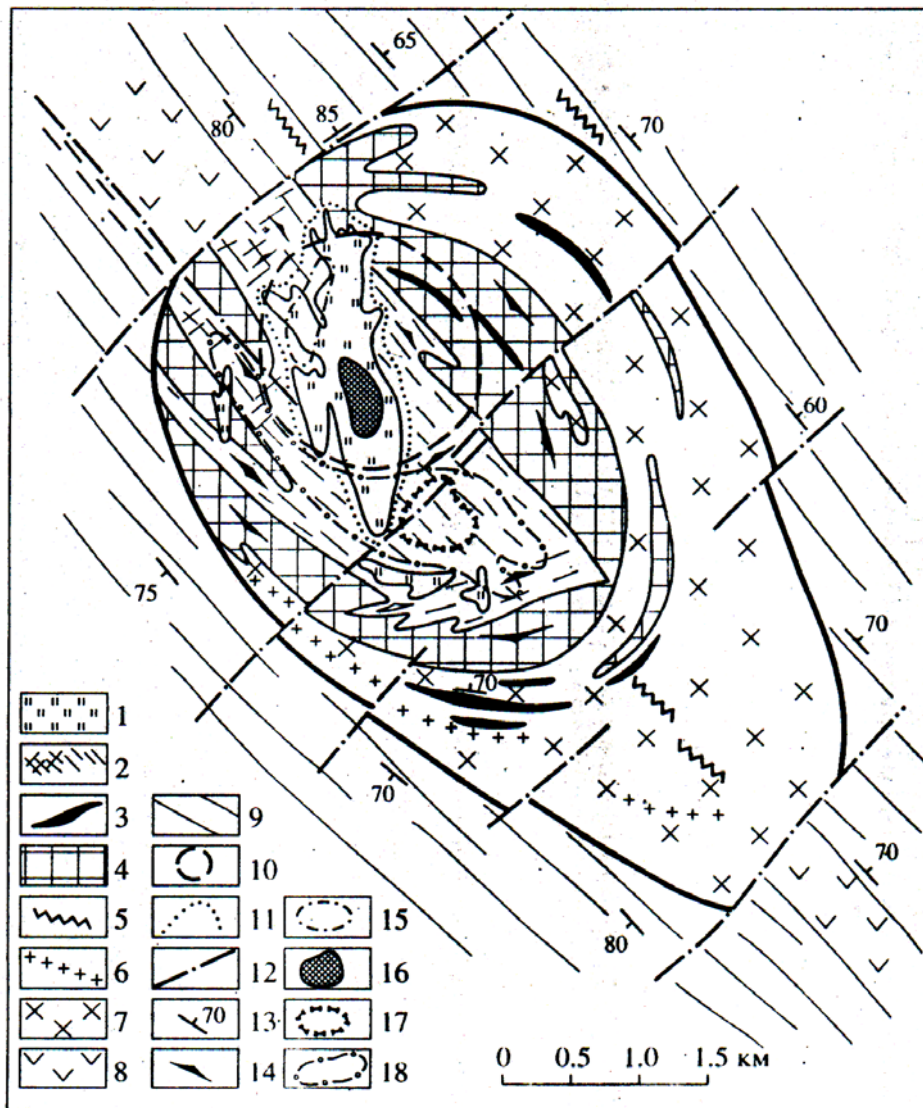
Важная роль в строение района и Урикско-Ийского грабена в целом принадлежит многочисленным разрывным нарушениям. На юго-западе район примыкает к главному Саянскому разлому. По мнению А.В. Колесникова и З.М. Анисимовой, 1965, именно он определил положение крупного верхнепротерозойского гранитного плутона, 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 УЩК, 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. Центр массива представляет собой сложнопостроенный шток площадью 9,6 км, 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).



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 – слюдястые 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-пироксеновых, 18 – апатит-пироксеново-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

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 км кв. 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 (0,1-1,0м) жилы мелкозернистых кальцитовых карбонатитов, с вкрапленностью пирохлора, а также меридиональные жильные тела анкеритовых карбонатитов с редкоземельной паразитомонацитов 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 расланцевания и интенсивной трещиноватости. Наиболее распространены нарушения северо-западного и северо-восточного простирания.

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 (пирохлоровое) 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.

Заключение

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?

2.5 Класс – пегматитовые месторождения

Тип - керамические, мусковитовые, редкометалльных пегматитов, 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.

