

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего
профессионального образования
АМУРСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНЕВЕРСИТЕТ
(ФГБОУВПО «АмГУ»)

С.М. Авраменко

«ОСНОВЫ УЧЕНИЯ О ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ»
Учебное пособие для специальности: 130400.65 - Горное дело

Благовещенск
Издательство АмГУ
2014

ББК26.34я73
О-75

*Печатается по решению
редакционно-издательского совета
Амурского государственного
университета*

Авраменко С.М. Методическое пособие по дисциплине «Основы учения о полезных ископаемых». Учебно-методическое пособие / Авраменко С.М. – Благовещенск: Изд-во АмГУ, 2014. –106 с.

Учебное пособие предназначено для студентов специальности 130400.65 «Горное дело»

ББК 26.34я73
©Амурский государственный университет, 2014

В пособии рассмотрены формы рудных тел полезных ископаемых и элементы их залегания, минеральный состав, текстуры и структуры руд, геологические и физико-химические условия образования каждого генетического типа месторождений, описаны характерные рудные формации.

За время занятий студент должен, пользуясь учебным пособием, составить краткое описание каждой рудной формации (примерный план: генетический тип, схематический план или разрез, вмещающие породы, геологические структуры, морфология и размеры рудных тел, минеральный состав руд, текстуры и структуры руд, стадии минерализации, околорудные изменения вмещающих пород, примеры месторождений). Необходимо также просмотреть коллекции руд и вмещающих пород месторождений различного генезиса, обратив внимание на их минеральный состав, текстурные особенности, стадийность минерализации и гидротермальные изменения боковых пород.

Дальнейшее изучение генетических типов месторождений студент, должен продолжить также самостоятельно, пользуясь списком рекомендуемой литературы. Для проверки полученных знаний в конце каждого раздела приводятся контрольные вопросы.

Предисловие, заключение и разделы о процессах образования месторождений полезных ископаемых, магматических, карбонатитовых, скарновых, метаморфических, метаморфизованных и вулканических месторождениях написаны В.М. Григорьевым; разделы о минеральном составе, текстурах и структурах руд, о вулканогенно-осадочных, химических и биохимических осадочных месторождениях и корах выветривания на горных породах написаны Л.Д. Оникиенко; разделы о пегматитовых месторождениях и механических осадочных полезных ископаемых написаны Г.Н. Пилипенко; разделы о морфологии тел полезных ископаемых и месторождениях полевошпатовых метасоматитов, а также о гипергенных изменениях эндогенных рудных месторождений написаны П.Д. Яковлевым.

МОРФОЛОГИЯ ТЕЛ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В зависимости от геометрической формы тела полезных ископаемых подразделяются на изометрические, плоские, столбообразные и сложные (рисунок 1). Изометрические тела (шток, гнездо, штокообразное тело) имеют одинаковые или очень близкие измерения в различных направлениях. Плоские тела (пласт, жила, линза, пластообразное тело и др.) вытянуты в двух направлениях при очень небольшой мощности. Столбообразные тела протягиваются на значительном интервале в одном направлении, обычно по падению; в поперечном сечении они имеют округлую, линзовидную или неправильную форму. Сложные тела полезных ископаемых возникают в результате сочетания тел изометрической, плоской и столбообразной формы.

Положение в пространстве плоских тел определяется азимутом их линии простирания или падения и углом падения. Определение этих элементов залегания обычно производится без затруднений. Значительно сложнее находить элементы залегания столбообразных или линзообразных рудных тел. Для рудного столба следует, прежде всего, установить его ось, горизонтальную проекцию оси и азимут ее простирания. Затем можно определить угол падения (ныряния) рудного столба (рисунок 2).

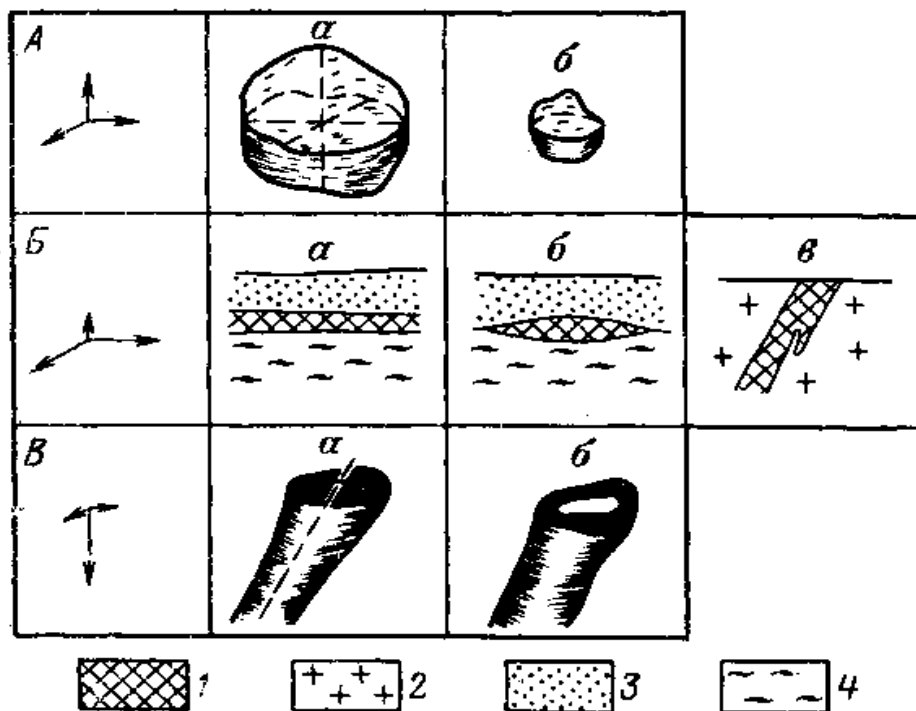


Рисунок 1 - Геометрические формы тел полезных ископаемых: *A* – изометрические (*a* – шток, *б* – гнездо); *B* – плоские (*a* – пласт, *б* – линза, *в* – жила); *B* – столбообразные (*a* – рудный столб, *б* – трубообразное тело); 1 – рудные тела; 2 – гранит; 3 – пески; 4 – глины

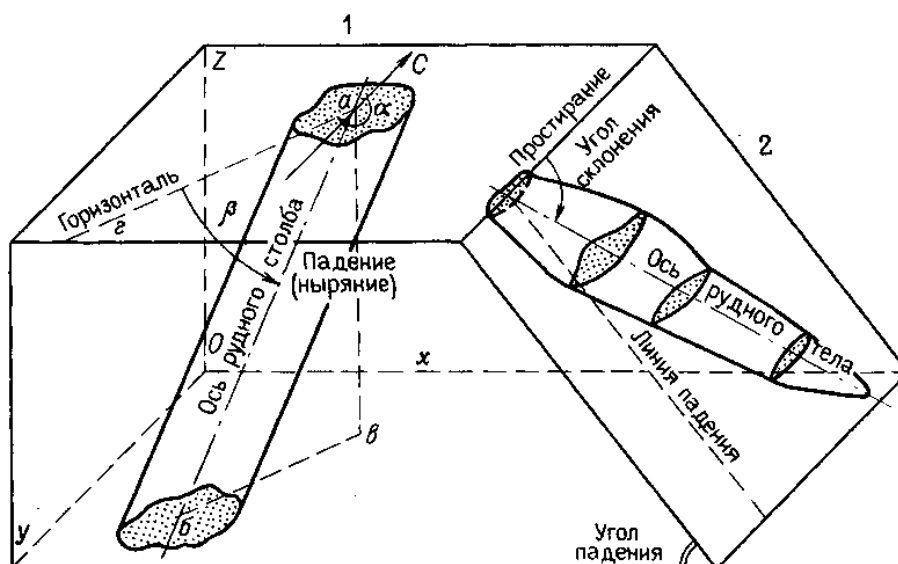


Рисунок 2 - Схема, иллюстрирующая элементы залегания рудного столба с овальным (1) и эллипсовидным (2) горизонтальным сечением: *ab* – ось рудного столба (*бв* – горизонтальная проекция; *аг* – горизонтальная проекция, вынесенная на поверхность); α – азимут простирания горизонтальной проекции оси рудного столба; β – угол падения или ныряния

Сингенетические тела полезных ископаемых образуются в процессе формирования стратифицированных осадочных и вулканогенно-осадочных толщ (пласты, линзы, чечевицы, сложные пласты), а также в ходе кристаллизации ультраосновных, основных и щелочных интрузивных массивов (гнезда, штоки и пластовые рудные тела хромитов, титаномагнетитов, сульфидных и редкометалльных руд (рисунок 3). Поперечные размеры гнездообразных тел обычно не превышают нескольких метров, параметры штокообразных тел измеряются десятками и сотнями метров.

Эпигенетические рудные тела образуются после вмещающих их пород в различной геологической обстановке. В связи с этим форма их весьма разнообразная (таблица 1). Основными структурными элементами, определяющими морфологию рудных тел, являются складки, разрывные нарушения, контакты интрузивных массивов, вулканические аппараты, трубки прорыва газа. Разрывные нарушения по отношению к рудным телам бывают рудоконтролирующими, рудоподводящими и рудовмещающими, а также дорудными и послерудными. Существенное влияние на морфологию эпигенетических рудных тел оказывают физико-механические свойства и химический состав вмещающих пород (например, благоприятные горизонты для локализации оруденения).

В складках, осложненных разрывными нарушениями, рудные тела имеют форму штоков, гнезд, жил, линз, пластов, рудных столбов, штокверков, минерализованных зон и др. В интрузивных породах к разрывным нарушениям приурочены жилы, рудные столбы, минерализованные зоны, а также штокверки. В зонах контактов интрузивных массивов, осложненных разрывными нарушениями, чаще всего возникают пластообразные и штокообразные рудные тела, рудные столбы, штокверки, минерализованные зоны. В вулканических аппаратах образуются рудные гнезда, линзы, столбы, трубообразные тела, штокверки, жилы.

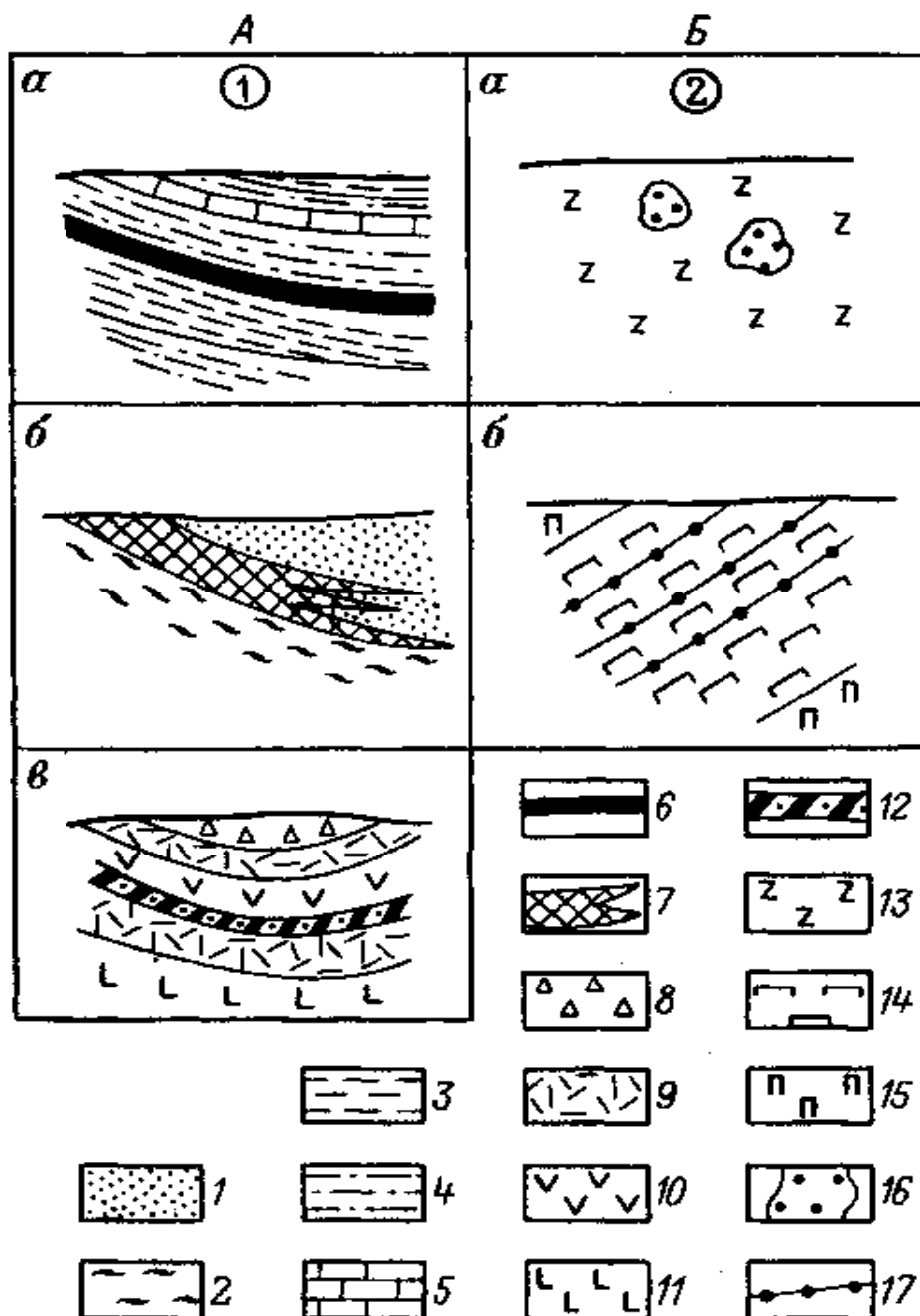


Рисунок 3 - Схематические разрезы сингенетических тел полезных ископаемых в стратифицированных толщах (1) и в интрузивных породах (2):

1 – пески; 2 – глины; 3 – алевриты; 4 – песчаники; 5 – карбонатные породы; 6 – пласт бурого угля; 7 – сложный пласт осадочных руд марганца; 8–11 – вулканические породы (8 – брекчии, 9 – туфы, 10 – андезитовые порфириды, 11 – базальтовые порфириды); 12 – медноколчеданная рудная залежь; 13 – дуниты; 14 – нориты; 15 – пироксениты; 16 – гнезда хромитов; 17 – пластовые хромитовые тела

Таблица 1 - Систематика тел полезных ископаемых по форме в зависимости от их возрастного соотношения с вмещающими породами

Геометрическая форма тел	Сингенетические тела		Эпигенетические тела			
	в стратифицированных толщах	в основных и щелочных интрузивных породах	в складках, осложненных разрывными нарушениями	в интрузивных породах, пересекаемых разрывными нарушениями	на контактах интрузивных массивов, осложненных разрывными нарушениями	в вулканических аппаратах и трубках взрыва
Изометрическая	—	Гнездо, шток	Шток, гнездо	Шток, гнездо	Штокообразное тело, гнездо	Гнездо
Плоская	Пласт, линза, чечевица	Пласт	Жила, пласт, линза, седловидная залежь	Жила	Пластообразное тело, линза	Жила, линза
Столбовая	—	—	Рудный столб	Рудный столб	Столбовое тело	Рудный столб, трубообразное тело
Сложная	Сложный пласт	—	Штокверк, сложная жила, минерализованная зона	Штокверк, сложная жила, минерализованная зона	Штокверк, минерализованная зона	Штокверк,

Среди эпигенетических тел полезных ископаемых наиболее распространены жилы (простые плитообразные, сложные, четковидные, камерные, оперенные; (рисунок 4), штокверки (рисунок 5), рудные столбы (рисунок 6). Последние образуются на участках искривления тектонических трещин (*а*), в узлах сопряжения (*б*) и пересечения трещин различного направления (*в*), а также в местах пересечения разрывными нарушениями пластов пород, благоприятных для замещения рудой (*г*).

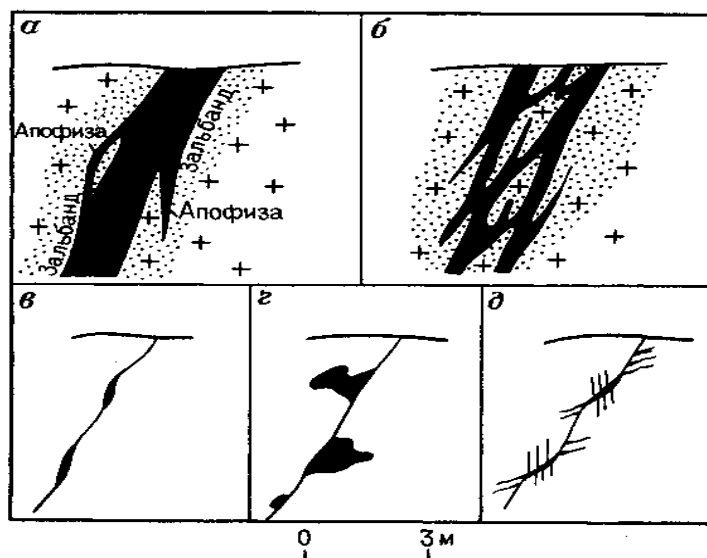


Рисунок 4 - Схематические разрезы рудных жил: *а* – простая; *б* – сложная; *в* – четковидная; *г* – камерная; *д* – с многочисленными апофизами, приуроченными к оперяющим трещинам скалывания и отрыва

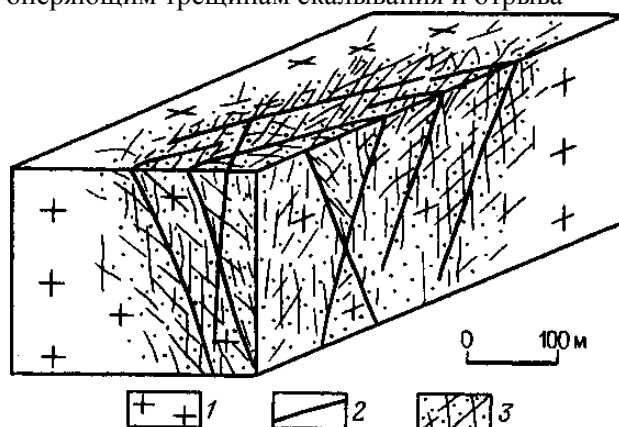


Рисунок 5 - Схематическая блок-диаграмма штокверкового месторождения: *1* – гранит, *2* – крупные разрывные нарушения, *3* – прожилково-вкрапленная минерализация

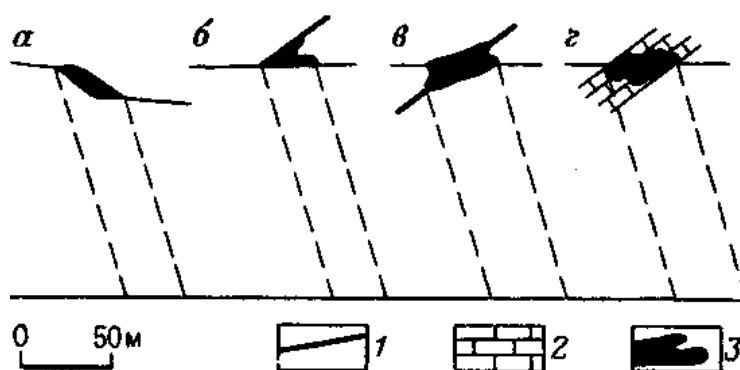


Рисунок 6 - Схема, иллюстрирующая различные типы рудных столбов: *1* – тектонические трещины, *2* – известняк, *3* – рудные столбы

Вблизи разрывных нарушений форма рудных тел, а также элементы их залегания часто изменяются. На рисунке 7 показано соотношение рудных жил с более ранним по времени возникновения (дорудным) и с более поздним (послерудным)

нарушениями. В первом случае образовался раздвиг жилы (обогащенный участок), внутри нарушения появились лишь мелкие рудные прожилки; произошло выклинивание жилы. Во втором случае жила лишь смещена. Направление этого смещения можно определить по наличию рудных обломков.

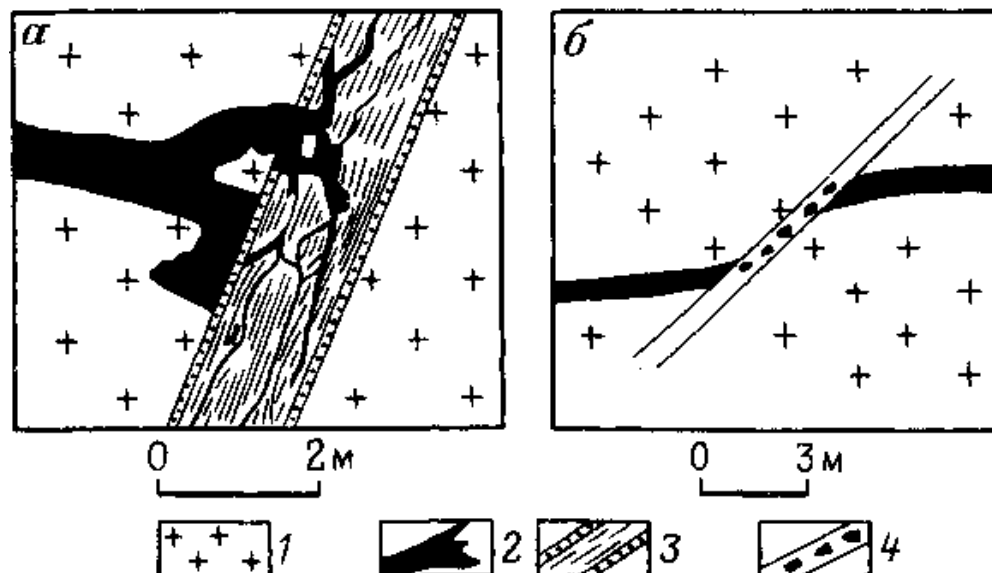


Рисунок 7 - Схемы, иллюстрирующие соотношение рудных жил с дорудным (а) и послерудным (б) разрывными нарушениями: 1 – граниты, 2 – рудные жилы, 3 – дорудное разрывное нарушение с тектонической глиной вдоль контактов, 4 – послерудное разрывное нарушение с обломками рудной жилы

Контрольные вопросы

1. Каковы морфологические типы рудных тел.
2. Как образуются и какова форма сингенетических тел полезных ископаемых.
3. Как образуются и какова форма эпигенетических тел полезных ископаемых.
4. Как образуются рудные столбы и каким образом определяются их элементы залегания.
5. Какие рудные тела называют штокверками и как они образуются.
6. Каким образом разрывные нарушения оказывают влияние на морфологию рудных тел.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ, ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ РУД

Минеральный состав металлических и неметаллических полезных ископаемых включает рудные и нерудные минералы.