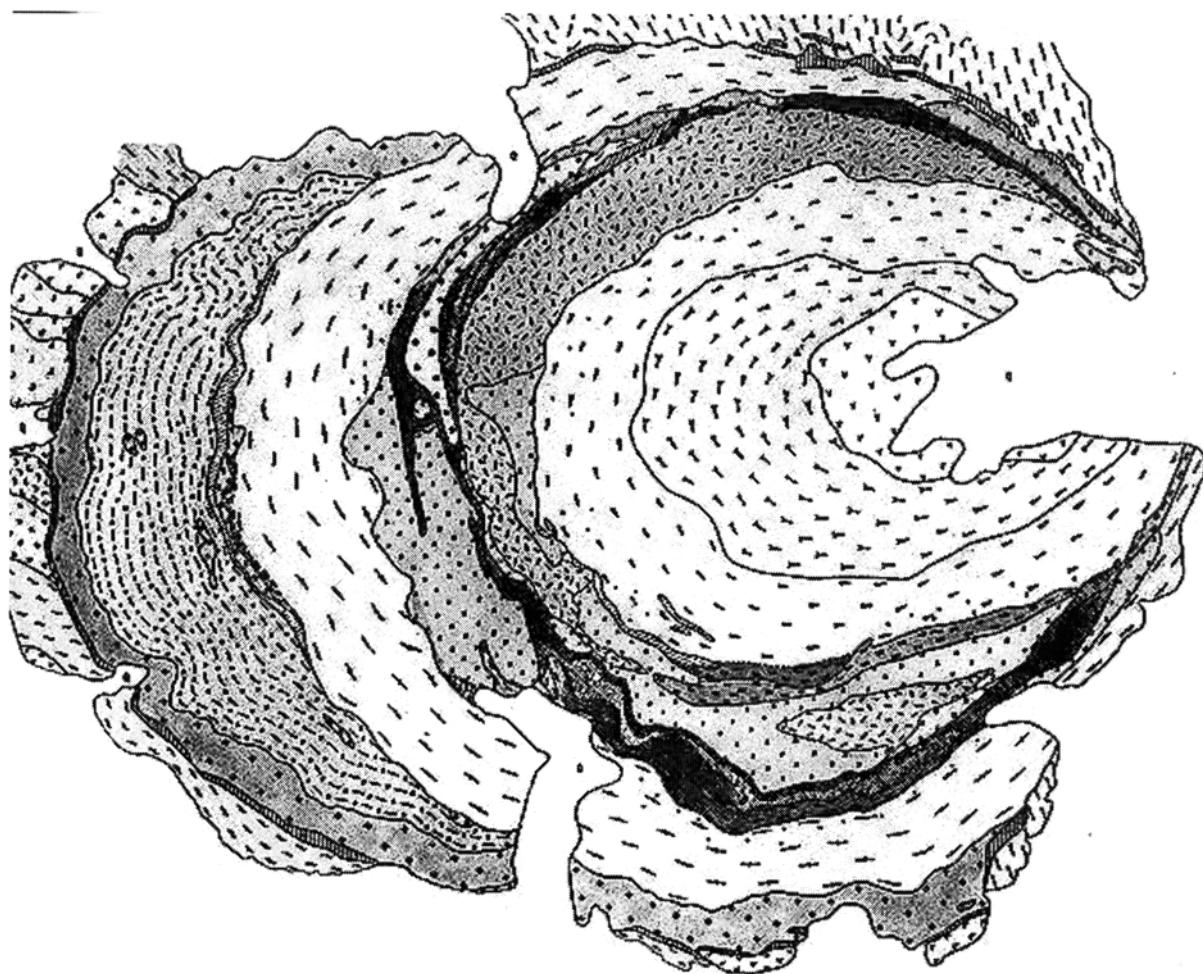
2.5.1 Пегматиты Хибинского массива

Ийолит-уртиты, апатитовые руды и пегматиты в них

Как известно, пегматиты в ийолит-уртитах и примыкающих к ним рихсчорритах 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 ле-

жачему и висячему бокам рудного тела. При этом, в лежащем боку, который сложен преимущественно массивными уртитамы или апатитсодержащими уртитамы, 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 Кукисвумчорского месторождения до Ньоркпахка составляет более 18 км. В соответствии с кольцевым строением Хибинского апатит-нефелинового рудного тела меняет свое простирание от 334 градусов на Кукисвумчорре до 270 градусов на плато Расеумчорр 240-260 градусов на Коашве. Падение рудных тел к центру от 20 до 50 градусов.



1 – четвертичные отложения; 2 – альбитизация; 3 – метаморфизованные нефелиновые сиениты; 4 – массивные эгириновые фойниты; 5 – трахитоидные эгиринарфведсонитовые фойниты; 6 – лядворриты; 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 роговик-фенитоподобных пород; 21 – ромбен-порфиры (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/

Висячем 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 ломоносомитом, 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.

Таким образом, пегматитовые жилы висячего 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 висячего 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. Висячем – пегматиты жильные; сложены преимущественно полевым шпатом, эвдиалитом, содалитом, канкринитом, пироксеном, фенакситом и другими.

Тренды составов щелочных пироксенов всегда направлены в сторону возрастания содержания эгиринового минерала. Пироксены из краевой зоны пегматитов лежачего 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 нами оценивается в 5-7%.

Пегматиты лежачего бока апатитовых руд являются реликтами отделявшегося 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 орудинение. Подавляющее большинство тел ультраагпаитовых пегматитов расположено 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 висячего 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.

2.5.2 Пегматиты Малханского 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 4.

Таблица 4 - Группировка пегматитов Малханского поля

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

До недавнего времени месторождения цветных камней, в том числе и ювелирного турмалина, связывались только с микроклиновыми и микроклин-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.

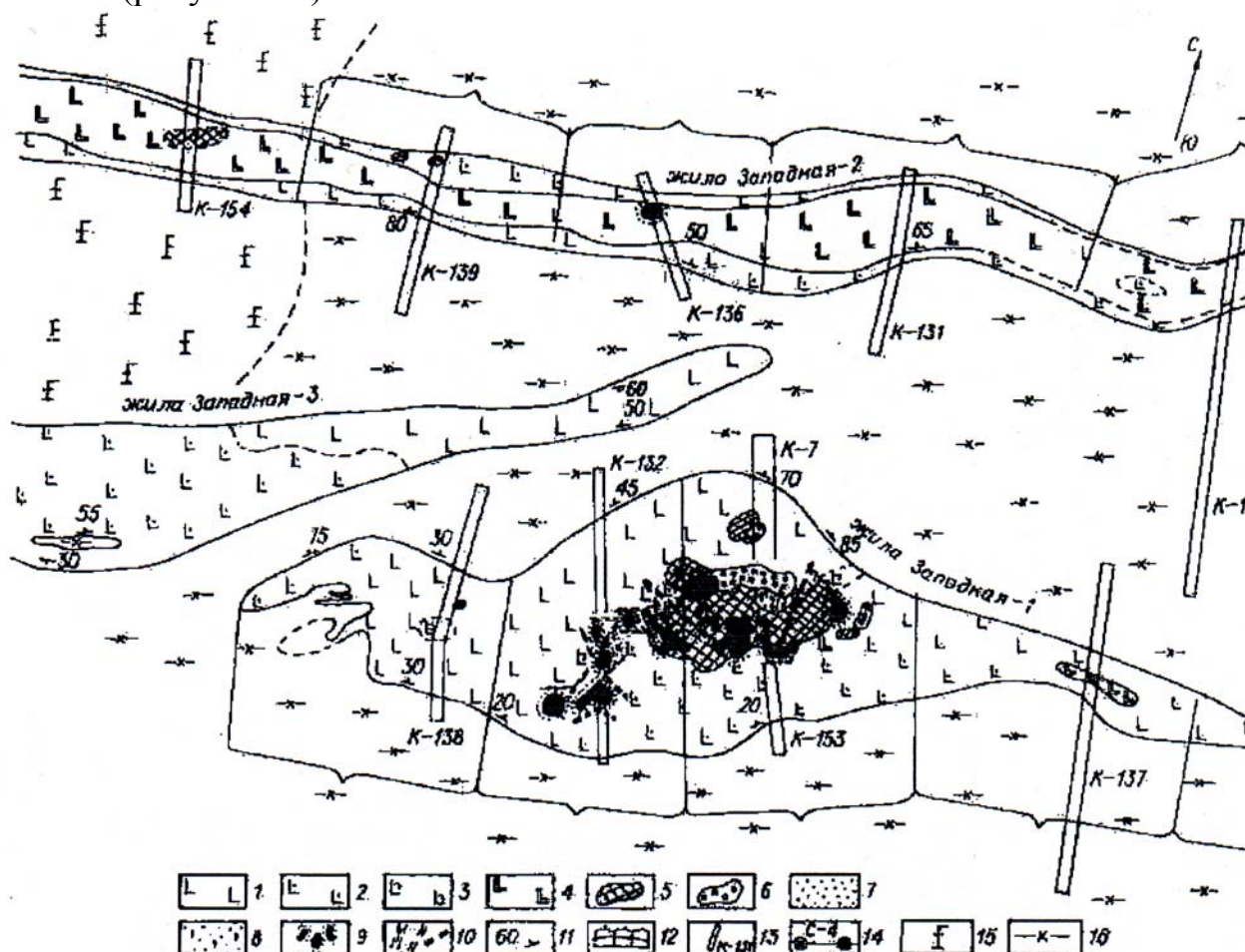
На примере Малханского поля впервые выделен новый промышленный тип миароловых пегматитов – олигоклазовый. Главная его отличительная особенность состоит в преобладании первичного олигоклаза над КПШ в пегматитовых телах.