К категории рудных обычно относят оксиды и сульфиды тяжелых металлов, самородные металлы и интерметаллические соединения; к категории нерудных – силикаты, карбонаты, галоиды, сульфаты, фосфаты, бораты и самородные

элементы, не обладающие металлическими свойствами. Из минералов извлекаются как основные компоненты, так и попутные, заключенные в них химические или механические примеси. Например, в комплексных титаномагнетитовых рудах магматического происхождения главными ценными минералами являются ильменит и магнетит, используемые для извлечения из них титана, железа и ванадия. Последний заключен в магнетите в виде изоморфной примеси. Минералы, входящие в состав руд, но не имеющие промышленной ценности, называют сопутствующими. Количественные соотношения минералов в рудах оценивают по трем категориям: главные ($> 10\%$), второстепенные ($1-10\%$) и редкие ($< 1\%$).

Важнейшие элементы внутреннего строения рудных тел – их текстурные и структурные особенности, характеризующие пространственное распределение минералов, условия их образования, этапность и стадийность рудообразующего процесса. Важное значение имеют текстурно-структурные особенности при качественной оценке руд и технологии их переработки.

Текстура руды определяется пространственным взаиморасположением минеральных агрегатов, отличающихся друг от друга по составу, форме, размерам и структуре.

Структура руды определяется формой, размером и способом сочетания отдельных минеральных зерен или их обломков в пространственно обособленных минеральных агрегатах.

Текстуры и структуры руд месторождений эндогенной, эндогенно-экзогенной и экзогенной серий отличаются по морфологическим особенностям и условиям образования. Для каждой серии выделены характерные группы и подгруппы текстур, возникающие в рудах определенного типа в связи с проявлениями различных геологических процессов (таблица 2, таблица. 3).

Таблица 2 - Генетическая классификация текстур эндогенных руд

	Текстуры магматического образования		Текстуры постмагматического образования		Текстуры метаморфического образования	
Генетические группы текстур	ликвационной и кристаллизационной дифференциации расплава	отжимания расплава по тектоническим нарушениям	отложения из гидротермальных растворов в открытых полостях	метасоматическое замещения	метаморфического преобразования	метаморфического новообразования
Морфологические виды текстур	Вкрапленная, нодулярная, гнездовая, шли-ровая, псевдослоистая, массивная	Жильная, прожилковая, сетчатая, брекчиево-цементная, брекчиевидно-цементная, поточная	Жильная, прожилковая, пересечения прожилков, сетчатая, брекчиево-цементная, брекчиевидно-цементная, кокардовая, полосчатая, крустификационная, друзовая, колломорфная, массивная, гнездовая, вкрапленная	Прожилковидная, каемчатая, унаследованно-массивная, унаследованно-полосчатая, вкрапленная замещения, реликтовая	Полосчатая, пloyчатая, сланцеватая, развальцевания, брекчирования, будинажа, просечковая	Прожилковая, жильная, массивная, полосчатая, вкрапленная, гнездовая
Генетические группы месторождений	Магматическая, отчасти карбонатитовая и пегматитовая		Гидротермальная, отчасти скарновая	Скарновая, отчасти гидротермальная, альбититовая, грейзеновая, пегматитовая, карбонатитовая	Метаморфизованная	Метаморфическая

Таблица 3 - Генетическая классификация текстур эндогенно-экзогенных и экзогенных руд

Генетические группы текстур	Эндогенно-экзогенные руды			Экзогенные руды			
	Текстуры поствулканического образования			Текстуры выветривания			Текстуры осадочного образования
	метасоматического замещения	гидротермально-осадочного отложения	конденсации из газовой фазы	химического и механического изменения	метасоматического замещения	заполнения полостей	химического, биохимического и механического образования
Морфологические виды текстур	Вкрапленная замещения, гнездовая замещения, прожилковидная, унаследованно-полосчатая, массивная	Слоистая, линзовидно-слоистая, послойно-вкрапленная, послойно-гнездовая, конкреционная, обломочная, массивная, колломорфная	Корковая, друзовая, порошковатая, прожилковая, гнездовая	Трещиноватая, пористая, кавернозная, каркасная, обломочная, порошковатая, реликтовая	Прожилковидная, каемчатая, сетчатая, вкрапленная замещения, массивная замещения, колломорфная	Прожилковая, сетчатая, цементная, корковая, друзовая, колломорфная	Слоистая, линзовидно-слоистая, оолитовая, конкреционная, обломочная, органогенная
Генетические группы месторождений	Вулканическая, вулканогенно-осадочная			Коры выветривания, зоны окисления			Осадочная

ТЕКСТУРЫ ЭНДОГЕННЫХ РУД

Текстуры магматического образования

Текстуры ликвационной и кристаллизационной дифференциации рудоносного расплава (рисунок 8).

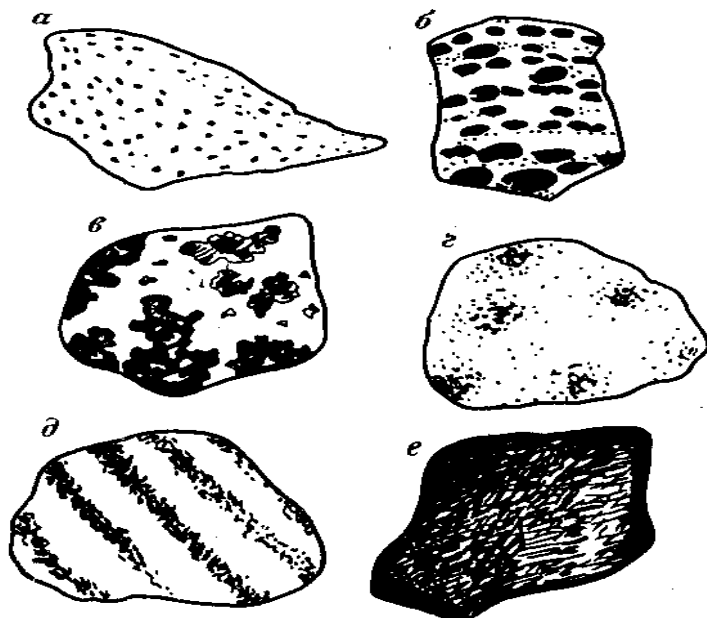


Рисунок 8 - Текстуры ликвационной и кристаллизационной дифференциации рудоносного расплава: *a* – вкрапленная; *б* – нодулярная; *в* – гнездовая; *г* – шлировая; *д* – псевдослоистая; *е* – массивная

Вкрапленная текстура характеризует распределение единичных минеральных обособлений – кристаллов и их сростков – в виде включений во вмещающей интрузивной породе. Размеры вкрапленников в рудах магматического происхождения обычно не более нескольких миллиметров (см. рисунок 8, *a*).

В зависимости от густоты вкрапленности и ее ориентировки выделяют густо-, рассеянно-, неравномерно- и ориентированно-вкрапленную текстуры.

В зависимости от величины вкрапленников различают крупно- (>3 мм), средне- (1–3 мм), мелко- (0,2–1 мм), тонко- (0,05–0,2 мм) и дисперсовкрапленную ($< 0,05$ мм) текстуры. Вкрапленные текстуры возникают как при кристаллизационной, так и при ликвационной дифференциации рудоносного расплава.

Нодулярная текстура характеризует распределение рудных обособлений округлой, овальной или уплощенной формы в виде включений в породах основного или ультраосновного состава (см. рисунок 8, *б*); Размеры нодулей колеблются в широких пределах и достигают иногда в поперечнике 15 мм. Известны нодулярные обособления,

состоящие из сульфидов меди, железа и никеля, нодули хромитового состава и др. Для сульфидных нодулей характерно расслоенное строение: донная часть обогащена более тяжелым пирротином, верхняя – халькопиритом. Происхождение нодулей объясняется ликвацией рудоносного расплава, то есть разделением его на несмешивающиеся жидкости – сульфидную и силикатную – до начала кристаллизации. Разновидности нодулярных текстур – ориентированно-нодулярная, нодулярно-полосчатая, густонодулярная, переходящая в массивную и др.

Гнездовая текстура характеризует распределение крупных, агрегатных обособлений рудного вещества во вмещающих интрузивных породах. Размеры гнезд достигают в поперечнике нескольких сантиметров (см. рисунок 8, в). Для руд магматического происхождения весьма характерно пространственное сочетание вкрапленных и гнездовых обособлений. Текстура таких руд получила название гнездово-вкрапленной.

Шлировая текстура возникает в результате сгущения рудных обособлений в определенных участках интрузивных пород (см. рисунок 8, г). Обособления представляют собой тесно соприкасающиеся или рассеянные вкрапленники или небольшие гнезда, иногда сопровождающиеся выклинивающимися маломощными прожилками.

Псевдослоистая текстура образована чередованием зон в интрузивной породе, обогащенных и обедненных рудным веществом. Подобные зоны ориентированы параллельно друг другу и часто имеют выдержанный по мощности и протяженности характер. Возникновение псевдослоистых текстур объясняется кристаллизационной и гравитационной дифференциацией рудоносного расплава (см. рисунок 8, д).

Массивная текстура характеризует строение руды, почти нацело состоящей из рудных минералов (рисунок 8, е); количество сопутствующих минералов не превышает 10% общего объема. Руды с массивной текстурой слагаются одним, двумя или целой группой рудных минералов. Распределение их может быть равномерным и неравномерным. В связи с этим различают разновидности массивных текстур – однородно-массивную, массивную с элементами полосчатой, массивную с элементами пятнистой ит. д.

Текстуры отжимания рудоносного расплава по тектоническим нарушениям (рисунок 9)

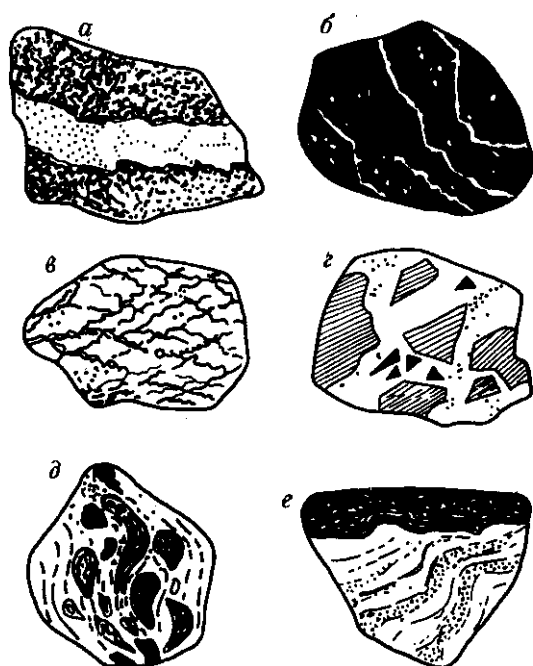


Рисунок 9 - Текстуры отжимания рудоносного расплава по тектоническим нарушениям: а – жильная; б – прожилковая; в – сетчатая; г – брекчиево-цементная; д – брекчиевидно-цементная; е – поточная

Жильная текстура возникает в результате выполнения рудоносным расплавом крупных единичных трещин в интрузивных породах (см. рисунок 9, а).

Прожилковая текстура образуется в результате проникновения рудоносного расплава в маломощные трещины, разбивающие вмещающие породы (см. рисунок 9, б).

Сетчатая текстура характеризует положение рудного вещества в системе трещин, разбивающих вмещающие породы (см. рисунок 9, в).

Брекчиево-цементная текстура образуется в результате тектонического дробления вмещающих интрузивных пород с последующей цементацией угловатых обломков веществом рудоносного расплава (см. рисунок 9, г).

Брекчиевидно-цементная текстура возникает в том случае, когда тектоническому дроблению подвергаются достаточно хрупкие породы. Одновременно происходящая цементация обломков рудным веществом приводит к их округлению и развальцеванию (см. рисунок 9, д).

Поточная или флюктуационная текстура образуется в результате вязкого пластичного перемещения кристаллизующегося рудоносного расплава. Отдельные минеральные агрегаты в этом случае удлинены, разлинзованы или округлены (см. рисунок 9, е).

Текстуры постмагматического образования

Текстуры отложения минерального вещества из гидротермальных растворов в открытых полостях (рисунок 10)

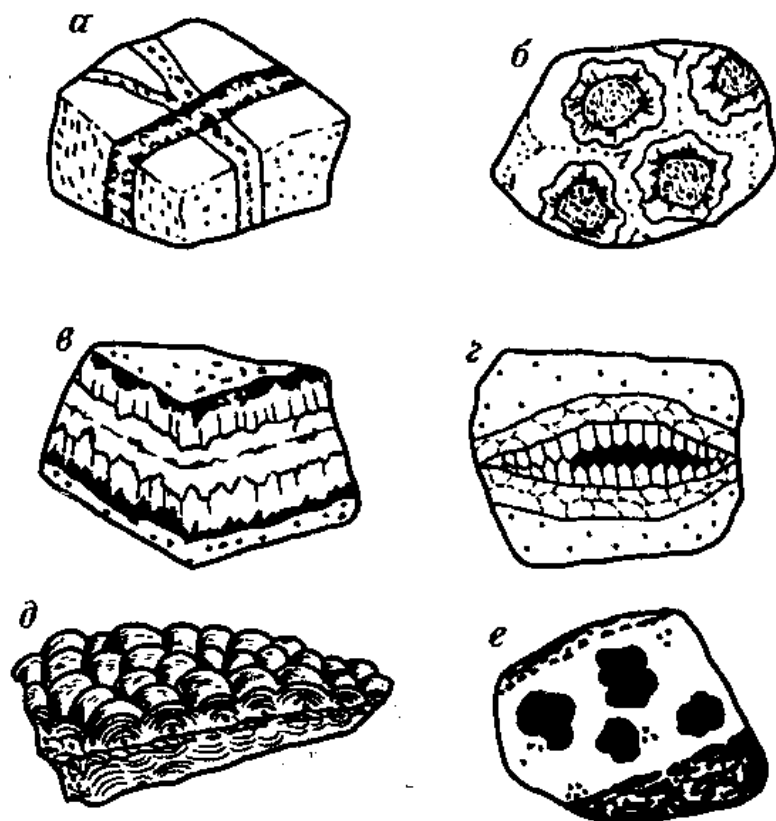


Рисунок 10 - Текстуры отложения из гидротермальных растворов в открытых полостях: *а* – пересечения прожилков; *б* – кокардовая; *в* – рустификационная; *г* – друзовая; *д* – колломорфная; *е* – гнездовая

Жильная текстура возникает в результате выполнения рудным и часто жильным веществом крупных трещин во вмещающих горных породах различного состава.

Прожилковая текстура образуется в результате отложения рудного и жильного вещества в маломощных трещинах, разбивающих вмещающие породы. Для месторождений гидротермального типа весьма характерно пространственное сочетание двух видов текстур – прожилковых текстур выполнения пустот с вкрапленными текстурами метасоматического замещения. Руды, имеющие подобное строение, получили

название штокверковых. Разновидности прожилковых текстур: ориентированно-прожилковая, параллельно-прожилковая, текстура пересечения прожилков и др.

Текстура пересечения прожилков широко распространена в рудах гидротермального генезиса. Ее происхождение объясняется неоднократным возобновлением тектонических подвижек, сопровождаемых отложением гидротермальной минерализации. Пересечение прожилков, имеющих различный минеральный состав, нередко свидетельствует о стадийном характере рудообразующего процесса (см. рисунок 10, *а*). Сетчатая текстура является результатом отложения рудного и жильного вещества в системе соединяющихся трещин.

Брекчиево-цементная текстура образована сочетанием обломков минерального вещества угловатой формы с цементом иного состава и строения. В качестве обломков в рудном или жильном веществе часто наблюдаются гидротермально измененные вмещающие породы. В зонах долгоживущих тектонических нарушений при многократном приоткрывании трещин обломки могут содержать ранние ассоциации рудных и жильных минералов, в то время как в цементе могут присутствовать поздние продукты гидротермальной деятельности. В этом случае брекчиево-цементные текстуры, так же как и текстуры пересечения прожилков, могут свидетельствовать о стадийном характере рудообразующего процесса.

Брекчиевидно-цементная текстура отличается от брекчиево-цементной лишь сглаженным, округленным характером обломков минерального вещества. Изменение их формы может происходить в результате частичного замещения веществом цемента краевых зон обломков. Часто форма обломков зависит и от физико-механических свойств разрушаемых пород.

Кокардовая текстура – разновидность брекчиево-цементной или брекчиевидно-цементной. Вокруг обломков разнообразных размеров и форм цементирующее вещество располагается в виде кайм различной конфигурации и мощности (см. рисунок 10, *б*). Иногда развиваются несколько зон различного состава и строения, облегающие не только единичные обломки, но и их группы. Смена состава зон от границ обломка к периферии свидетельствует об изменении состава рудоносного раствора по мере развития рудообразующего процесса.

Полосчатая текстура характеризует строение руды, образованной сочетанием последовательно отложенных агрегатов различного минерального состава или структуры. Ранние агрегаты обычно отлагаются непосредственно на стенках трещин, тогда как поздние нарастают на поверхности ранее отложенных. Разновидности

полосчатых текстур: неяснополосчатая, тонкополосчатая, ритмично-полосчатая, симметрично-полосчатая, крустификационная.

Крустификационная текстура – разновидность полосчатой и характеризует хорошо заметную закономерность в образовании минеральных агрегатов различного состава или строения, начиная от обеих стенок трещин к ее центральному замыканию (см. рисунок 10, в). Наблюдаются симметрично и асимметрично крустификационные текстуры, обусловленные примерно равной или резко различной мощностью зон, отложенных на обеих стенках трещин.

Друзовая текстура обусловлена нарастанием щеток кристаллов на стенках жеод-пустот, остающихся свободными от минерального вещества по мере заполнения ими зияющих трещин. Друзы кристаллов часто расположены симметрично относительно друг друга в центральных частях раздувов мощных гидротермальных тел. Наличие таких друзовых замыканий в теле жилы наглядно свидетельствует о способе образования минеральных агрегатов путем выполнения открытых полостей (см. рисунок 10, г).

Колломорфная текстура наблюдается в рудах, образованных в результате коагуляции коллоидных растворов. Рудные обособления имеют, как правило, сферическое строение (глобулы, почки, сферолиты). Располагаясь в открытых полостях на стенках трещин или на поверхности ранее отложенных агрегатов, рудные обособления часто принимают форму полусфер-фестонов (см. рисунок 10, д). Текстуры, характеризующие строение подобных колломорфных агрегатов, получили различные наименования: почковидные, фестончатые, глобулярные, колломорфно-полосчатые и др.

Массивная текстура возникает в результате заполнения открытой полости минеральным веществом, имеющим преимущественно рудный или преимущественно жильный состав. Массивная текстура может быть характерна для всего рудного тела на всем его протяжении, но может быть проявлена и на отдельных участках.

Гнездовая текстура характеризует положение отдельных рудных обособлений изометричной или неправильной формы и значительных размеров, находящихся в виде включений в жильной массе, выполняющей открытую полость (см. рисунок 10, е).

Вкрапленная текстура характеризует положение единичных минеральных обособлений небольших размеров в жильной массе, выполняющей открытую полость.

Текстуры метасоматического замещения (рисунок 11).

Для текстур этой подгруппы характерны следующие особенности:

1. Границы новообразованных и замещаемых агрегатов носят неровный, извилистый характер;

2. В массе новообразованных агрегатов наблюдаются реликты – участки вмещающих пород, не подвергшиеся замещению;

3. Морфологический облик текстур часто является унаследованным от первичных текстур замещаемого субстрата.

Прожилковидная текстура образуется в отличие от прожилковой путем избирательного метасоматического замещения минеральным веществом околотрещинного пространства. Рудные и жильные минералы, представляя собой метакристаллы, часто имеют хорошо образованные ограничения и располагаются в виде цепочковидных обособлений вдоль тончайших волосовидных трещин, служащих каналами для проникновения рудоносных растворов (см. рисунок 11, *а*). Разновидностью прожилковидной текстуры является цепочковидная.

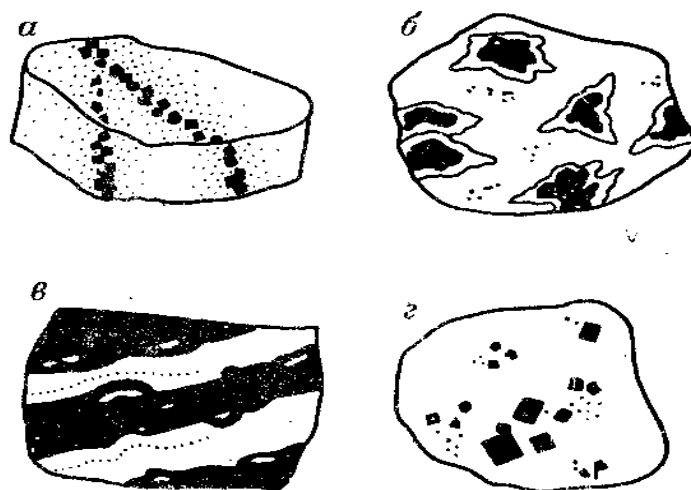


Рисунок 11 - Текстуры метасоматического замещения: *а* – прожилковидная; *б* – каемочная; *в* – унаследованно-полосчатая; *г* – вкрапленная замещения

Каемчатая текстура возникает в результате избирательного замещения рудным или жильным веществом периферических зон отдельных агрегатов, их обломков или зерен (см. рисунок 11, *б*).

Унаследованно-массивная текстура возникает в результате полного замещения породы или руды новообразованным агрегатом. С помощью микроскопических исследований, иногда и макроскопических, в рудах с унаследованно-массивной текстурой можно иногда увидеть реликты незамещенных минералов.

Унаследованно-полосчатая текстура образуется в результате процесса избирательного замещения. Метасоматические преобразования проходят лишь в отдельных слоях первичных пород, обладающих оптимальной пористостью и благоприятным химическим составом (см. рисунок 11, в). Наиболее активно процессы замещения проходят в карбонатных слоях и в прослоях песчаника, наименее интенсивно – в глинистых сланцах.

Вкрапленная текстура замещения широко развита в рудах скарнового типа и в ореолах гидротермального изменения вмещающих пород. Она характеризует положение отдельных мелких и крупных метакристаллов или их сростков, находящихся в виде рассеянных включений в замещаемой среде (см. рисунок 11, г).

Реликтовая текстура обусловлена наличием единичных, неправильной формы, часто мелких остатков замещаемого субстрата среди минералов-новообразований. Особенно хорошо реликты видны при микроскопических исследованиях.

Текстуры метаморфического образования

Текстуры метаморфического преобразования (рисунок 12)

Полосчатая текстура возникает в процессе пластичной деформации неоднородных по составу, часто первично слоистых руд. Метаморфические преобразования приводят в этом случае к изменению первоначальной мощности слоев, перемещению минерального вещества отдельных слоев относительно друг друга, утрате тонких деталей первичного строения в самих слоях. Руды, претерпевшие активные метаморфические преобразования и обладающие полосчатой текстурой, при внимательном изучении обнаруживают иногда признаки изоклинально-складчатого строения. В этих случаях заметно уменьшение мощности слоев на крыльях складок и увеличение мощности в замковой части, отрыв замковой части складки от ее крыльев, переход от полосчатой текстуры к линзовидно-полосчатой. Текстура руды, претерпевшей столь значительные метаморфические преобразования, может быть названа вторично-полосчатой (см. рисунок 12, а).

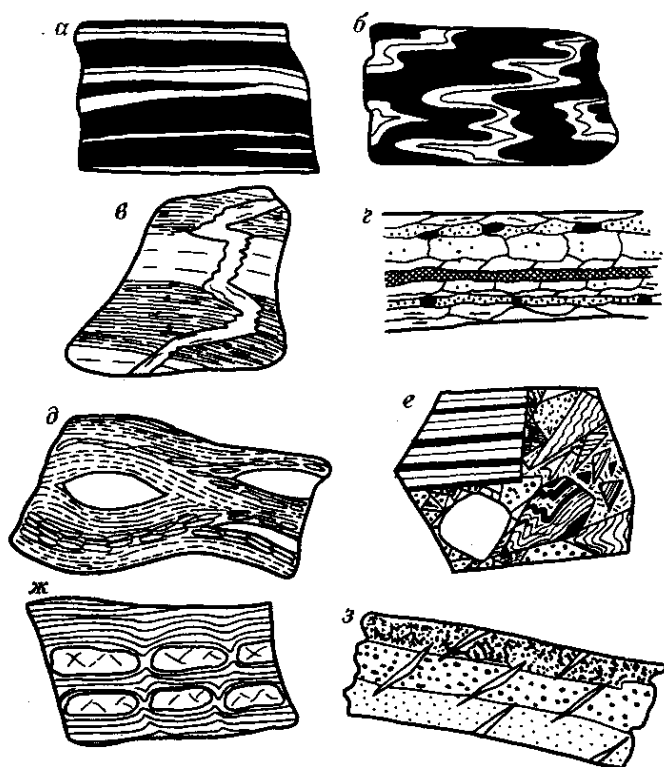


Рисунок 12 - Текстуры метаморфического преобразования: *а* – вторично-полосчатая; *б* – пloidчатая; *в* – птигматитовая; *г* – сланцеватая; *д* – развальцевания; *е* – брекчирования; *ж* – будинажа; *з* – просечковая

Плойчатая текстура возникает как результат пластичной деформации руд, сминаемых в мелкие складки различной амплитуды, интенсивности и ориентировки (см. рисунок 12, б). Разновидность пloyчатой текстуры – складчатая, проявляющаяся в крупном масштабе и хорошо заметная лишь в обнажениях или забоях горных выработок. Плойчатая и складчатая текстуры наблюдаются чаще всего в рудах с неоднородно-слоистым первичным сложением. Интересной разновидностью складчатой текстуры является птигматитовая. Последняя характеризует строение минеральных прожилков, рассекавших ранее горную породу и смятых вместе с ней в складки под влиянием метаморфических преобразований (см. рисунок 12, в).

Сланцеватая текстура характеризует строение метаморфически преобразованной руды, минеральные индивиды которой приобрели ориентированное положение, согласное с общей ориентировкой минеральных агрегатов (см. рисунок 12, г). При раскалывании подобной руды она хорошо выявляет взаимно-параллельные поверхности, называемые плоскостями сланцеватости. Сланцеватость может совпадать или не совпадать с ориентировкой первичной слоистости руды или породы.

Текстура развальцевания возникает в результате уплощения, изгибания и раздавливания отдельных хрупких минеральных агрегатов, находящихся в массе более пластичных. Разновидность текстуры развальцевания – очковая текстура (см. рисунок 12, д). Последняя характеризует положение наиболее хрупких составляющих рудного вещества в виде округлых или чечевицеобразных обособлений в пластичной минеральной массе.

Текстура брекчирования возникает в рудах, подвергшихся интенсивной хрупкой деформации. Она характеризует строение руды, состоящей из обломков различных размеров, формы и состава. Наряду с угловатыми обломками в брекчированных рудах могут присутствовать обломки неправильной формы и даже округлые, что обусловлено явлениями их развальцевания. Крупные обломки нередко цементируются более тонко измельченным минеральным веществом того же состава (см. рисунок 12, е).

Текстура будинажа возникает в рудах, имеющих неоднороднослоистое строение и подвергшихся интенсивному дислокационному метаморфизму. В результате складкообразования или сильного одностороннего сжатия в таких рудах происходит нарушение сплошности хрупких слойков, их разрыв с последующим облеканием образовавшихся обломков веществом соседних слойков, состоящих из более пластичного материала (см. рисунок 12, ж).

Просечковая текстура характеризует строение слоистой или неоднородно-полосчатой руды, рассеченной короткими, быстро выклинивающимися трещинками, ориентированными вкрест или под углом к направлению полосчатости (см. рисунок 12, з). Часто подобные трещинки, рассекая один из слойков, быстро затухают и выклиниваются при переходе в соседние. Подобные трещинки обычно минерализованы веществом, заимствованным из метаморфизованных руд или горных пород.

Текстуры метаморфического новообразования

Прожилковая текстура характеризует положение в пространстве минерального вещества, мобилизованного метаморфическими растворами и отложенного в тонких трещинках руды или горных пород. Часто местом отложения такого вещества являются тонкие волосовидные трещинки-просечки, идущие вкрест или под углом к первичной полосчатости руды или породы.

Жильная текстура характеризует строение минерального вещества, образованного также с участием метаморфических растворов, но отложенного в открытых, зияющих трещинах значительных размеров. Особенностью таких рудных тел

является то, что слагающее их вещество заимствовано метаморфическими растворами из вмещающих пород и имеет регенерированный характер. Подобный генезис имеет, например, вещество жильных хрусталеносных тел в горных породах, обогащенных кремнистой составляющей.

Массивная текстура характеризует строение руд, имеющих однородное, сплошное, часто мономинеральное сложение. Такие руды возникают при глубокой метаморфической перестройке вещества с изменением первичного минерального состава и текстурно-структурных признаков, а также в результате новообразования руд в контактовой зоне интрузий. Например, известны графитовые руды с массивной текстурой, возникшие за счет контактово-метаморфических преобразований каменного угля.

Полосчатая текстура характеризует строение руд, возникших в процессе глубоких метаморфических преобразований и обладающих неоднородным, полосчатым строением. Подобная текстура характерна для рудных масс, возникших в условиях регионального метаморфизма высоких ступеней, когда практически все минеральное вещество оказывается переотложенным, регенерированным. Такими текстурами обладают, например, железные руды архейского и протерозойского возраста, претерпевшие метаморфизм высоких ступеней.

Вкрапленная текстура характеризует строение руд, образованных с участием метаморфических растворов. Такие руды имеют спорадический, рассеянный характер распределения рудного вещества.

Гнездовая текстура – разновидность вкрапленной текстуры руд, в которых минеральные агрегаты достигают значительных размеров (несколько сантиметров и более). Подобным строением характеризуются некоторые метаморфические месторождения золота, редких и радиоактивных металлов, графита, меди, никеля.

ТЕКСТУРЫ ЭНДОГЕННО-ЭКЗОГЕННЫХ РУД

Текстуры поствулканического образования

Текстуры метасоматического замещения. Текстуры метасоматического замещения руд поствулканического генезиса по морфологическим особенностям мало чем отличаются от текстур руд постмагматического генезиса. Широко распространены следующие их виды: вкрапленная и гнездовая замещения, прожилковидная, в отдельных участках – унаследованно-полосчатая и унаследованно-массивная. Отличительная особенность руд этого типа – приуроченность к метасоматически измененным

вулканогенным или вулканогенно-осадочным породам. Характерны перечисленные виды сростаний минеральных агрегатов для многих колчеданных месторождений: серноколчеданных, медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических. Характерные для руд этого типа вкрапленные текстуры имеют обычно метасоматическое происхождение. Вкрапленные метасоматические руды всегда располагаются в лежащем боку массивных руд и приурочены к проницаемым зонам в вулканогенных породах, подвергшихся хлоритизации, серицитизации, окварцеванию и активной пиритизации.

Текстуры гидротермально-осадочного отложения (рисунок 13). Текстуры данной подгруппы характеризуют строение поствулканических руд, возникающих из гидротермальных растворов и рассолов, вулканических эксгаляций и эманаций, поступающих из земных глубин. Отложение рудных масс происходит на дне водоемов, часто в совокупности с собственно осадочным хемогенным и терригенным материалом. Рудные агрегаты приобретают вид уплощенных линз, слоев, гнезд, вкрапленников, разнообразных по величине конкреций.

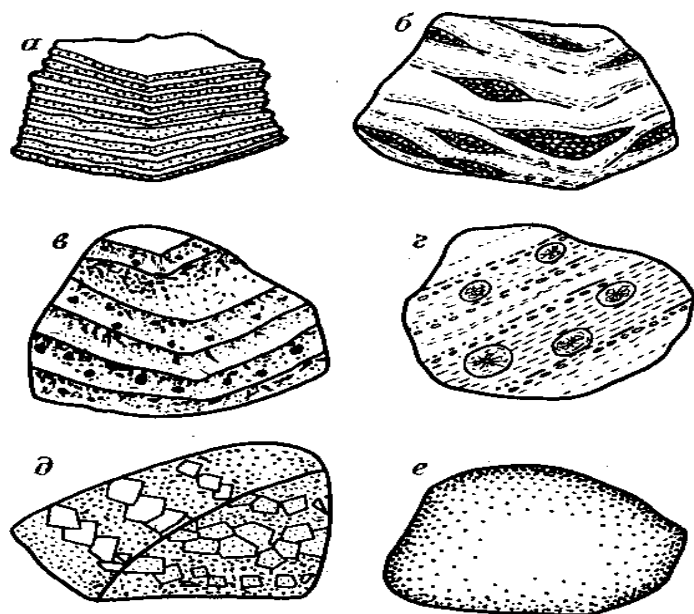


Рисунок 13 - Текстуры гидротермально-осадочного отложения: а – слоистая; б – линзовидно-слоистая; в – послойно-вкрапленная; г – конкреционная; д – обломочная; е – массивная

Своеобразие текстур данной подгруппы обусловлено морфологическими особенностями минеральных агрегатов и характером их образования.

Слоистая текстура характеризует строение руды, образованной сочетанием чередующихся уплощенных минеральных агрегатов., отличающихся друг от друга

составом, строением, мощностью, протяженностью, ориентировкой (см. рисунок 13, а). Разновидности слоистых текстур: грубослоистая, тонкослоистая, неравномерно-слоистая, ритмично-слоистая, неясно-слоистая, линзовидно-слоистая и др. (см. рисунок 13, б). Подобные виды текстур характерны, например, для вулканогенно-осадочных, отчасти метаморфизированных железных руд – железистых кварцитов, наблюдаются в рудах колчеданного, телетермального (стратиформного) типа.

Послойно-вкрапленная текстура характеризует строение слоистой руды, неравномерно (послойно) обогащенной небольшими по величине рудными включениями (см. рисунок 13, в). Внутреннее строение обогащенных слоев может быть густовкрапленным, рассеянно-вкрапленным, спорадически-вкрапленным и т. д. Наряду с небольшими включениями в послойно-обогащенных рудах иногда наблюдаются более крупные гнездовые обособления. Текстура руды в таком случае называется послойно-гнездовой. В рудах вулканогенно-осадочного типа часто наблюдаются сочетания крупных и мелких послойных обособлений рудного вещества. Текстура таких руд называется послойно-гнездововкрапленной. Вышеописанные разновидности текстур распространены, например, в свинцово-цинковых и медных рудах стратиформных месторождений.

Конкреционная текстура характеризует строение осадков, состоящих из оксидов кремнезема, алюминия, карбонатов. Образуются скопления агрегатов сферической, иногда блинчатой формы, имеющих концентрически-зональное, реже однородное внутреннее строение. Размеры конкреций колеблются в широких пределах (см. рисунок 13, г). Наиболее крупные, достигающие в поперечнике десятков сантиметров, получили название конкреционных линз. В зависимости от величины конкреций и их морфологии выделяют следующие разновидности конкреционных текстур: маковая или пороховидная (0,3–0,5 мм); дробовая (0,5–1 мм); гороховая (2–5 мм); бобовая (0,5–1 см); ореховая (1–3 см); монетная (1,5–2 см); блинчатая (2–15 см). Разновидностью конкреционной текстуры является также конкреционно-цементная, характеризующая строение осадочных и вулканогенно-осадочных пород, содержащих конкреционные включения. Различают конкреции ископаемые и современные. Последние нередко покрывают огромные пространства дна океанов, образуя рудные скопления. Такие конкреции слагаются в основном оксидами железа и марганца. Известны конкреции, состоящие из оксидов кремнезема, алюминия, карбонатов кальция, магния, железа, сульфатов кальция, бария, сульфидов железа.

Обломочная текстура характеризует строение руды, в образовании которой принимали участие вулканические взрывы – эксплозии. Обломки представляют собой

механические осколки рудного вещества, раздробленного в результате взрывной деятельности вулкана (см. рисунок 13, д). Форма обломков – неправильная, угловатая, иногда округлая. Размеры колеблются в широких пределах, достигая в поперечнике десятков сантиметров. Наиболее хорошо изучены рудокласты медноколчеданных месторождений. Находятся они здесь обычно в виде включений в пирокластических породах кровли массивных сульфидных залежей.

Массивная текстура широко распространена в рудах вулканогенно-осадочного происхождения. Наиболее распространенной ее разновидностью является массивная с элементами слоистой и массивная с элементами вкрапленной и пятнистой (см. рисунок 13, е). Возникают подобные текстуры в результате последовательного отложения мало отличающихся по составу, существенно рудных слоев, почти лишенных примеси сопутствующих жильных минералов. Наиболее часто встречаются такие текстуры в рудах колчеданных месторождений.

Колломорфная текстура характерна для руд гидротермально-осадочного происхождения. Она свидетельствует о том, что отложение минерального вещества происходило в виде геля (часто сложного состава) из коллоидных растворов. Колломорфное строение минерального вещества иногда трудно распознается макроскопически и требует детального изучения руды под микроскопом.

Текстуры конденсации минерального вещества из газовой фазы. В результате выхода горячего вулканического газа в относительно холодные приповерхностные зоны вулкана происходит кристаллизация минерального вещества в виде корок, друз, порошковатых, гнездовых и прожилковых скоплений в трещинах, вокруг обломков и просто на поверхности вулканических пород. Процесс отложения твердого вещества из газовой фазы путем кристаллизации называется конденсацией. Переход твердого вещества в газовую фазу, минуя жидкое состояние, называется сублимацией. Названные процессы имеют место при образовании месторождений самородной серы. Известны скопления порошковатых, корковых и прожилковых масс – конденсатов нашатыря, реальгара, аурипигмента, киновари, гематита, висмутина и других минералов. Промышленного значения такие скопления обычно не имеют.

ТЕКСТУРЫ ЭКЗОГЕННЫХ РУД

Текстуры выветривания

Текстуры химического и механического изменения (рисунок 14).

Поверхностные преобразования, связанные с выветриванием различных по составу горных пород и руд, приводят к возникновению в них новых, ранее несвойственных черт строения. Плотные горные породы и руды могут приобрести пористое, кавернозное, обломочное или даже порошковатое сложение. Под влиянием поверхностных агентов выветривания в них появляется густая сеть трещин.

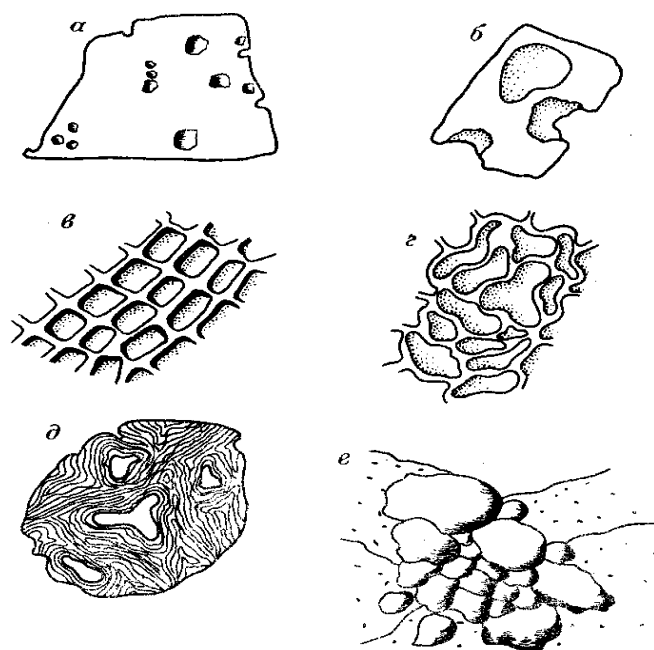


Рисунок 14 - Текстуры химического и механического преобразования: а – пористая; б – кавернозная; в – каркасная ящичная; г – каркасная губчатая; д – реликтовая; е – обломочная

Текстуры горных пород и руд, претерпевших поверхностные изменения, имеют обычно весьма сложный характер. С одной стороны, в них отчасти сохраняются так называемые реликтовые текстуры, или первичные, существовавшие до начала процессов выветривания. Вместе с тем, появляются текстуры вторичные, возникшие под влиянием поверхностных изменений. К их числу относятся, прежде всего, текстуры химического и механического преобразования: трещиноватая, пористая, кавернозная, каркасная, обломочная, порошковатая, реликтовая.

Трещиноватая текстура возникает в результате физического изменения первичных руд и горных пород путем их механического растрескивания. Появление

мелких трещинок, объединяющихся в целую систему трещиноватости, способствует активному не только физическому, но и химическому преобразованию исходного вещества как в близповерхностных условиях, так и в более глубоко залегающих зонах.

Пористая текстура характеризует строение пород и руд, подвергшихся выщелачивающему воздействию грунтовых вод. Растворение и вынос минерального вещества происходят обычно избирательно, в связи с чем возникают отдельные разрозненные небольшие пустоты, называемые порами (см. рисунок 14, а). Пористые текстуры образуются обычно в верхних зонах кор выветривания или зон окисления, в обстановке активного движения и просачивания вод. Внутренние поверхности таких пор выстилаются иногда минералами-новообразованиями – гидроксидами железа или марганца в сочетании с опалом или халцедоном.

Кавернозная текстура является разновидностью пористой текстуры. Она характеризует строение руды или породы, пронизанной крупными (до нескольких десятков сантиметров в поперечнике) полостями, возникшими в результате выщелачивающего воздействия поверхностных вод (см. рисунок 14, б).

Каркасная текстура получила свое наименование благодаря своеобразному, похожему на каркас, строению кремнисто-гидроксидных агрегатов, остающихся на месте выщелачивания ранее сплошных сульфидных руд. Форма кремнисто-гидроксидного каркаса определяется характером первичной трещиноватости сульфидов и особенно характером трещинок спайности отдельных минералов. Поверхностные растворы, циркулируя по таким трещинкам, отлагают в них кремнистое вещество, насыщенное включениями гидроксидов железа. Вместе с тем, последующий активный вынос самого сульфидного вещества приводит к образованию открытых полостей. В итоге создаются минеральные агрегаты с каркасно-пористым строением, резко различным по морфологическим признакам. Так, цементация прямолинейных, пересекающихся под прямым углом трещинок приводит к возникновению каркаса с прямыми ровными перегородками. Возникающие в этом случае текстуры получили наименование ящичных (см. рисунок 14, в). Цементация криволинейных трещинок ведет к возникновению соответствующего каркаса губчатой формы. Текстуры образований такого типа получили наименование губчатых (см. рисунок 14, г). По форме каркаса, размеру ячеек, положению их в пространстве опытный геолог может решить вопрос о составе ранее существовавших минеральных масс. Так, по галениту и сфалериту образуются обычно каркасы ящичной формы, по пириту, не обладающему спайностью, – каркасы губчатого строения.

Обломочная текстура характеризует строение руд, претерпевших значительные физические и химические изменения. Обломочное строение часто имеют те минеральные агрегаты, которые оказались устойчивыми к химическому разложению. Накапливаясь в определенных зонах коры выветривания или зоны окисления, они образуют так называемое сыпучие агрегаты, состоящие из большого числа мельчайших зерен и обломков первичных руд – кварца, барита, пирита и т.д. (см. рисунок 14, е).

Порошковая текстура характеризует строение весьма тонко измельченного нецементированного минерального вещества, состоящего из обломков различной формы и состава. Разновидностью порошковатой текстуры является землистая, комковатая.

Реликтовая текстура относится к числу микротекстур. Она характеризует сочетание различных минеральных агрегатов, один из которых сохраняется в массе другого в виде небольших остатков от замещения (см. рисунок 14, д).

Текстуры метасоматического замещения (рисунок 15). В процессе выветривания горных пород и руд наряду с физическим и химическим разрушением первичного минерального вещества происходит образование новых минеральных агрегатов, устойчивых в поверхностных условиях. Такое минеральное вещество отлагается как путем выполнения пор, каверн, трещин, так и путем метасоматического замещения первичных пород или руд. К числу главнейших разновидностей текстур, образованных метасоматическим путем, относятся следующие: прожилковидная, каемчатая, сетчатая, петельчатая, массивная, вкрапленная, колломорфная.

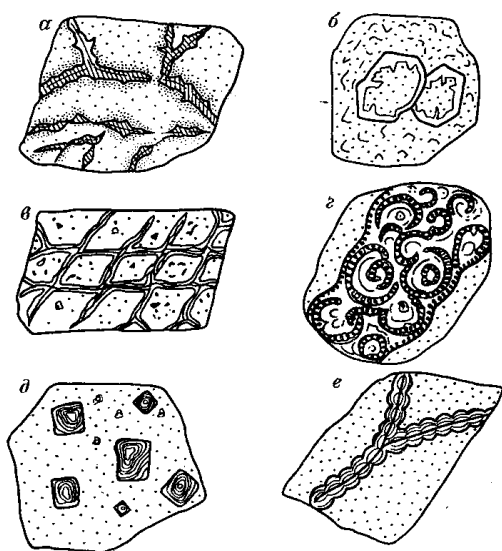


Рисунок 15 - Текстуры метасоматического замещения: а – прожилковидная; б – каемчатая; в – сетчатая; г – петельчатая; д – вкрапленная замещения; е – колломорфно-прожилковая

Прожилковидная текстура возникает в тех случаях, когда вновь образованное минеральное вещество располагается вдоль тонких трещинок, имеющих невыдержанный, прерывистый характер (см. рисунок 15, а). Подобная текстура является результатом метасоматического замещения первичных руд и характерна для многих новообразований коры выветривания и зоны окисления. Широко распространены, в рудах прожилковидные агрегаты гидроксидов железа и марганца, карбонатов магния, меди, цинка, железа, сульфатов свинца, цинка и т. д.

Каемчатая текстура возникает в результате избирательного замещения первичных минералов веществом-новообразованием. Последнее располагается по границам рудных выделений, следуя контурам таких обособлений (см. рисунок 15, б). Известны каемчатые микротекстуры, образованные вторичными минералами меди (ковеллином, халькозином, борнитом) вокруг выделений халькопирита. Весьма характерна каемчатая микротекстура замещения гаденита церусситом и англезитом. Каемчатые выделения гидроксидов железа часто располагаются по периферии зерен пирита и т. д.