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 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).

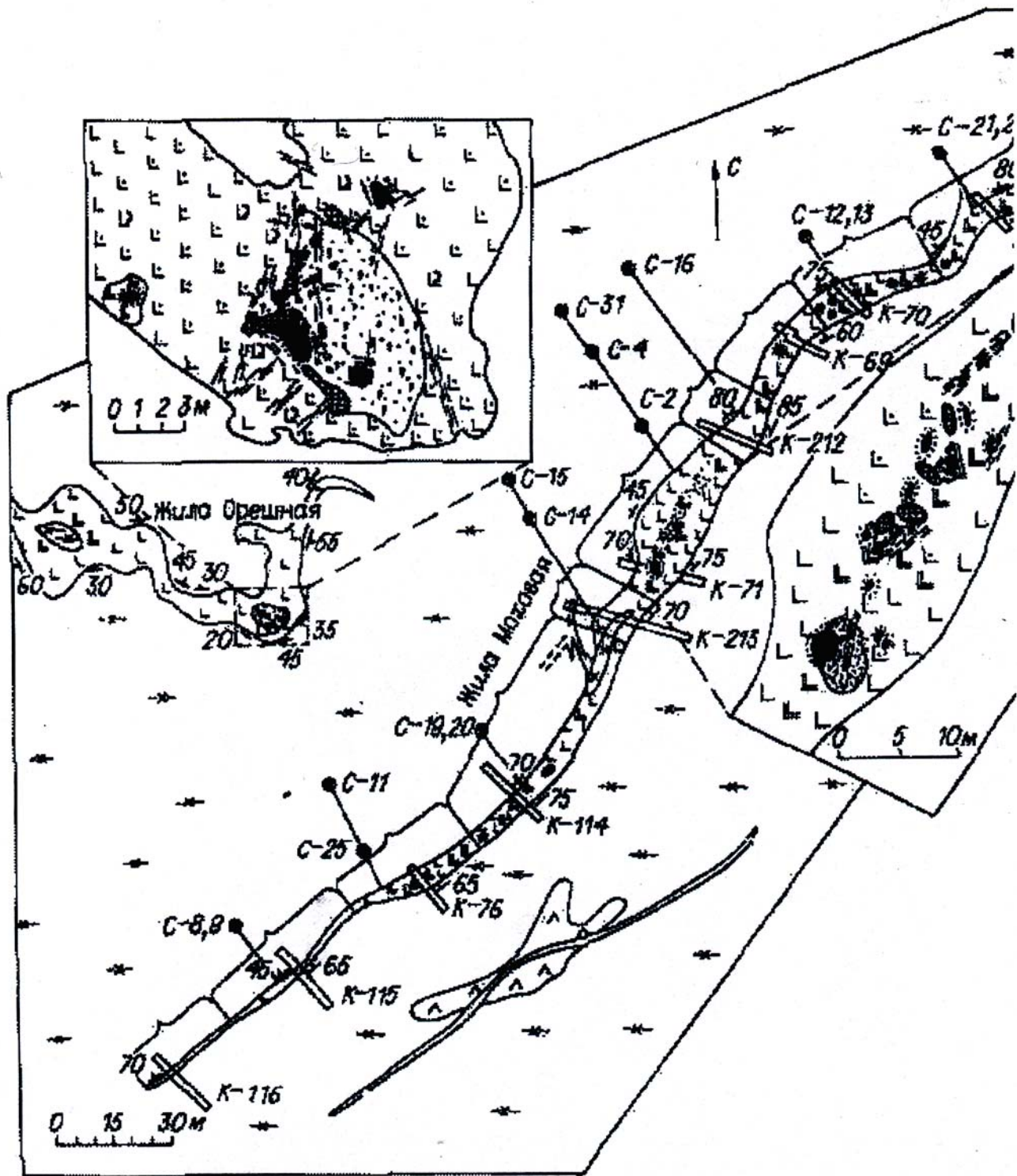


Рисунок 28 - Схематический геологический план жил Моховая и Орешная (уч. Центральный). По В.И. Беляевскому и А.В. Минакову

Контрольные вопросы и задания (пегматиты)

- 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 заключают 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 делиться каждый тип пегматитов (см. п. 1)?
- 8 Назовите пример пегматитовых тел соответствующих типов и подтипов.

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.

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. Бобриевич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А. и др. Алмазные месторождения Якутии. Под ред. Соболева М.А. М.: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1959.-527с.
2. Волотовская Н.А. Ковдорский массив - в кн.: Геология СССР, Т. 27. Л., 1958, С. 419-428.
3. Годлевский М.Н. Магматические месторождения / Генезис эндогенных рудных месторождений .М.: Наука 1968. с.
4. Дистлер В.В. Платиновые руды Норильских расслоенных интрузивов: соотношение магматического и флюидного концентрирования благородных металлов // Геология рудных месторождений, Том 41.-1999.- № 3.- С. 241-265.
5. Добровольская М.Г., Соколова М.Н. Сульфидная минерализация в щелочных породах и пегматитах Хибинского массива.// Геология рудных месторождений, Том 20.-1978.- № 5.- С. 25-34
6. Дудкин О.Б., Кирнарский Ю.М. Комплекс месторождений Ковдорского массива // Геология рудных месторождений, Том 36.-1994.- № 1.- С. 31-41.
7. Дунаев В. А. Структура Ковдорского месторождения.// Геология рудных месторождений, Том 26.-1982.- № 3.- С. 28-36.