Сетчатая текстура характеризует строение первичных руд и горных пород, густо пронизанных прожилками вторичных минералов. При микроскопических исследованиях хорошо заметны неровные, извилистые границы между реликтовыми и замещающими минералами, а также неоднородное, часто зональное строение самих прожилков (см. рисунок 15, в). Разновидностью сетчатой текстуры является петельчатая. Отличается она от ранее описанной текстуры извилистыми, плавно изогнутыми очертаниями минеральных агрегатов, имеющих вторичный характер (см. рисунок 15, г). Сетчатая и петельчатая текстуры характерны как для верхних, так и для глубоких зон коры выветривания и зоны окисления.

Массивная текстура замещения возникает в результате полного изменения первичного состава руд. Возникающие в поверхностных условиях минеральные агрегаты приобретают массивное строение в значительном объеме рудного вещества. Образуются они в результате метасоматического преобразования первичных агрегатов. Массивной текстурой в отдельных участках зоны цементации обладают, например, руды, нацело сложенные вторичными сульфидами меди. Массивной текстурой могут обладать залежи вторичных смитсонитовых руд, массивное сложение имеют в отдельных участках гарниерит-нонтронитовые залежи, возникающие в результате выветривания ультраосновных пород, и т. п.

Вкрапленная текстура замещения отличается от вышеописанной разновидности только морфологически. Она характеризует строение и положение в пространстве вторичных минеральных агрегатов, рассеянных в виде отдельных включений в массе первичных пород или руд (см. рисунок 15, *д*). Вкрапленный характер имеют, например, вторичные сульфиды меди в зоне цементации. Там они наложены на первичные сульфидные руды. Такой процесс имеет место в глубоких частях зоны окисления, располагающихся ниже уровня грунтовых вод.

Колломорфная текстура замещения – своеобразный вид текстуры, характеризующий строение и формы выделения минеральных агрегатов, образованных метасоматическим путем и вместе с тем обладающих колломорфным строением. Наиболее широко распространенным морфологическим видом является колломорфно-прожилковая текстура (см. рисунок 15, *е*). Минеральные обособления, имеющие такое строение, чаще всего представлены совокупностью различных по составу гидроксидов железа, иногда в сочетании с коллоидным кремнистым веществом.

Текстуры заполнения полостей (рисунок 16). К числу наиболее широко распространенных текстур настоящей подгруппы относятся следующие: прожилковая, сетчатая, обломочно-цементная, корковая, друзовая, колломорфно-почковидная.

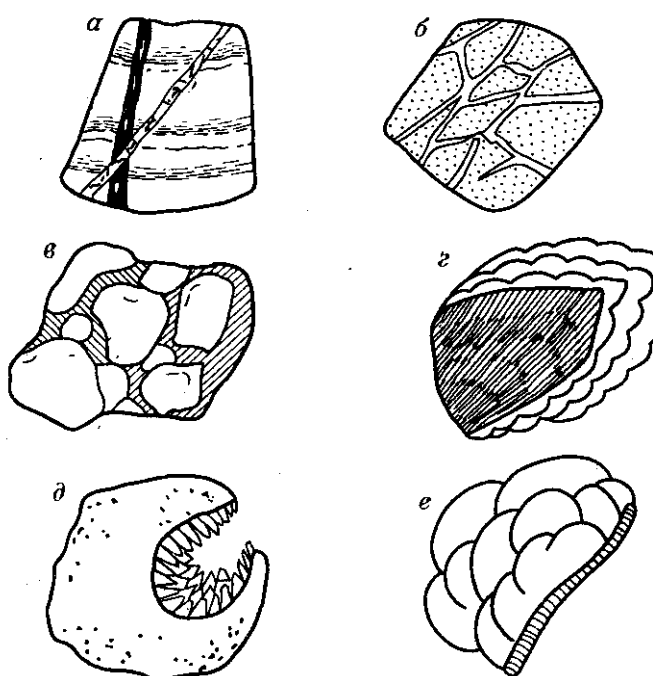


Рисунок 16 - Текстуры заполнения открытых полостей: *а* – прожилковая; *б* – сетчатая; *в* – обломочно-цементная; *г* – корковая; *д* – друзовая; *е* – колломорфно-почковидная

Прожилковая текстура возникает при цементации открытых единичных трещин в первичном рудном субстрате минеральным веществом вторичного происхождения. Границы образованных таким образом прожилков имеют обычно довольно четкий и даже резкий характер в отличие от границ прожилковидных образований, возникших метасоматическим путем (см. рисунок 16, а).

Сетчатая текстура отличается от вышеописанной прожилковой лишь морфологически. Она возникает при наличии густой сети трещин в замещаемом первичном минеральном веществе, заполненных минералами-новообразованиями (см. рисунок 16, б).

Обломочно-цементная текстура возникает как результат цементации частично замещенных обломков первичных руд или горных пород минеральным веществом поверхностного происхождения (см. рисунок 16, в). Например, обломки интенсивно метасоматически измененных пород основного состава (серпентинитов) могут быть сцементированы минеральными агрегатами гарниерит-нонтронит-асболанового состава. Мелкие обломки полуразрушенного кварца могут быть сцементированы сложно построенной массой гидроксидов железа и т. д.

Корковая текстура характеризует положение в пространстве и форму выделения минеральных агрегатов, отложенных на поверхности обломков первичных руд или горных пород, а также положение и форму минеральных агрегатов, выстилающих стенки крупных пустот выщелачивания – каверн. Такие минеральные агрегаты часто имеют небольшую мощность, зональное или полосчатое внутреннее строение и часто коллоидальное происхождение. Наружная поверхность корочек часто имеет бугристую почковидную форму, внутренняя поверхность, то есть поверхность соприкосновения с субстратом, повторяет форму обломка или полости, в которой отлагается минеральное вещество (см. рисунок 16, г).

Друзовая текстура характеризует строение и характер расположения минеральных агрегатов, состоящих из хорошо образованных, тесно сросшихся кристаллических индивидов, называемых друзами или щетками. Такие минеральные агрегаты, подобно вышеописанным корковым образованиям, выстилают стенки каверн, трещин или нарастают на обломках первичных руд и горных пород (см. рисунок 16, д). Основания кристаллов располагаются на поверхности минерального субстрата, вершины

их находятся в открытом пространстве, благодаря чему такие кристаллы могут приобретать совершенные кристаллографические ограничения.

Колломорфная, или натечная, текстура возникает в поверхностных условиях в результате отложения минеральных масс путем коагуляции коллоидных растворов. Разновидности натечных текстур: почковидная, колломорфно-полосчатая, колломорфно-корковая, сталактитовая, сталагмитовая, фестончатая, глобулярная и др. Для минеральных агрегатов подобного типа характерна сферическая, полусферическая, цилиндрическая, конусовидная форма. Образуются такие агрегаты путем отложения в открытых полостях. Их образование обычно идет постепенно, путем послойного или зонального отложения минерального вещества, в связи с чем внутреннее строение таких агрегатов бывает неоднородным полосчатым или концентрически-зональным (см. рисунок 16, е).

Текстуры осадочного образования

Своеобразие текстур данной группы (рисунок 17) обусловлено морфологическими особенностями минеральных агрегатов, образованных хемогенным, терригенным или биогенным путем на дне водоемов, представляющих собой океаны, моря, озера, русла, долины и дельты рек, болота. Такие агрегаты имеют обычно уплощенную, реже округленную или неправильную форму, а также форму органических остатков живых организмов, населявших некогда водоемы, где имел место седиментогенез.

Слоистая текстура относится к числу наиболее распространенных. Она характеризует строение руды, образованной сочетанием последовательно отложенных уплощенных минеральных агрегатов, отличающихся друг от друга составом или строением, а иногда и составом, и строением, часто мощностью и ориентировкой слоиков. Такие минеральные агрегаты имеют выдержанный характер по простиранию и мало меняют особенности строения на значительном расстоянии (см. рис. 17, а). К числу разновидностей слоистых текстур можно отнести грубослоистую, тонкослоистую, неравномерно-слоистую, ритмично-слоистую, неяснослоистую, косослоистую, волнистослоистую и др. Подобные виды текстур характерны для осадочных руд железа, марганца, алюминия, для минеральных солей, многих месторождений строительных материалов – глин, песков, известняков, доломитов и т. д.

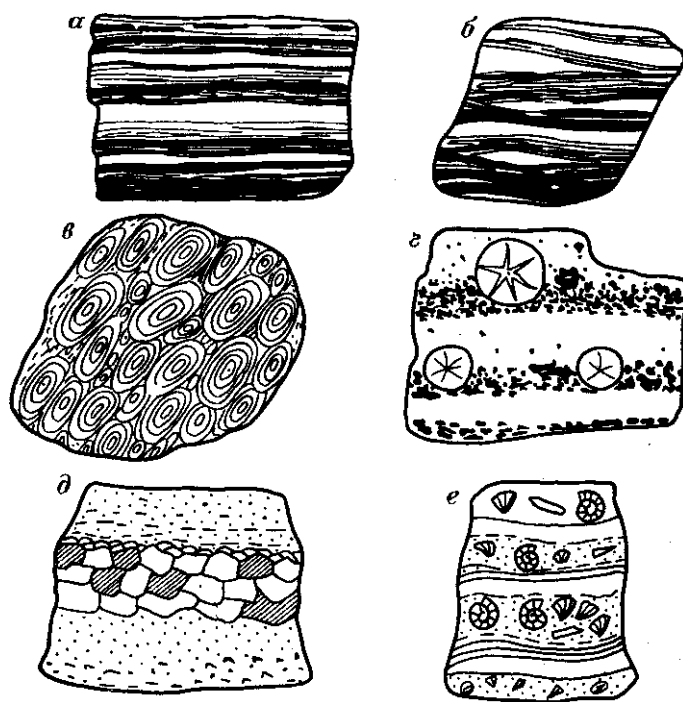


Рисунок 17 - Текстуры осадочного образования: *а* – слоистая; *б* – линзовидно-слоистая; *в* – оолитовая; *г* – конкреционно-цементная; *д* – обломочная; *е* – органогенно-обломочная

Линзовидно-слоистая текстура в отличие от слоистой характеризует строение руды, сложенной невыдержанными быстро выклинивающимися, резко меняющими мощность уплощенными минеральными агрегатами (см. рисунок 17, *б*).

Оолитовая текстура является разновидностью колломорфной текстуры, т. е. текстуры, образованной в результате отложения минерального вещества из коллоидных растворов путем их коагуляции. Отдельный оолит представляет собой округлое концентрически-зональное, небольшое по размеру образование, в центральной части которого часто находится небольшой обломок кварца, полевого шпата, магнетита или другого минерала. Подобный обломок служит центром, вокруг которого происходит послойное отложение коллоидного вещества. Минеральный состав отдельных зон оолита может быть неодинаков (см. рисунок 17, *в*). Руды, образованные большим скоплением тесно прилегающих друг к другу оолитов, сцементированы часто песчано-глинистым или глинисто-карбонатным веществом. Руды с оолитовой текстурой образуются обычно в движущейся водной среде, например в прибрежно-морских условиях, где существует поступательное и возвратное движение мельчайших частиц обломочного вещества. Оолитовая текстура наиболее характерна для осадочных руд железа, марганца, алюминия.

Конкреционная текстура возникает в рудах в тех случаях, когда минеральное вещество обособляется в виде довольно крупных, достигающих в поперечнике десятков сантиметров, шаровидных стяжений (см. рисунок 17, з). Известны конкреции, состоящие из оксидов алюминия, кремнезема, сульфидов железа, карбонатов железа, кальция, магния. Разновидностью конкреционной текстуры является конкреционно-цементная, характеризующая строение осадочных руд, содержащих единичные рассеянные конкреционные включения. Руды с конкреционной текстурой развиты в фосфоритовых месторождениях, отчасти марганцевых, железорудных, иногда бокситовых.

Обломочная текстура характеризует строение отдельных слоев в осадочных рудах или целых горизонтов, сложенных сцементированными, часто разновеликими, различно ориентированными обломками разнообразного состава, формы и строения. Происхождение таких обломков связывается с процессами подводного оползания и разрушения вещества, а также с процессами его наземного разрушения с последующим переносом и отложением в водных бассейнах (см. рисунок 17, д). Обломочная текстура часто наблюдается в сочетании со слоистой, линзовидно-слоистой. Разновидностью обломочной текстуры является конгломератовая. Последняя характеризует строение руды, состоящей из обломков, претерпевших значительное окатывание.

Органогенная текстура характеризует строение руды, содержащей окаменелые остатки организмов, чаще всего раковины или их обломки. Обилие таких остатков в рудах при их плохой сохранности приводит к образованию органогенно-обломочного материала. В этом случае текстура руды может быть названа органогенно-обломочной (см. рисунок 17, е).

СТРУКТУРЫ РУД

Детальное изучение структур руд проводится обычно в процессе изучения полированных шлифов, что обусловлено мелко- и тонкозернистым строением большинства рудных образований. Макроскопически отдельные кристаллы могут быть установлены лишь в сравнительно крупнозернистых агрегатах. В связи с этим при макроскопическом описании структур руд можно ограничиться лишь характеристикой типа зернистости, подразделив структуры на явнозернистые (крупно-, средне- и мелкозернистые) и руды с неясноразличимой или совершенно не выраженной

зернистостью. Последние характеризуются, таким образом, скрытокристаллической или афанитовой структурой.

Крупно- и даже гигантокристаллическое строение может быть присуще пегматитам, крупнокристаллическое строение характерно для карбонатитов. Среднезернистое строение характерно для многих постмагматических руд – грейзеновых, альбититовых, гидротермальных, скарновых. Мелкозернистое строение присуще большинству магматических образований: Микрозернистое, скрытокристаллическое и афанитовое строение устанавливается часто в рудах экзогенного происхождения: в продуктах кор выветривания, в осадочных рудах.

В метаморфизованных рудах величина кристаллов рудных минералов обычно возрастает пропорционально усилению метаморфических преобразований руд и вмещающих их пород. В слабометаморфизованных рудах структуры тонкозернистые, в интенсивнометаморфизованных – крупнозернистые.

Кроме зернистых или кристаллических структур в рудах могут присутствовать и обломочные структуры. Характерны они для руд россыпных месторождений и отчасти для руд осадочного происхождения.

Кроме определения структур по размеру минеральных индивидов, существует подразделение структур по способу сочетания отдельных зерен, степени их идиоморфизма, типу минеральных индивидов.

Детальные микроскопические исследования структур руд в сочетании с изучением их минерального состава позволяют сделать заключение о генетической принадлежности минеральных образований, о способе отложения минерального вещества, а иногда и о температурных условиях отложения минеральных индивидов.

Существует большое количество морфогенетических разновидностей структур руд. Из всего разнообразия их ниже охарактеризованы только некоторые, характерные, постоянно присутствующие в рудах определенного типа.

Для руд магматического происхождения весьма характерны структуры распада твердого раствора. Присутствуют они в титаномagnetитовых и медно-никелевых рудах. Экспериментально установлены температуры, при которых происходит разделение гомогенного твердого раствора на две самостоятельные минеральные фазы. Для руд магматического происхождения температуры распада обычно высокие. Например, magnetит и ильменит образуются за счет распада твердого раствора – титаномagnetита – при температуре 700° С (рисунок 18, а). Пламеневидная, структура распада пентландита в пирротине возникает при температуре 450° С (см. рисунок 18, б).

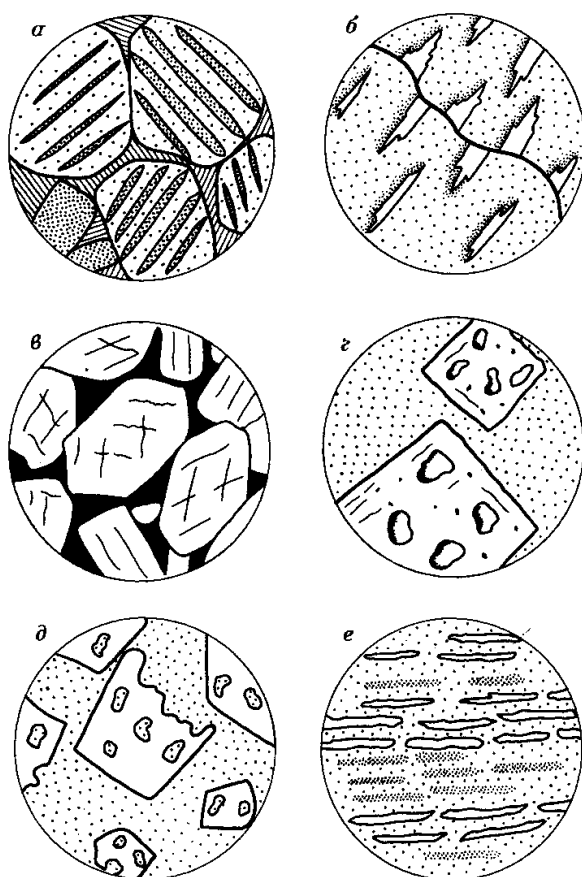


Рисунок 18 - Характерные структуры эндогенных руд: *а* – пластинчатая структура распада твердого раствора (ильменит в магнетите, 700°); *б* – пламенивидная структура распада твердого раствора (пентландит в пирротине, 450°); *в* – сидеронитовая (гипидиоморфнозернистая) структура (черное — титаномагнетит, светлое – породообразующие минералы); *г* – пойкилитовая структура (включения самородного золота в кристаллах пирита); *д* – метакристаллы кобальтина с реликтами в них минералов скарна; *е* – ориентированно-бластическая структура железнослюдкового кварцита

В любом случае температура кристаллизации твердого раствора из рудоносного расплава должна быть выше температуры распада твердых фаз. Температуры распада твердого раствора получили название геологических термометров.

В титаномагнетитовых рудах часто наблюдается так называемая сидеронитовая структура (см. рисунок 18, *в*) – разновидность гипидиоморфнозернистой структуры. В рудах этого типа идиоморфны, то есть обладают собственными кристаллографическими формами породообразующие минералы – пироксены, основной плагиоклаз. В интерстициях и межзерновых промежутках этих минералов располагаются рудные минералы – магнетит, ильменит. Сидеронитовая структура говорит о порядке

кристаллизации минералов из рудоносного расплава, характерна она для руд позднемагматического генезиса.

В рудах постмагматического происхождения – гидротермальных, скарновых – структуры распада также присутствуют. Характерны они для совершенно других минералов и сами температуры распада здесь значительно ниже (350–150° С). В качестве примера можно назвать пары минералов, образующие структуры распада: сфалерит-халькопирит, сфалерит-пирротин, борнит-халькопирит и другие.

В рудах постмагматического происхождения часто наблюдаются пойкилитовые структуры-вроски тончайших включений одного рудного минерала в другом (см. рисунок 18, з). В качестве примера можно привести включения самородного золота в кристаллах пирита из гидротермальных золоторудных месторождений. Размеры золотинок иногда так малы, что их присутствие устанавливается только под электронным микроскопом при увеличении в несколько тысяч раз. Для постмагматических руд характерны два способа отложения минерального вещества – в открытых полостях путем свободной кристаллизации из растворов и путем метасоматического замещения породы. В первом случае структуры руд называют кристаллическими или зернистыми, во втором – метазернистыми. Надежная диагностика метазерен возможна лишь при наличии в них реликтов – мельчайших остатков тех минералов или того минерала, который был замещен (см. рисунок 18, д).

Размеры реликтов обычно малы, для их определения требуется тщательный микроскопический анализ минерального вещества. Для руд метаморфического происхождения характерны так называемые бластические структуры (см. рисунок 18, е). Минеральные индивиды в таких рудах часто очищены от примесей в результате прошедшей перекристаллизации в твердом состоянии. При интенсивном метаморфизме индивиды могут быть ориентированы в руде в одном направлении, при глубоких метаморфических преобразованиях происходит укрупнение отдельных зерен, растут порфиробласты тех минералов, для которых характерна большая сила кристаллизационного роста (магнетит, гранат и др.).

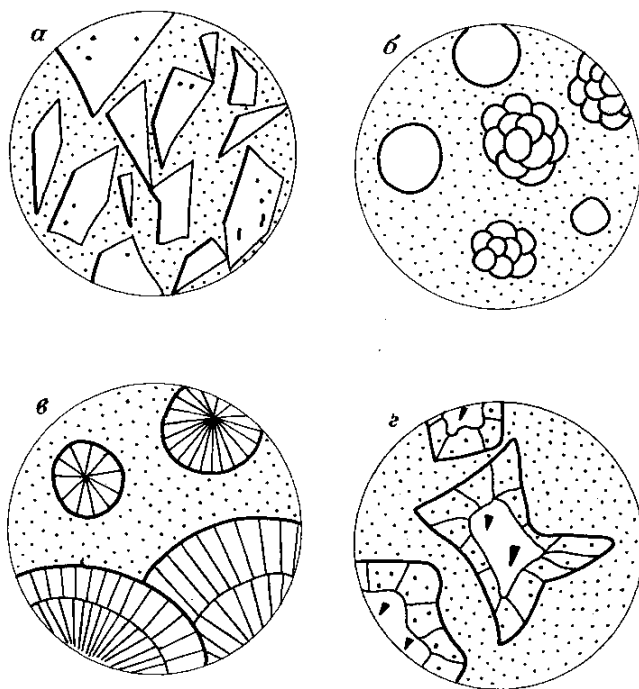


Рисунок 19 - Характерные структуры руд: *а* – катакластическая (результат хрупкой тектонической деформации минерала); *б* – глобулярная и фрамбоидальная (результат отложения из коллоидных растворов); *в* – метакolloидная радиально-лучистая (результат раскристаллизации коллоидного вещества); *г* – аллотриоморфнометазернистая (результат замещения галенита церусситом)

В эндогенных рудах часто наблюдаются структуры, происхождение которых связано с хрупкой или пластичной деформацией минерального вещества. Их называют в первом случае катакластическими, во втором – структурами смятия. Хрупкие минералы (пирит, арсенопирит и др.) разрушаются с образованием осколков, обломков, часто имеющих остроугольную форму (рисунок 19, *а*). Их называют кластами. Пластичные минералы (например, галенит, пирротин, халькопирит) будут деформированы, отчасти перекристаллизованы, и их агрегаты могут цементировать обломки хрупких минералов. Устанавливая последовательность отложения минерального вещества в рудах постмагматического происхождения, надо иметь в виду возможность такого механизма образования прожилковых и брекчиево-цементных текстур.

Весьма интересные структуры наблюдаются в рудах, происхождение которых связано с коллоидными растворами. Минеральные обособления, например, пирита наблюдаются в виде мельчайших глобулей или сростков-фрамбойдов (см. рис. 19, *б*). Характерны такие структуры для колчеданных руд, стратиформных и низкотемпературных гидротермальных образований.

Структуры руд экзогенного происхождения весьма своеобразны. Они трудны для изучения под микроскопом. Размеры индивидов иногда столь малы, что кристаллическое строение руды можно установить только с использованием рентгеноструктурного анализа. Такие структуры называют скрытокристаллическими или криптокристаллическими. Иногда минеральное вещество экзогенного происхождения обладает афанитовой структурой, т. е. не имеет кристаллического строения. Подобный характер структур обусловлен широким участием в процессе экзогенного рудообразования коллоидных растворов. Рудное вещество, отлагаясь в виде геля, приобретает первоначально некристаллическое коллоидное строение. Последующая раскристаллизация коллоидов приводит к образованию метаколлоидных агрегатов, имеющих скрытокристаллическую, микро- или тонкозернистую структуру (см. рисунок 19, в). Минеральные новообразования в зонах окисления или корках выветривания часто образуются метасоматическим путем (например, каемки англезита и церуссита по галениту). Структуры таких новообразований называются метазернистыми (см. рисунок 19, г).

Детальное изучение структур руд с использованием полированных шлифов и специальной учебной литературы проводится в процессе изучения курса «Лабораторные методы исследования полезных ископаемых»).

МЕТОДИКА РАБОТЫ С КАМЕННЫМ МАТЕРИАЛОМ

Начиная работу с каменным материалом (образцами руд из месторождений различных типов), следует придерживаться следующего плана. Рассмотрев внимательно образец, надо прочитать этикетку, расположенную в коробке, и обязательно уяснить полностью минеральный состав руды, пользуясь необходимыми справочниками и консультациями преподавателя. Иногда мелкие и рассеянные включения минерала могут оказаться главными промышленно ценными составляющими изучаемой руды. Например, включения лопарита (размером 1–2 мм) в щелочной породе можно просто не заметить, а этот минерал определяет ценность и комплексность руд, из которых извлекаются ниобий, тантал, титан и редкие земли.

После определения минерального состава следует обратить внимание на характер расположения минералов в руде, выделить и назвать присутствующие в ней минеральные агрегаты: вкрапленники, гнезда, нодулы, обломки, цемент, прожилки, основную массу, полосы, каемки, оолиты, линзы, слойки, корки и т. д.

Соотношения минеральных агрегатов в руде определяются понятием «текстура»: вкрапленная, гнездовая или пятнистая, нодулярная, брекчиевая, брекчиево-цементная, прожилковая, массивная, полосчатая, каемчатая, оолитовая, линзовидная, слоистая, корковая и т. д. Определив морфологический вид текстуры и зная минеральный состав руды, необходимо определить морфогенетический тип текстуры, воспользовавшись генетической классификацией текстур эндогенных, эндогенно-экзогенных и экзогенных руд. Например, брекчиево-цементная текстура может быть встречена как в рудах магматического, так и в рудах постмагматического происхождения. Однако, определив, что руда содержит обломки породы основного состава, а цемент сложен сульфидами (пирротин, пентландит, халькопирит), можно уверенно говорить, что наблюдаемый тип сростаний относится к группе текстур отжимания расплава по тектоническим нарушениям, а руды относятся к формации халькопирит-пирротин-пентландитовой в основных породах.

Определив морфогенетический тип текстуры, можно затем охарактеризовать структурные особенности минерального вещества в каждом отдельно взятом минеральном агрегате. Например, структура породы, представленной в руде обломками, мелкозернистая, а структура рудного сульфидного цемента – средне- или даже крупнозернистая. Прочитав раздел «Структуры руд» и рассмотрев рисунки в пособии, можно получить представление и о других характерных особенностях сульфидного агрегата, например, о присутствии в нем структур распада твердого раствора и т. д. Изучение минерального состава и строения руд полезно сопровождать зарисовками штучных образцов.

Кроме констатации минеральных соотношений в рудах можно проводить и анализ последовательности образования минеральных агрегатов, что позволяет воссоздать стадийность, а иногда и этапность рудообразующего процесса, восстановить обстановку накопления минерального вещества (рисунок 20).

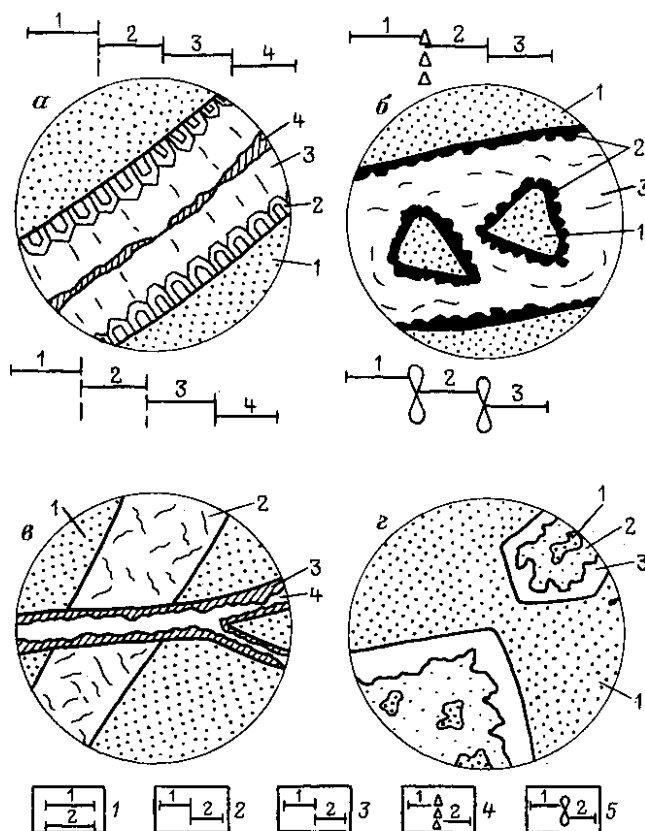


Рисунок 20 - Примеры графического анализа последовательности образования минералов в рудах с различным минеральным составом и текстурными особенностями: *а – г* – текстуры (*а* – жильная и крустификационная; *б* – брекчиевая, кокардовая, цементная; *в* – пересечения прожилков; *г* – каемчатая метасоматического замещения и реликтовая); *1–5* – взаимоотношения минералов (*1* – минералы 1 и 2 образуются одновременно; *2* – минералы 1 и 2 образуются последовательно; *3* – минерал 1 пересекается прожилками минерала 2; *4* – обломки минерала 1 цементируются минералом 2; *5* – минерал 2 замещает минерал 1)

Анализируя в дальнейшем соотношения минералов и минеральных агрегатов в рудах одного типа, можно составить общую схему последовательности образования минералов, выделив парагенетические ассоциации минералов и стадии их образования. Подробные схемы с использованием данных микроскопических исследований студенты составят во время написания курсовых работ по предмету «Лабораторные методы исследования полезных ископаемых».

Контрольные задания

1. Зарисуйте образец медно-никелевой руды с нодулярной текстурой. Обратите внимание на характер расположения рудных минералов внутри отдельных модулей (хорошо видны розовый пирротин и желтый халькопирит).

Объясните, почему произошло расслоение вещества в модулях. Сориентируйте образец относительно дна бывшей магматической камеры.

2. Объясните происхождение «слоистости» хромитовых руд. Почему текстуру называют псевдослоистой.

3. В сульфидной медно-никелевой руде заключены остроугольные обломки ультраосновной породы в одном случае и слегка изогнутые, округленные обломки метаморфической породы – в другом.

Объясните механизм образования сростаний такого типа и назовите текстуры ж для первого и второго образца.

4. Обратите внимание на ориентировку и плавные изгибы минеральных агрегатов в апатит-нефелиновой руде. Объясните происхождение поточных текстур.

5. В руде гидротермального происхождения наблюдаются пересечения прожилков, отличающихся по минеральному составу. Может ли такая текстура свидетельствовать о стадийности рудообразующего процесса?

6. В рудах метасоматического происхождения найдите реликты-участки горной породы, сохранившиеся при активном ее замещении эпигенетическим минеральным веществом. Найдите другие признаки метасоматического происхождения руд (неровные границы агрегатов, унаследованные формы минеральных образований, невыдержанный характер минеральных обособлений).

7. Объясните происхождение колломорфных текстур. О каком характере рудообразующих растворов они свидетельствуют? Сделайте зарисовки почковидной, фестончатой, колломорфно-полосчатой текстур.

8. Рассмотрите внимательно прожилки руды во вмещающей породе с четкими ровными границами и прожилки с неровными, извилистыми границами. Обратите внимание на ориентировку кристаллов в прожилках первого и второго типа. В каком случае имел место процесс выполнения пустот минеральным веществом и в каком шел процесс метасоматического замещения.

9. Сделайте зарисовки образцов руды с крустификационной и кокардовой текстурами. Объясните, почему эти две разновидности текстур встречаются в одном и том же участке руды. Объясните механизм образования минеральных агрегатов и последовательность отложения минерального вещества. Составьте схему последовательности, используя вышеприведенные условные обозначения.

10. Зарисуйте образцы массивных руд медно-колчеданного или колчеданно-полиметаллического типа. Обратите внимание на элементы слоистости или полосчатости в этих рудах.

Объясните происхождение подобных текстур: а) в колчеданных рудах, не подвергшихся метаморфическим преобразованиям; б) в рудах, испытавших дислокационный метаморфизм.

11. Объясните происхождение каркасных текстур. Рассмотрите форму каркаса в различных образцах руд. Чем отличается ящичная текстура от губчатой, почему меняется форма каркаса?

12. В каких условиях и в какой среде образуются оолиты? Каково их внутреннее строение? С участием каких растворов образуются оолитовые руды железа, марганца, алюминия?

13. Зарисуйте образцы с полосчатой текстурой. Объясните процесс ее происхождения.

14. Сделайте зарисовки образцов руды с плейчатой текстурой. Объясните ее происхождение.

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.

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, титаномagnetитовые 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 $FeO-SiO_2-FeS_2$ 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 $Cu/(Cu+Ni)=0,28$, в третий им обеднен $Cu/(Cu+Ni)=0,51$.

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 вулканогенных месторождений характерны невысокие общие запасы руд (около 5 млн.т), но повышенные концентрации никеля (1,5-3,5%).

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

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.

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

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

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

Наиболее характерным примером является горизонт Меренского в Бушвельдском массиве, сложенный диагеновыми норитами с прослоями хромита и скоплениями сульфидов железа, никеля и меди, при высоком содержании связанных с ними платины и палладия.

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

Раннемагматические месторождения. К ним относятся такие месторождения, промышленные минералы которых выделялись из расплава раньше, чем сопутствующие им породообразующие минералы. Примерами являются вкрапленные или шлировые хромитовые руды в перидотитах, титаномagnetитов 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 газожидкими минерализаторами, способствовавших задержке раскристаллизации таких расплавов до конца отвердевания массивов материнских пород. К таким месторождениям относятся:

- 1) хромитовые, связанные с перидотитовой формацией (Кемпирсайский хромитоносный массив);
- 2) титаномагнетитовые ассоциирующие с габброидными комплексами (Кусинское месторождение на Урале);
- 3) апатитовые, иногда с магнетитом, приуроченные к щелочным массивам (Хибинский массив, Кольский полуостров, Кируновара – Швеция).

Карбонатитовые месторождения

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

- 1 карбонатитоиды силикатные, алюмосиликатные, фосфатные, оксидные (сод. CO₂ – 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, альбита и эгирина, а в эндоконтактах разнообразных минеральных ассоциаций: нефелин–пироксеновых, пироксен–флогопитовых и пироксен-амфиболовых.

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

С карбонатитами связаны крупные ресурсы тантала, ниобия и редких земель, значительные запасы железных руд, титана, флюорита, флогопита, апатита, меди и в меньшей степени свинца и цинка. Примеры – крупнейшее месторождение редкоземельных элементов Маунтин 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 редкометальных и редкоземельных минералов. Форма пегматитов преимущественно жильная. Тесная пространственная связь пегматитов с интрузиями доказывает их генетическое родство. Пегматиты обычно удалены от интрузивных пород не более, чем на 1-2 км. Минеральный состав пегматитов тот же, что и в материнской интрузии. При переработке карбонатных пород они содержат роговую обманку, пироксены, скаполит и другие минералы;

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, титаномagnetита, 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, 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 «скрещенные»	Флогопит, биотит, тальк, хлорофит, актинолит, плагиоклаз	Роговая обманка, берилл (изумруд), кварц, мусковит, флюорит
Щелочные пегматиты	Микроклин, нефелин, эгирин, альбит, роговая обманка	Мусковит, биотит, пироксен, ильменит, циркон

Метаморфические пегматиты формировались в регрессивной стадии высоких фаций регионального метаморфизма. Не связаны с магматическими комплексами, развиваются в пределах гранитоидных 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 газодонные растворы перекристаллизовывали породы без изменения состава, во второй этап происходило растворение простых пегматитов и замещение их новыми минеральными ассоциациями;

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

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

ОПИСАНИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Класс – ликвационные месторождения

Тип сульфидно-медно-никелевые в основных и ультраосновных комплекса

Норильский рудный район

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

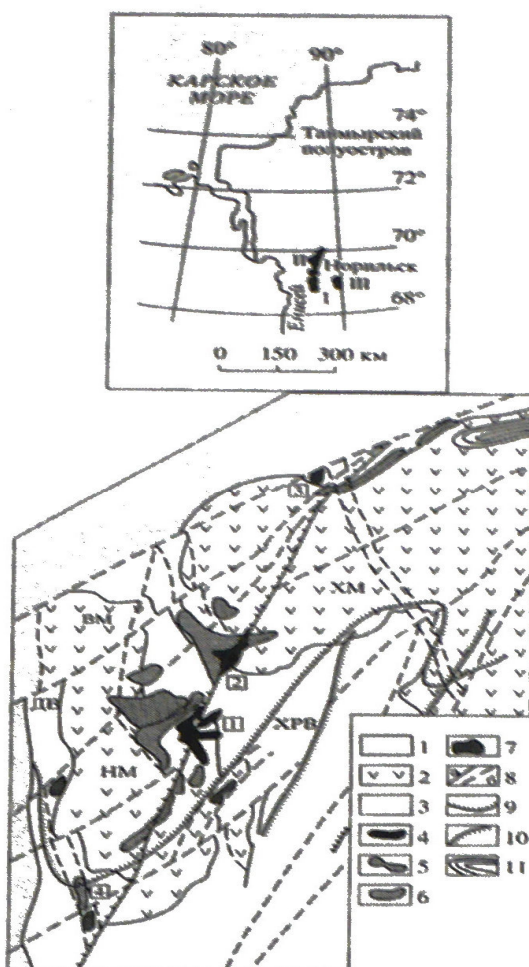


Рисунок 1 - Геолого-структурная схема Норильского рудного района: 1-мезозой-кайнозойские осадочные отложения; 2-верхнепермские нижнетриасовые вулканогенные породы; 3-рифей-палеозойские осадочные и вулканогенно-осадочные породы; 4-7 – дифференцированные гипербазит-базитовые интрузивы; 8-региональные разломы: 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.

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.

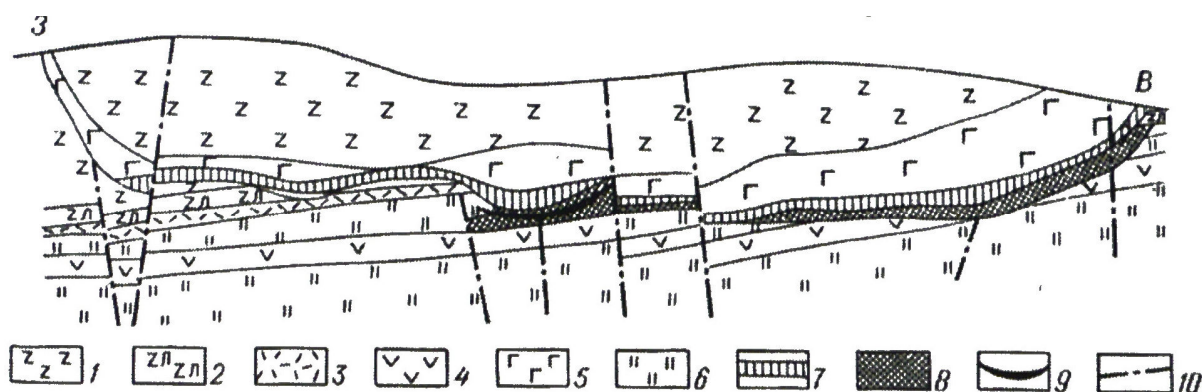


Рисунок 2 - Геологический разрез месторождения Норильск I. По А. Тарасову, 1968: 1 – эффузивы нерасчлененные; 2 – лабрадоритовые базальты; 3 – титан-авгитовые базальты; 4 – жилы титан-авгитовых долеритов; 5 – габбро-долеритовая интрузия Норильск I; 6 – осадочные породы тунгусской серии; 7 – вкрапленные руды в интрузии; 8 – вкрапленные руды в породах экзоконтакта; 9 – жильные руды; 10 – тектонические нарушения.

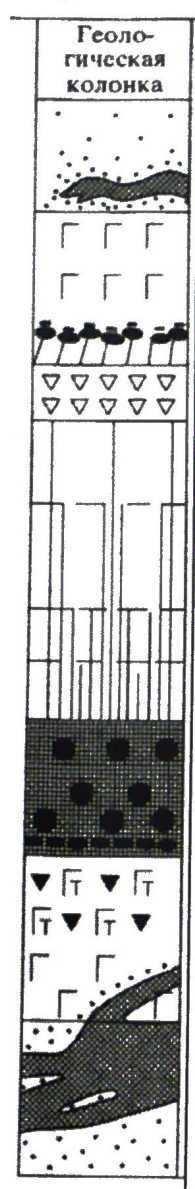
Дифференцированные рудоносные интрузии Норильского района представляют особую глубинную ветвь траптовой магмы, переходную к подкоровому хондритовому веществу (М. Годлевский). Они относятся к гипабиссальной фации глубинности.

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 – вверх (рисунок 2).

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

Все месторождения, за исключением Имангды, располагаются в зоне Норильско-Хараелахского разлома. Строение и размещение оруденения интрузивов норильского типа показана на рисунке 3.



Прожилково-вкрапленная минерализация в эруптивных
брекчиях

Верхняя габбровая серия

Такситовые габброиды Габбро-долериты и долериты

Главная расслоенная серия (безоливиновые и оливиновые
габбро-долериты)

Пикритовые габбро-долериты (платиновые вкрапленные
руды с овоидами)

Плагioxромиты

Нижняя габбровая серия

Платиновые вкрапленные руды с ксеноморфными
ровыми сульфидными агрегатами

Осадочные метаморфические породы Гомогенные
зональные рудные тела массивных сульфидов

Прожилково-вкрапленные руды

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

Месторождение Норильск I

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

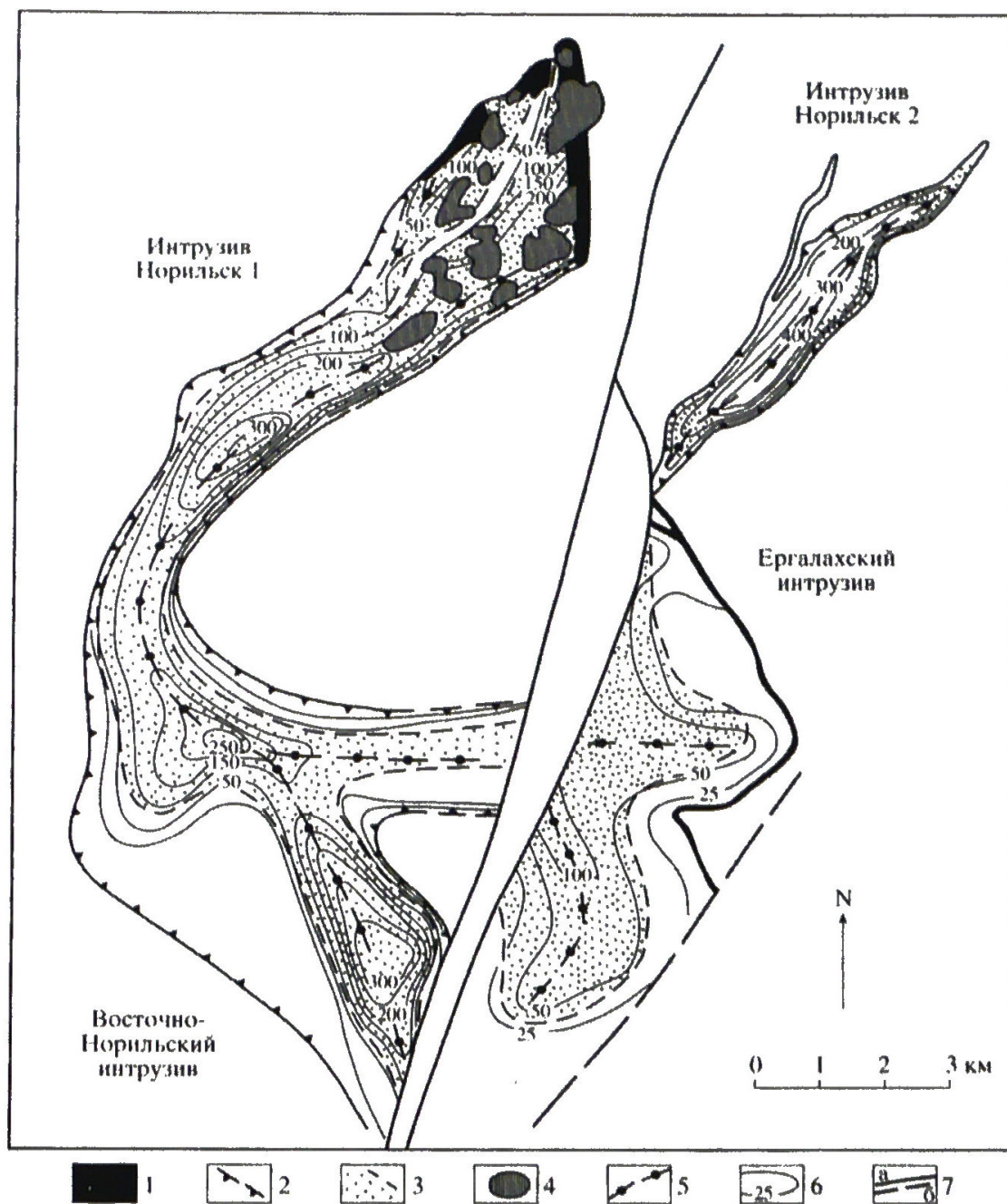


Рисунок 4 - Геолого-структурная схема интрузива Норильск I: 1 – выходы интрузива на поверхность; 2 – граничный контур интрузива; 3 – ареал пикритовых габбро-долеритов с вкрапленным оруденением; 4 – залежи сплошных сульфидных руд; 5 – осевые линии интрузивов; 6 – изопахиты интрузивов; 7 – разломы: Норильско-Хараерлахский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

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 андезитобазальтами; 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.