8. Зинчук Н. Н., Котиль В.И., Борис Е.И. Основные аспекты разномасштабного районирования территорий по типоморфным особенностям алмазов (на примере Сибирской платформы, Россия).// Геология рудных месторождений, Том 41.-1999.- № 6.- С. 516-526.
9. Зонтов Н.С. Геологическая структура жильного медно-никелевого месторождения северного мыса горы Рудной (Норильский район).// Геология рудных месторождений, №5, 1959.
10. Колотилова Л.И. Хромитоносность гипербазитового массива Мугоджар и западного борта Тургайского прогиба. Автореферат канд. дисс. Алма-Ата, 1967.
11. Лапин А.В. О некоторых проблемах генезиса карбонатитов.// Геология рудных месторождений, Том 20.-1978.-№4.-С. 33-45.
12. Магакьян И.Г. Рудные месторождения.- М.: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1955.
13. Металлогения Мугоджар. Авт. Абдулин А.А., Байдильдин Э.А., Касымов М.А. и др. Алма-Ата: Наука, 1976.-280 с.
14. Плечов П. Ю. Пегматиты Хибинского массива и их связь с материнскими породами. <http://student.web.ru>. 1999.
15. Плечов П.Ю. Олигоклазовые пегматиты <http://homepages.angarsk.ru>.
16. Середкин М.В. Петрология железорудного и флагопитового месторождений Ковдорского массива. <http://student.web.ru>
17. Сидоренко А.В. Геология СССР. М.: Недра, 1967.-231 с.
18. Смирнов В.И. Рудные месторождения СССР. В трех томах. Том 1. М.: Недра, 1974.-328 с.
19. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых. М: МГУ, 1997.-336 С.
20. Тарасов А.В. Структура и зональность Норильского рудного узла.

:Геология рудных месторождений, Том 19.-1977.- № 6.- С. 16-29.

21. Эпштейн Е.М., Данильченко Н.А. Пространственно-генетическая модель рудоносного карбонатитового комплекса формаций ультрамафитов, ийолитов и карбонатитов. // Геология рудных месторождений, Том 30.-1980.- № 4. -С. 3-16