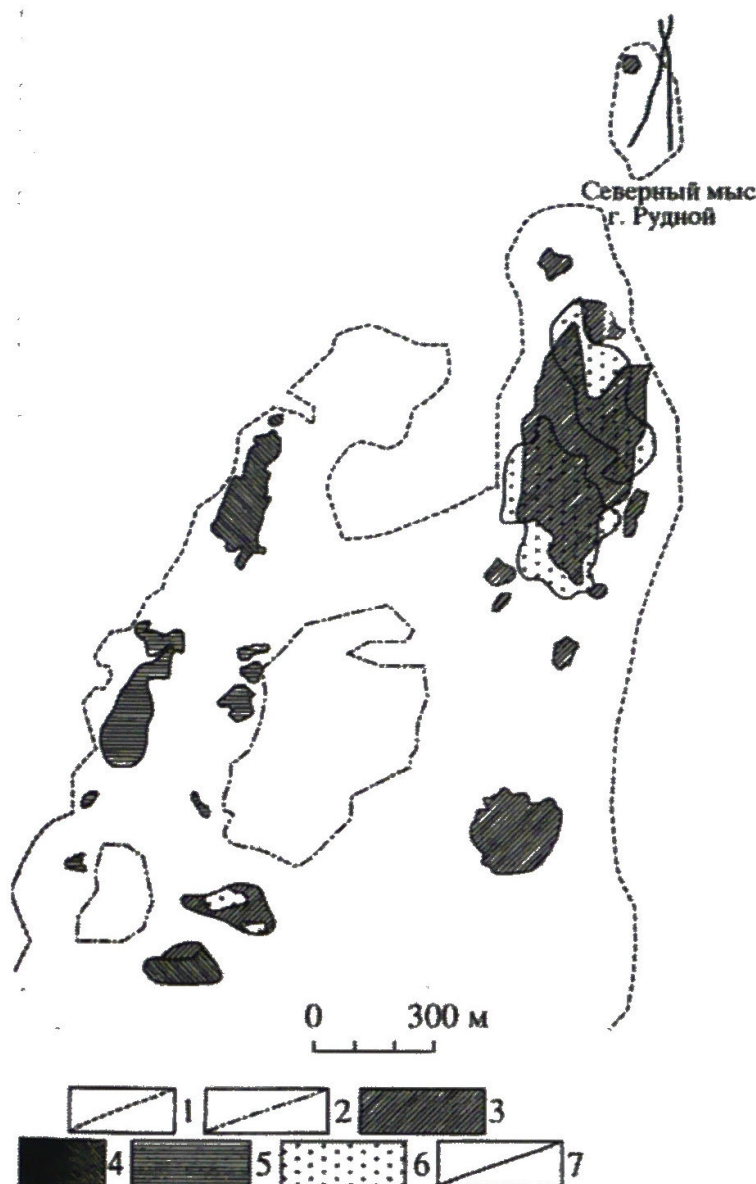


Рисунок 5 - Схема размещения тел массивных сульфидных руд в интрузиве Норильск I: 1- контур интрузива с вкрапленным медно-никелевым оруденением; 2- контуры участков интрузива, лишенные сульфидного оруденения; 3-6 - субсогласные с интрузивом тела массивных сульфидных руд: пирротинового (4), пирротинхалькопиритового (5), халькопирит-кубанитового (6) и халькопиритового (7) состава; 7-вертикальные сульфидные жилы.

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

Состав руд обычный – пентландит-халькопирит-пирротинный. Из второстепенных минералов присутствуют магнетит, кубанит, минералы платиноидов. Отношение $Ni : Cu = 1:1,5$; $Co : Ni = 1:16$; $(Pt+Pd) : Ni = 1:500$. Прожилково-вкрапленные руды в экзоконтакте интрузива образуют ореол на расстоянии до 15 м. Отработанные шпильки и линзообразные тела (до 200 x 100 x 10 м) сравнительно крупные.

СЗ

ЮВ

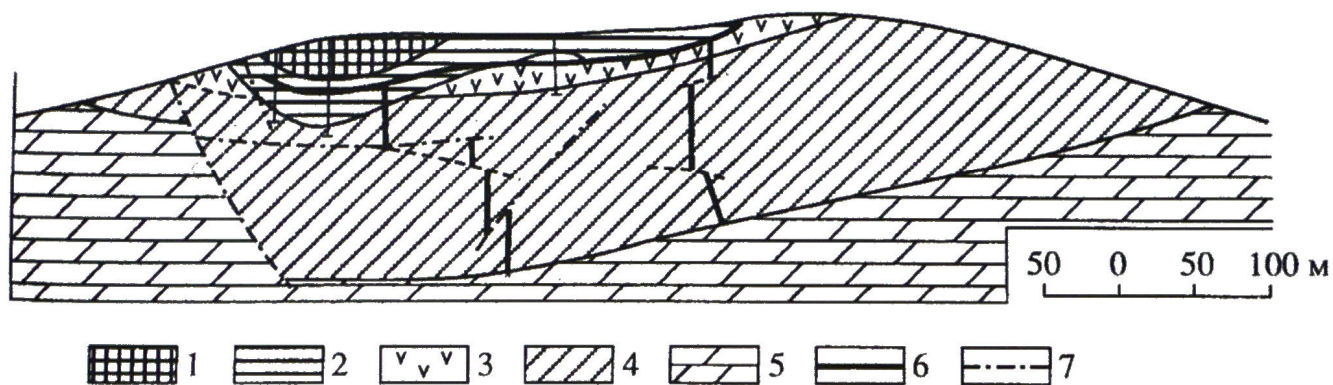


Рисунок 6 - Геологический разрез северного мыса г. Рудной: 1, 2 – породы разреза интрузива Норильск I: пикриты (1), такситовые и кон тактовые габбро-долериты (2); 3 – силлы титанавгитовых долеритов; 4 - теригенноугленосные отложения С – Р ; 5 – известково-мергелистые осадочнометаморфические породы D ; 6 – жильные тела массивных сульфидных руд; 7 – тектонические нарушения.

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.

Класс – раннемагматические месторождения

Тип - алмазоносные 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. Виллой были обнаружены промышленные алмазоносные россыпи, а в 1954 г. здесь же было открыто первое в СССР коренное месторождение алмазов – кимберлитовая Трубка, которую геологи называли «Зарницей». В 1955 г. в бассейне р. Виллой 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 Виллюйской низменности.

Алмазоносная часть Западной Якутии располагается в области сопряжения трех крупных структурно-тектонических элементов платформы – южного и восточного склонов Анабарской антеклизы, восточной части Тунгуской и западной части Виллюйской. В ее границы входят также Оленекский и Ангара-Виллюйской внутриплатформенные прогибы (рисунок 7).

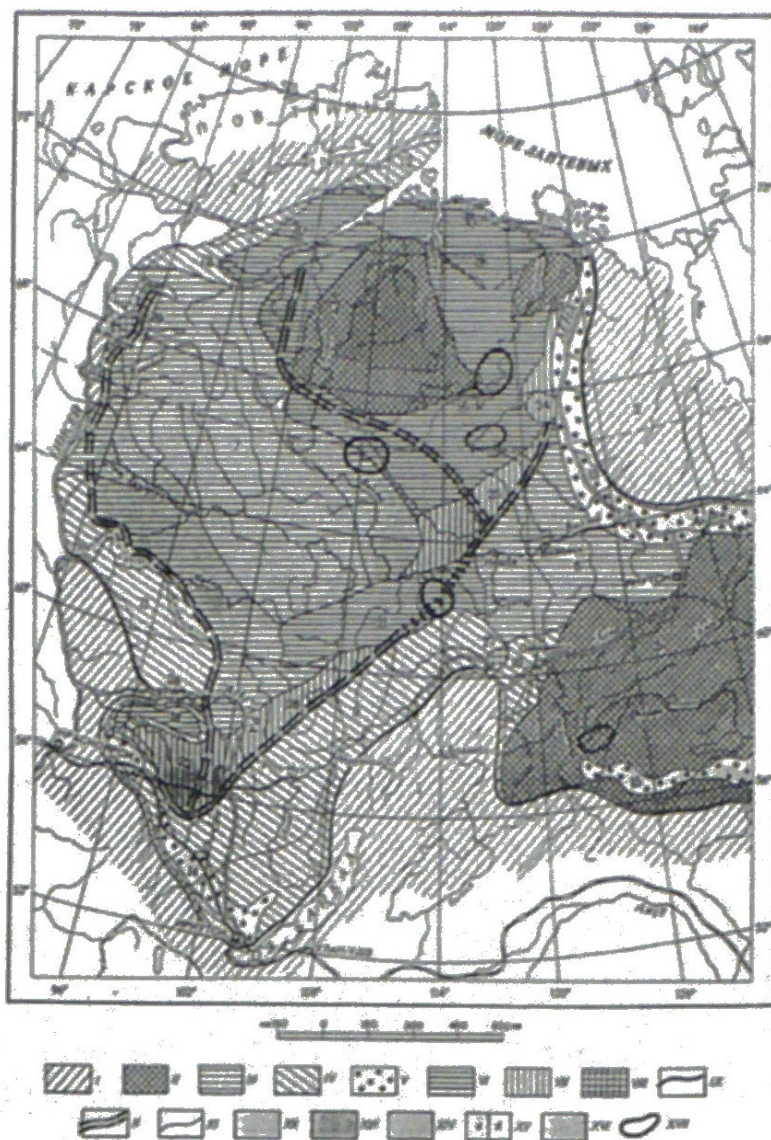


Рисунок 7 - Схема тектонического районирования Сибирской платформы (по Т.Н. Спижарскому): I – складчатые области, обрамляющие платформу: 1-Байкальская, 2- Таймырская, 3-Верхоянская. II - антеклизы: 4 – Анабарская, 5 – Алданская, 6 – Оленекское поднятие. III-синеклизы: 7 – Тунгусская, 8 – Вилуйская. IV – передовые прогибы: 9 – Прибайкало-Саянский (Ангари-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 – Ангари-Вилуйский 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).

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) – P2 – T1; отложения Pz1 и Pz2 и продуктивная толща Pz1 и прорваны триасовым комплексом (оливиновые диабазы), представленным пластовыми интрузиями мощностью около 100 м (нижний лейас) по мощности, дайки, неправильной формы тела;
- 6) отложения Pz1 и Pz2, P1 и P2 – T1 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 Вилуйской синеклизы и Ангаро-Вилуйского мезозойского наложенного прогиба.

Район распространения кимберлитовых трубок пространственно связан с областью относительно приподнятого залегания пород нижнего палеозоя, непосредственно примыкающей с юго-востока к полю массового развития траппов. Более древние глубинные разломы, которые использованные траптовой магмой при ее внедрении, имеют в основном меридиональное и северо-западное 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.

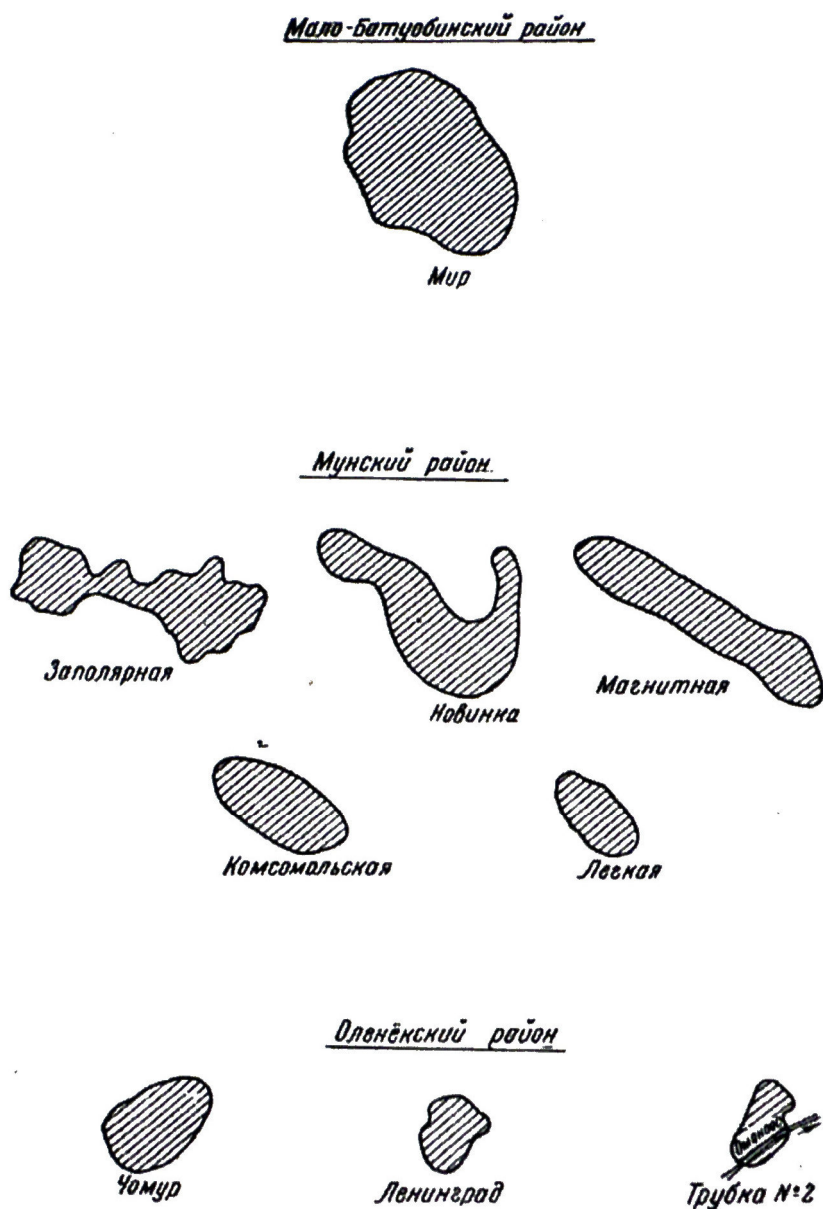


Рисунок 8 - Относительные размеры некоторых кимберлитовых трубок Трубка «Мир».

Кимберлитовая трубка «Мир» расположена в Мало-Батумбинском 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 эфлогиты 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 Африки 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.

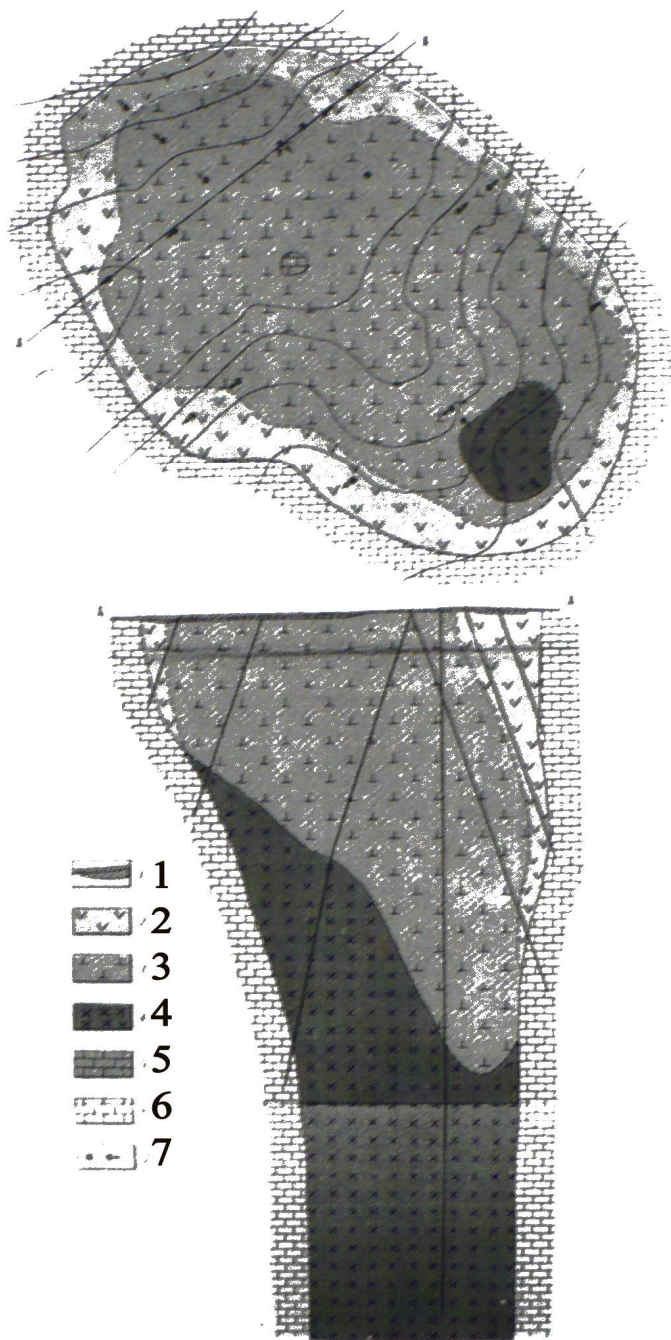


Рисунок 9 - Геологический план и разрез кимберлитовой трубки «Мир»: 1 – элювиально-делювиальный слой; 2 – измененный кимберлит желтого цвета; 3 – измененный кимберлит зеленого цвета; 4 – малоизмененный кимберлит зелено-черного цвета; 5 – крупный ксенолит («риф») карбонатных пород устькутского яруса; 6 – карбонатные породы усть-кутского яруса; 7 – скважины.

Так, известковые доломиты в контакте с кимберлитом заметно ороговикованы и уплотнены, а мергелистые известняки, наоборот, превращены в вязкие мергелистые глины. Зона тектонических брекчии приостановлена преимущественно из обломков вмещающей породы, слабо сцементированной милонитизирующей глинистой массой,

пропитанной гидроокислами железа. Нередко встречаются прожилки кальцита, кварца и битуминозного вещества, пропитывающего трещиноватый кальцит ледового цвета. Отмечены также проявления сульфидов – пирита и галенита.

Низкотемпературный характер воздействия на боковые породы подтверждает мнение о том, что кимберлитовой материал не имел высоких температур при своем внедрении в трубки.

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

Трубка Удачная

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

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

Кимберлиты базальтового облика трубки «Удачная» представляют собой плотную породу порфировидного строения от темно-зеленого до черно-зеленого цвета. В отличие от кимберлита западной части трубки, описываемые разности в большом количестве содержат облики свежего оливина. Встречаются также округлые зерна пирона и ильменита. Обычно ксенолиты пород осадочного происхождения, ксенолиты кристаллических сланцев, змеевиков, перидотитов, эклагитов и эклагитоподобных пород. Размеры их варьируют от долей миллиметра до 10-30 см.

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

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

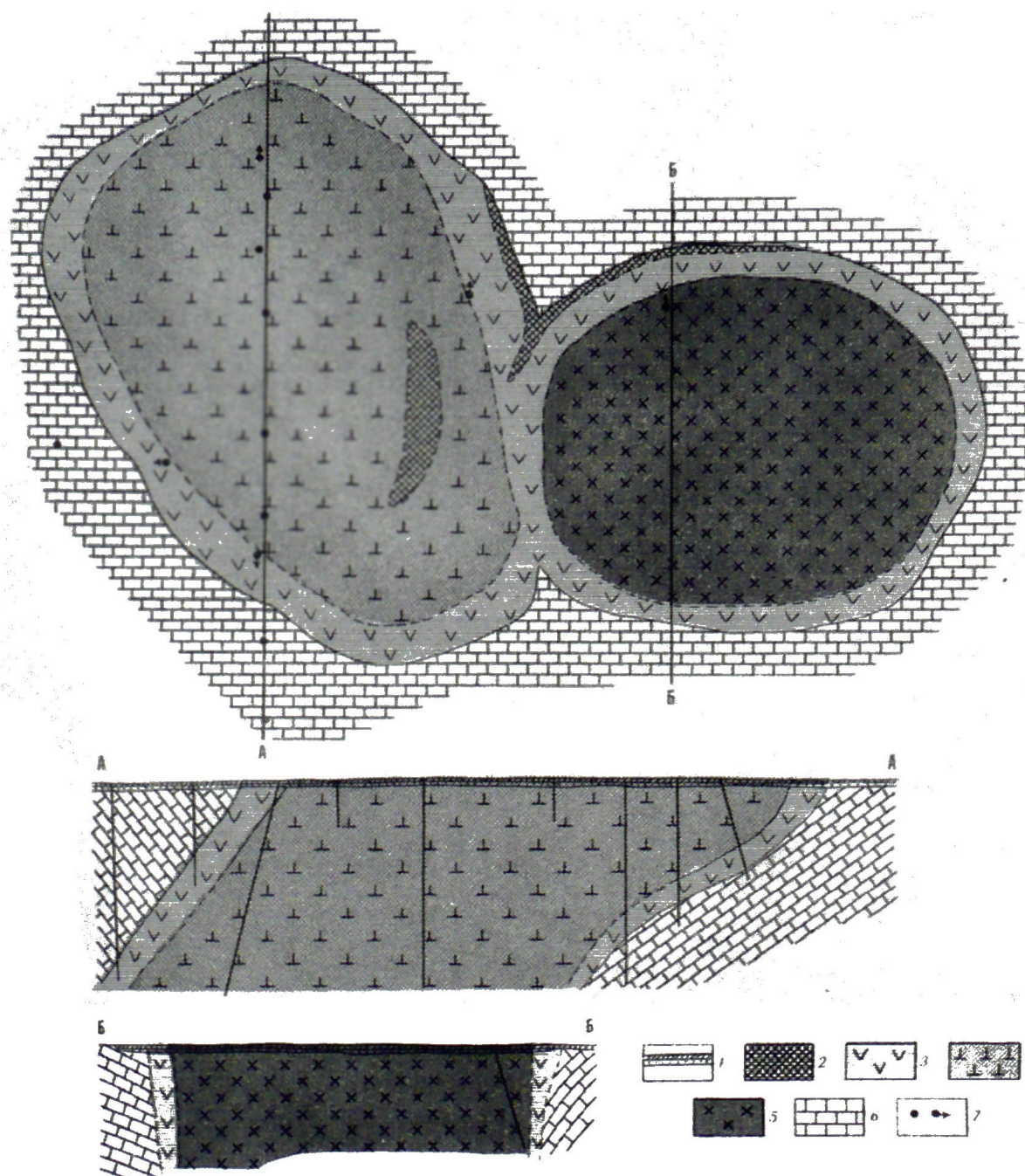


Рисунок 10 - Геологический план и разрезы по линии АА и ВВ кимберлитовой трубки «Удачная» («Удачная-западная» и «Удачная-восточная»): 1 – делювий кимберлита с почвенно-растительным слоем; 2 – глинистый кимберлит зоны интенсивного изменения; 3 – кимберлит приконтактной зоны, карбонатизированный, желтого цвета; 4 – кимберлитовая брекчия голубовато-серого цвета; 5 – разновидность кимберлита базальтового облика; 6 – карбонатные породы мархинской свиты; 7 – скважины; Знак 2 на разрезе ВВ не показан.

Установлено существование двух самостоятельных трубок – западной и восточной, причем последняя более позднего образования. Промежуточный участок, разделяющий эти части трубки, представляют собой зону интенсивного нарушения, возникшую в краевой части трубки «Удачная-западная», при ее внедрении и впоследствии, в силу ее трещиноватости, измененную гидротермальными растворами.

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

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

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

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

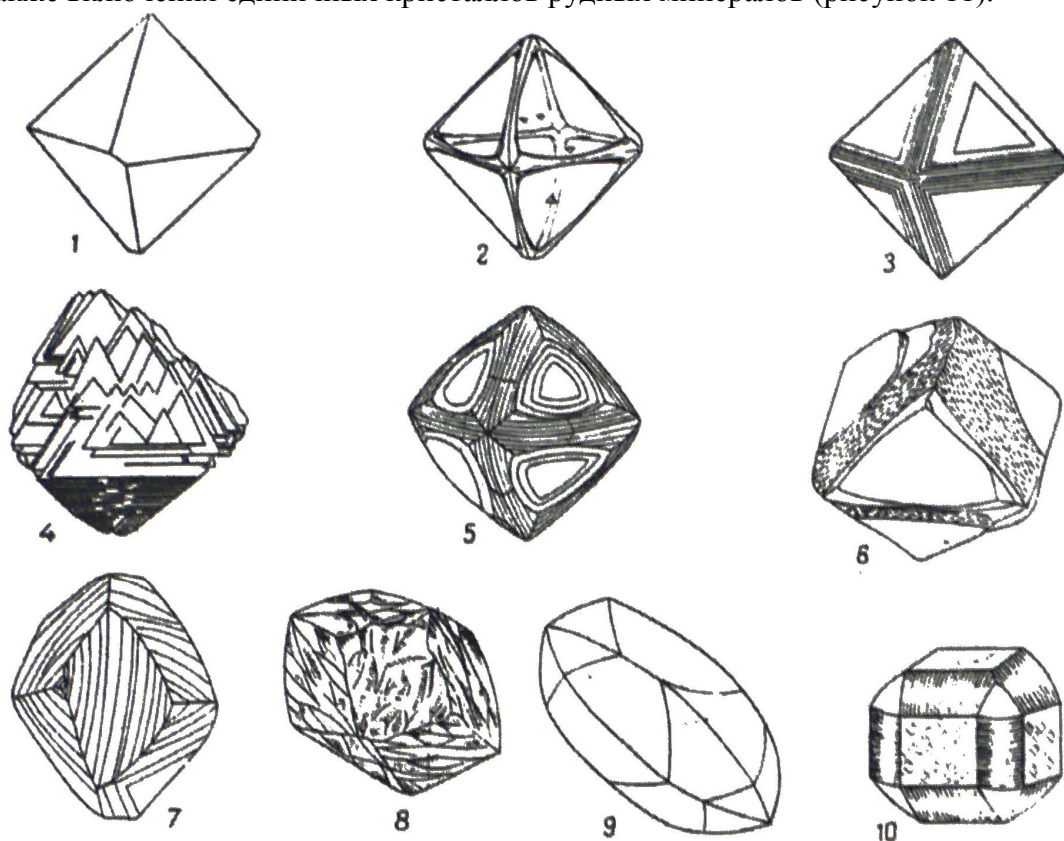


Рисунок 11 - Морфологические типы кристаллов якутских алмазов 1 – плоскогранный острореберный октаэдр; 2 – плоскогранный октаэдр с притупленными ребрами; 3 – кристалл, сложенный уменьшающимися тригональными слоями роста; 4 – кристалл с полицентрическими растущими гранями; 5 – кристалл, сложенный тонкими дитригональными слоями роста; 6 – кристалл с занозистой штриховкой; 7 – кристалл с округлоступенчатыми гранями; 8 – ромбодэкаэдр с блоковой скульптурой; 9 – округлый кристалл, удлиненной формы; 10 – кристалл кубического габитуса.

Процесс минералообразования сибирских кимберлитов подразделяются на три основных этапа.

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 порфировый 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?

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,

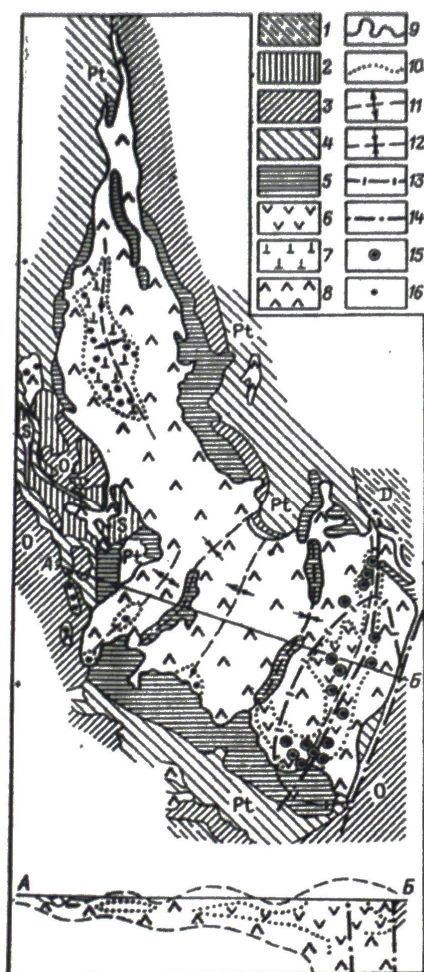


Рисунок 12 - Схема геологического строения хромитоносного Кемпирсайского массива. По Н. Павлову и И. Григорьевой: 1-4 – вмещающие кремнистые и карбонатные породы: 1 – девонские и карбонатные породы: 1 – девонские, 2 – силурийские, 3 – ордовикские, 4 – протерозойские; 5 – габброамфиболиты; 6-8 – серпентинизированные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

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):

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

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

В пределах массива известно более 100 месторождений и рудопроявлений, которые сконцентрированы в четырех рудных полях: Западно-Кемпирсайском, Степном, Тыгашайском, Главном или Южно-Кемпирсайском. Каждое рудное поле приурочено, соответственно, к Ватамшинскому, Юго-западному, Тыгашайскому и Юго-восточному сводовым поднятиям. Все промышленные месторождения сосредоточены в Южно-Кемпирсайском рудном поле, где известно четыре группы месторождений: Жарлыбутацкая, 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).

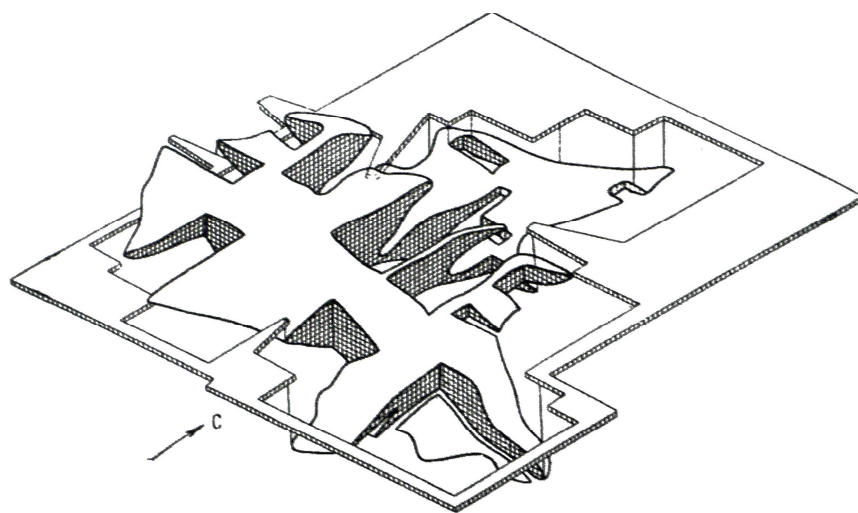


Рисунок 13 – Блок – диаграмма рудного тела месторождения Геофизическое VI. По Г. Кравченко

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).

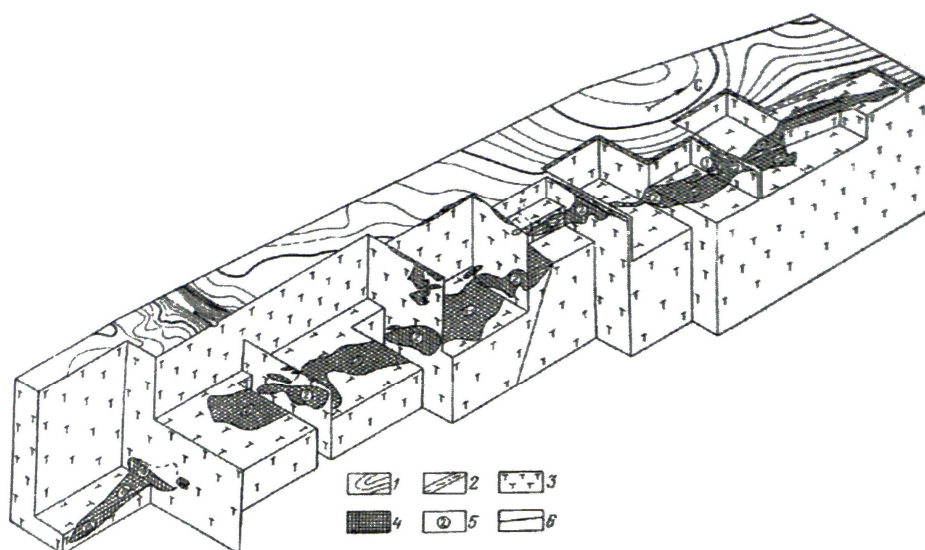


Рисунок 14 – Блок – диаграмма рудных залежей 1, 2 и 10 месторождения им XX лет Каз. ССР. По М. Шульгину 1 – дневная поверхность; 2 – мезо-кайнозойские отложения; 3 – перидотиты; 4 – хромитовые руды; 5 – рудные тела; 6 – тектонические нарушения

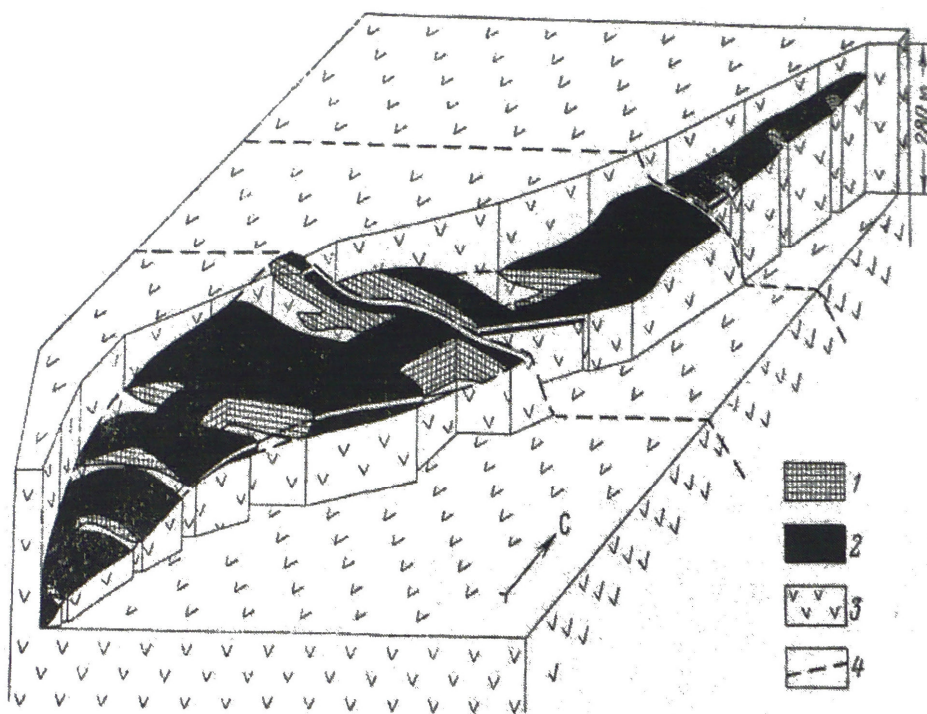


Рисунок 15 - Блок-диаграмма погребенного рудного тела месторождения Молодежного 1 – рудное тело в разрезе; 2 – контактовые поверхности рудного тела; 3 – вмещающие ультрабазиты; 4 – тектонические нарушения

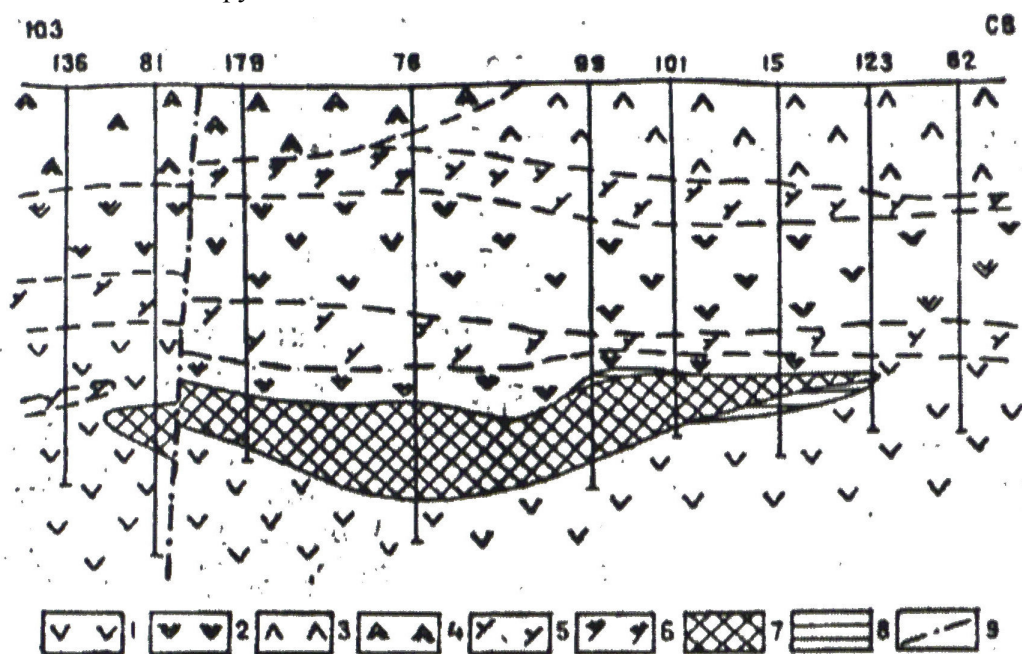


Рисунок 16 - Геологический разрез по простиранию месторождения хромитов Молодежного (по материалам Донской ГРП) 1 – серпентинизированные дуниты; 2 – серпентиниты по гарцбургитам; 3 – серпентиниты по дунитам; 4 – серпентиниты по пироксеновым дунитам; 5 – пироксеновые дуниты; 6 – серпентиниты по пироксеновым дунитам; 7 – хромитовые руды густо- и средневкрапленные; 8 – хромитовые руды разновкрапленные; 9 – линии тектонических нарушений.

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.

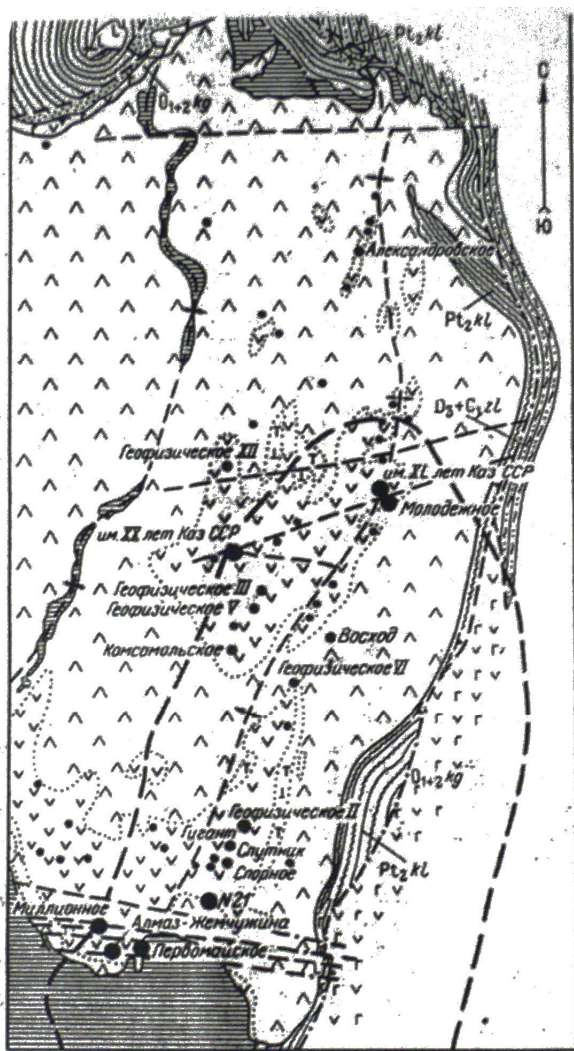


Рисунок 17 - Схема геологического строения хромитоносного Кемпирсайского массива. По Н. Павлову и И. Григорьевой: 1-4 – вмещающие кремнистые и карбонатные породы: 1 – девонские и карбонатные породы: 1 – девонские, 2 – силурийские, 3 – ордовикские, 4 – протерозойские; 5 – габброамфиболиты; 6-8 – серпентинизированные образования: 6- перидотиты и дуниты, 7 – дунит-перидотитовый шлирово-полосчатый комплекс, 8 – перидотиты; 9,10 – контуры ультраосновных пород: 9 – массива, 10 – комплексов; 11,12 – оси: 11 – сводовых поднятий, 12 – межсводовых опусканий; 13 – контур проекции рудопроводящего канала; 14 – тектонические нарушения; 15,16 – месторождения руд: 15 – высокохромистых, 16 – низкохромистых.

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?

Класс - карбонатитовые месторождения

Тип - перовскит-титаномagnetитовые, флюоритовые, редкометально-пироксеновые

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)



Рисунок 18 - Геологическая схема Ковдорского массива. По В.И. Терновому и др., 1977: 1-12 – породы щелочно-ультрамафитовой формации; 13 – гнейсы и гнейсограниты беломорской серии: а-княжегубская, б-чупинская, в-лоухская свиты.

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 слюдяными и слюдяными породами (в дальнейшем общим термином «слюда» называются флогопиты и биотиты из любых пород, кроме флогопитового и фоскориткарбонатитового 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 турьариты. 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)

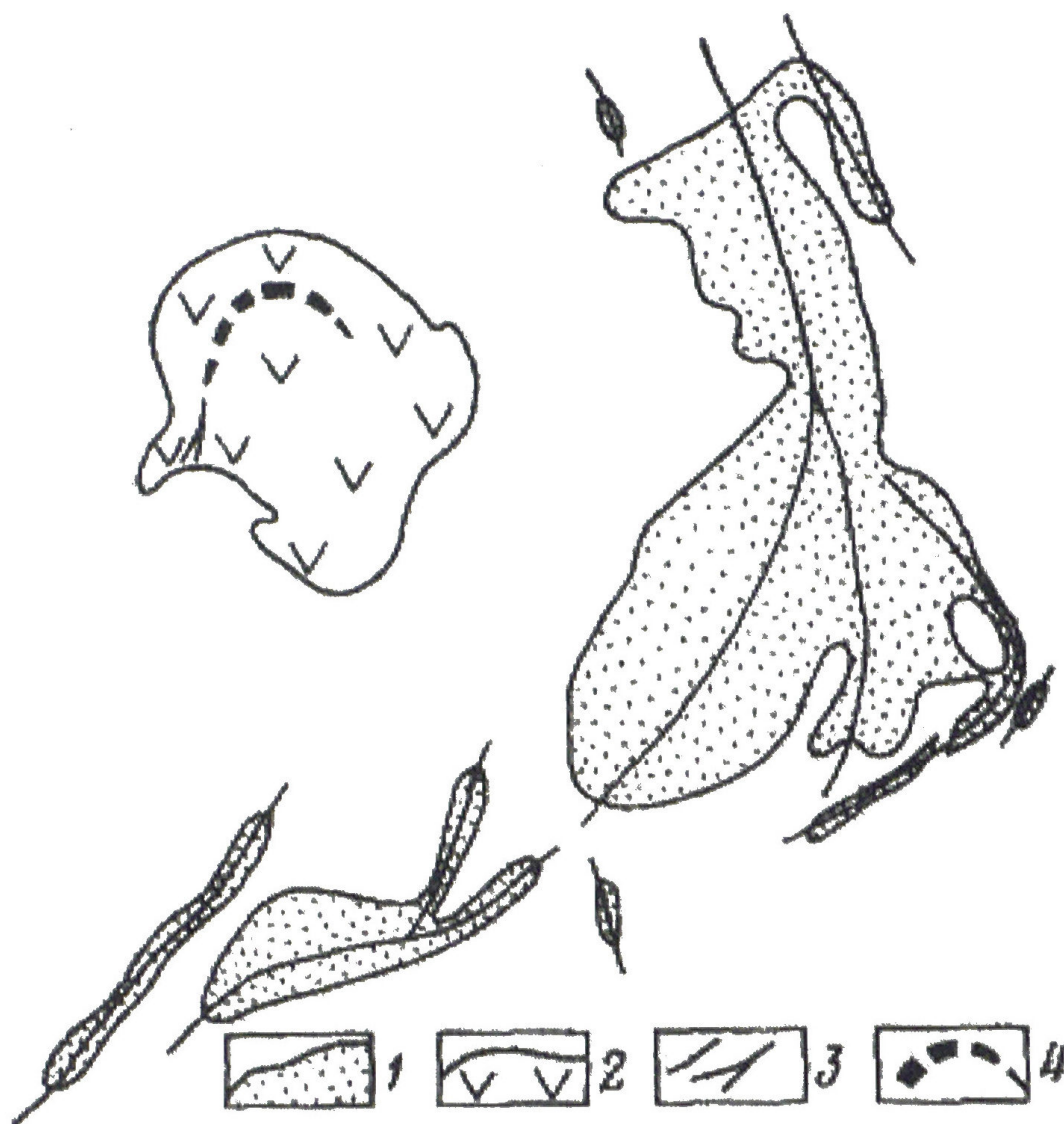


Рисунок 19 - Схема размещения рудных тел Ковдорского месторождения. В левом верхнем углу показано положение контролирующей его зоны внутри Ковдорского массива: 1-рудное тело; 2-массив ультраосновных, щелочных пород; 3-4 – зоны разрывов: 3-обусловившая локализацию Ковдорского месторождения комплексных руд, 4-контролирующая флогопитовую минерализацию.

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: апатитсиликатно-магнетитовой и апатит-карбонатно-магнетитовой (рисунок 20).

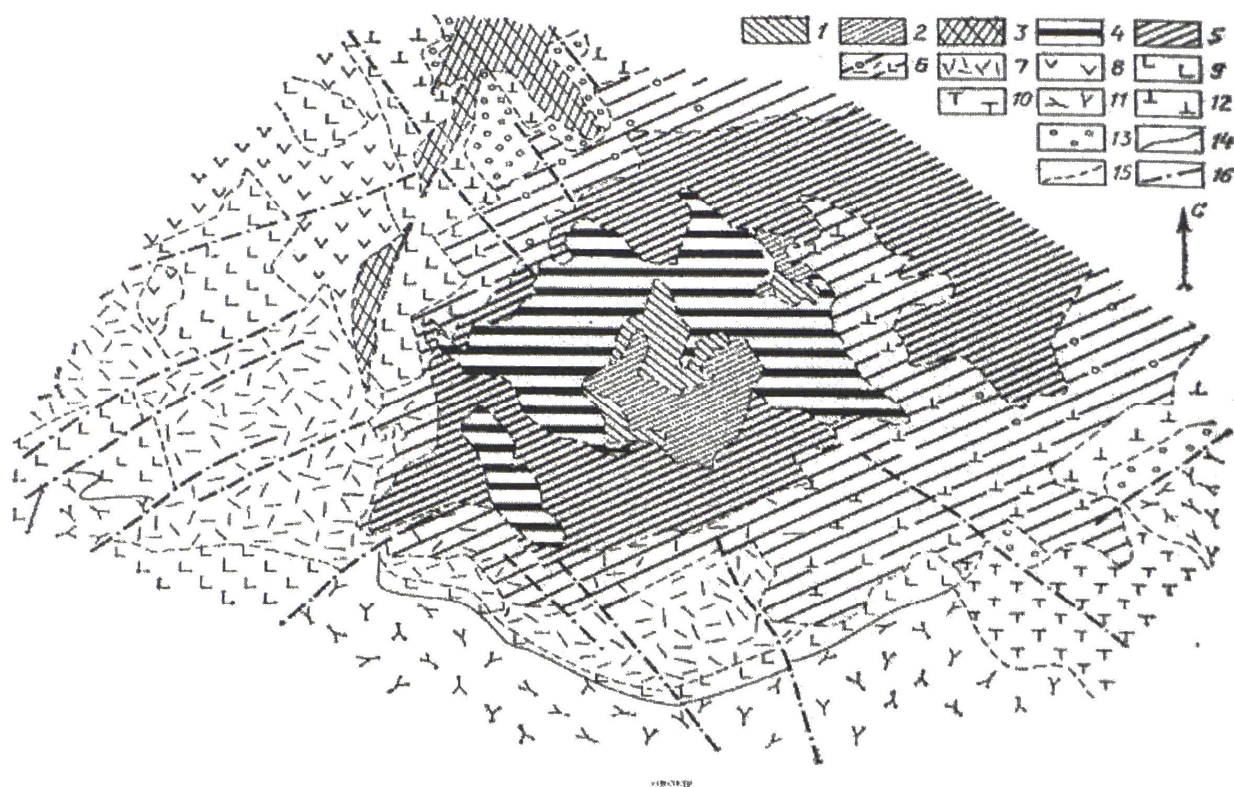


Рисунок 20 - Геологическая схема Ковдорского апатит-магнетитового месторождения 1-7 – породы рудной (II) стадии карбонатитового этапа; 8 – карбонатитоиды I стадии, Не-Пи и Не-Пи-Вл; 9-13 – породы ийолитового этапа; 14-15 – границы: 14- интрузивные, 15- метасоматические; 16-тектонические нарушения

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).

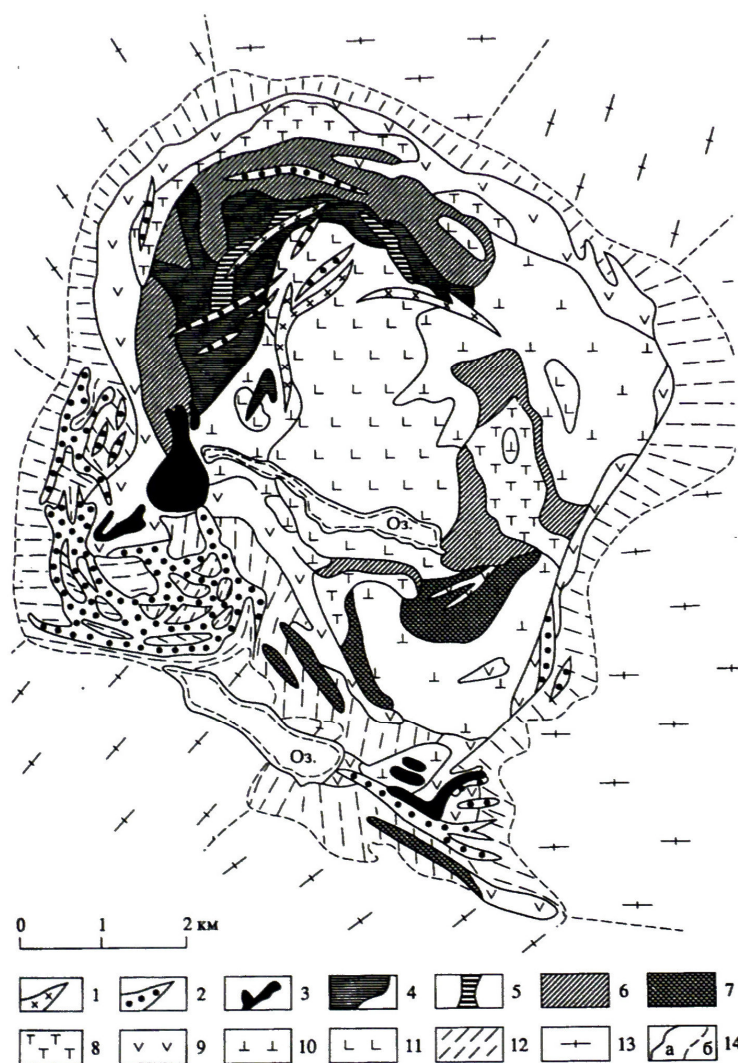


Рисунок 21- Строение Ковдорского щелочного массива. По материалам В.И. Тернового, 1977: 1 – малиньиты, нефелиновые сиениты; 2 – карбонатиты; 3 – фосфориты; 4 – поля развития мелко- и среднезернистых флогопит-диопсид-оливиновых пород; 5 – крупно- и гигантозернистые флогопит-диопсид-оливиновые породы; 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).

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).

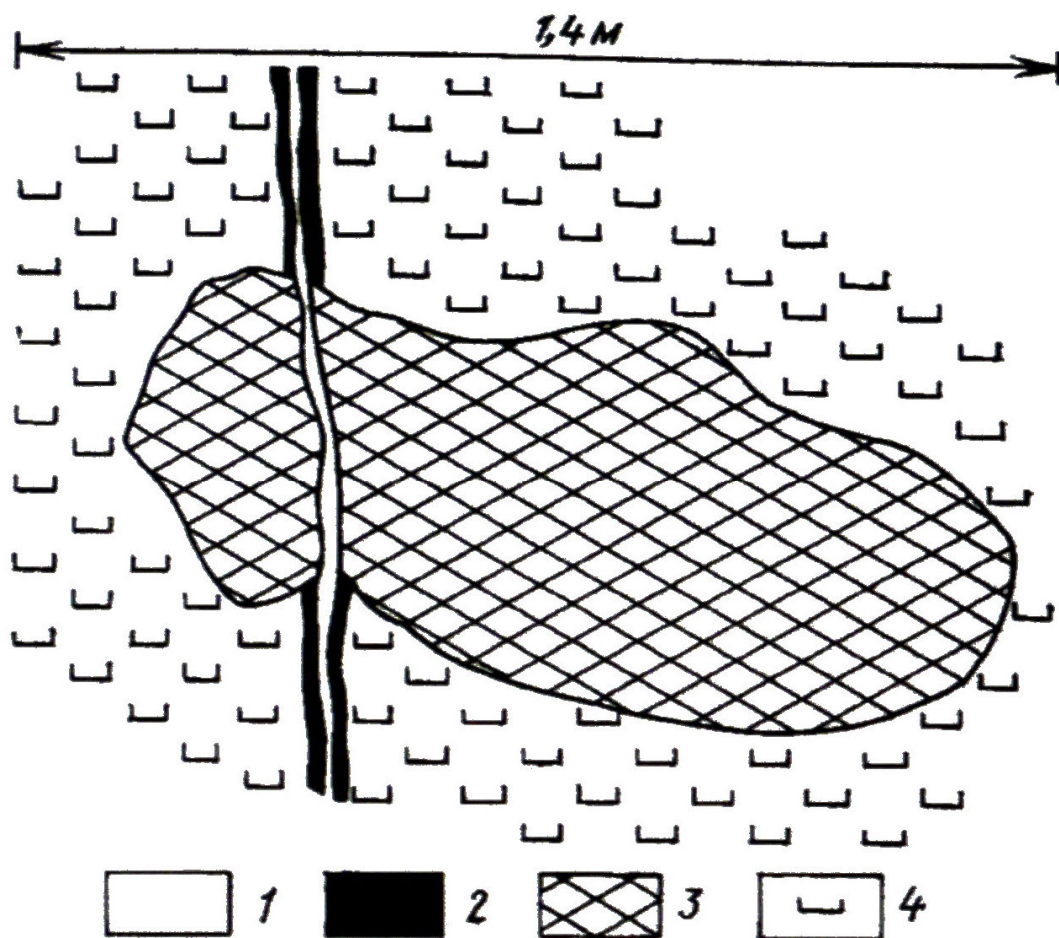


Рисунок 22 - Пересечение зональной жилой II стадии линзовидного тела карбонатов I стадии на Ковдорском апатит-магнетитовом месторождении 1-карбонатная жила; 2- Ап-Фо-Мт карбонатитоиды; 3 – Эг-Ди-Ка карбонатит I стадии; 4-апоультрамафитовая Пн порода; зарисовка глыбы, горизонт +262 м

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 карбонатов 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-форстеритмагнетитовые, форстерит-магнетитовые и флогопит-apatит-форстеритмагнетитовые.

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

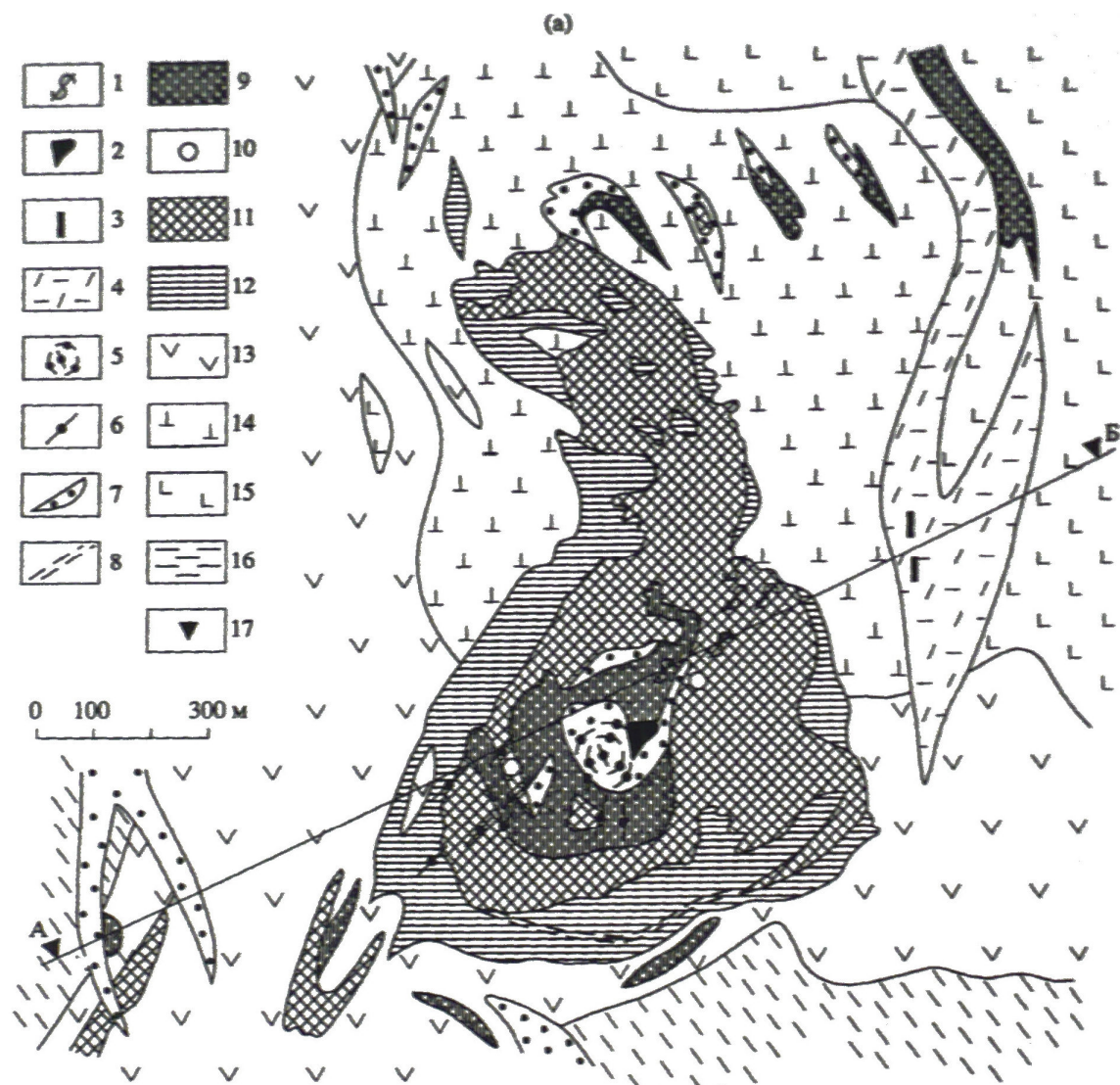


Рисунок 23, лист 1 - Принципиальная схема (а) и разрез (б) комплексного железорудного месторождения Ковдорского массива. По материалам В.И. Тернового, 1977 и В.А. Дунаева, 1982: 1-наиболее значительные серии доломитовых жил; 2-доломит-магнетитовые руды; 3-кальцит-доломитовые карбонатиты с ильменитом; 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-ильмениты; 14-пироксениты; 15-оливиниты; 16-фениты; 17-места заложения скважин. А-Б – линия разреза.

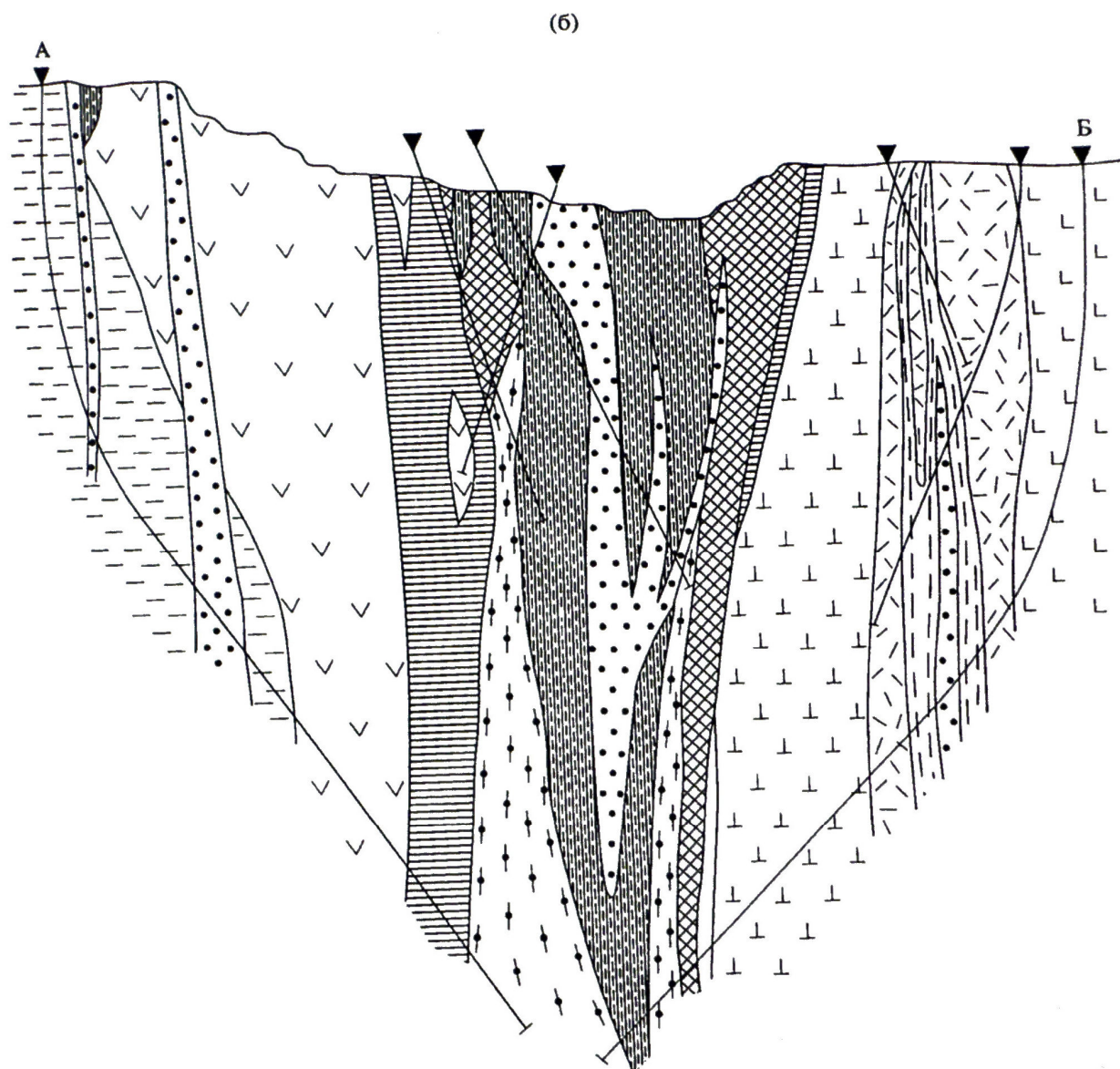


Рисунок 23, лист 2 – Принципиальная схема (а) и разрез (б) комплексного железорудного месторождения Ковдорского массива

Зиминский рудный район

Рудный район находится в Восточном Саяне, в бассейне левых притоков р. Зима. В начале 50-х гг. в результате проверки 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 северозападу, 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 составляет комплекс ультраосновных – щелочных пород и карбонатитов (УЩК), представленный разноэродированными массивами: Белозиминским, Большетагнинским, Среднезиминским и Ярминской надинтрузивной зоной скрытого массива, с которыми связаны крупные запасы Nb, Ta, TR, U, Pb, Zn, флюорита и микроклина.

Формирование массивов УЩК было последовательным: Белозиминский – Большетагнинский – Среднезиминский – Ярминский и занимало более 100 млн. лет. Массивы расположены, эшелонировано на разноглубинных уровнях: от гипабиссального (Белозиминский) до близповерхностного и субвулканического (Большетагнинский, Среднезиминский). Последние формировались по зонально-кольцевой схеме при смене ийолит-мельтейгитов, нефелиновыми сиенитами и щелочными сиенитами, пикритовыми порфиритами, кальцитовыми, доломитовыми, анкеритовыми карбонатитами. Оруденение прожилково-вкрапленное, связано с разностадийными карбонатитами и микроклинитами, прослежено на глубину более 1 км. В кольцевых массивах зональность центростремительная: гатчеттолитовые – пироксеновые – 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).

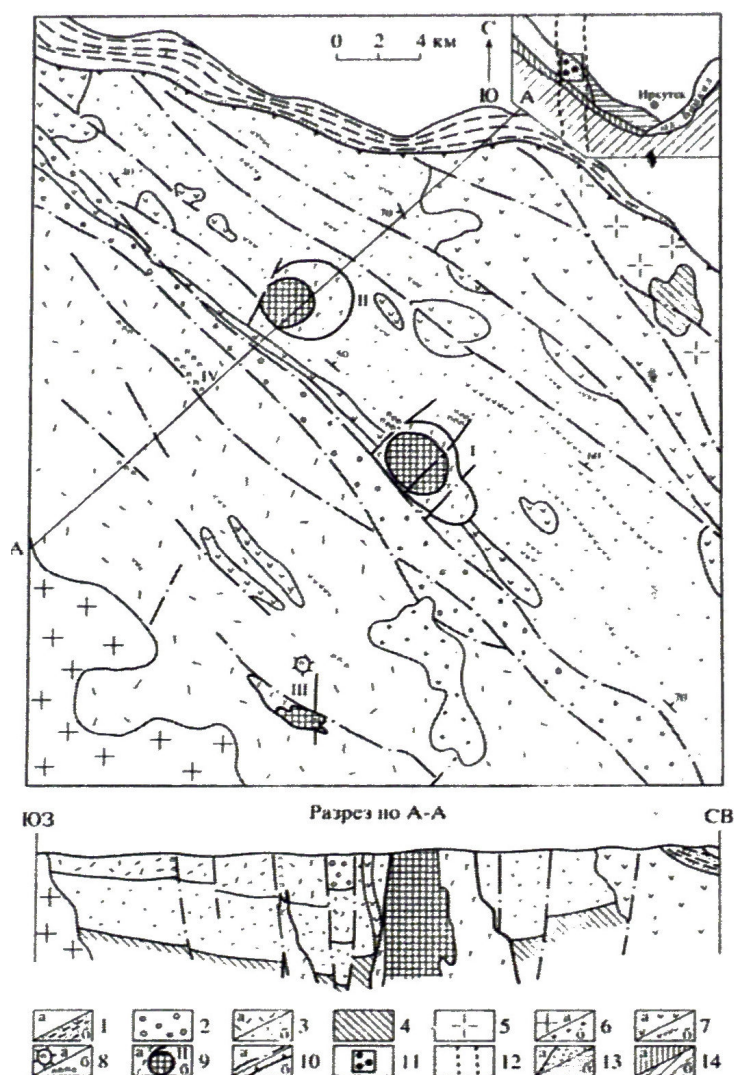


Рисунок 24 - Схема геологического строения и разрез Зиминского рудного района по А.А. Фролов и С.В. Белов 19991 – платформенные отложения: песчаники, алевролиты юры (а), конгломераты и аргиллиты карбона (б); 2 – конгломераты, песчаники, гравелиты; 3 – среднепротерозойские отложения: микросланцы, туфопесчаники (а), глинистые сланцы, песчаники, кварциты, доломиты (б); 4 – амфиболовые сланцы, гнейсы, кварциты; 5 – граниты, гранито-гнейсы; 6 – граниты, гранодиориты, граносиениты: Саянский комплекс (а), чернотиминский комплекс (б); 7 – диабазы, габбродиабазы: массивы (а), дайки (б); 8 – пикритовые порфириды и альнеиты Зиминского комплекса: трубки (а), дайки (б); 9 – массивы ультраосновных-щелочных пород (а) и карбонатитов (б) Зиминского комплекса и их номера I-Белозиминский, II-Большетагнинский, III- Среднезиминский, IV-Ярминский; 10 – разрывные нарушения: сбросовые, 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).

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 рассекает 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 штوك 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 штук по периферии (рисунок 25).

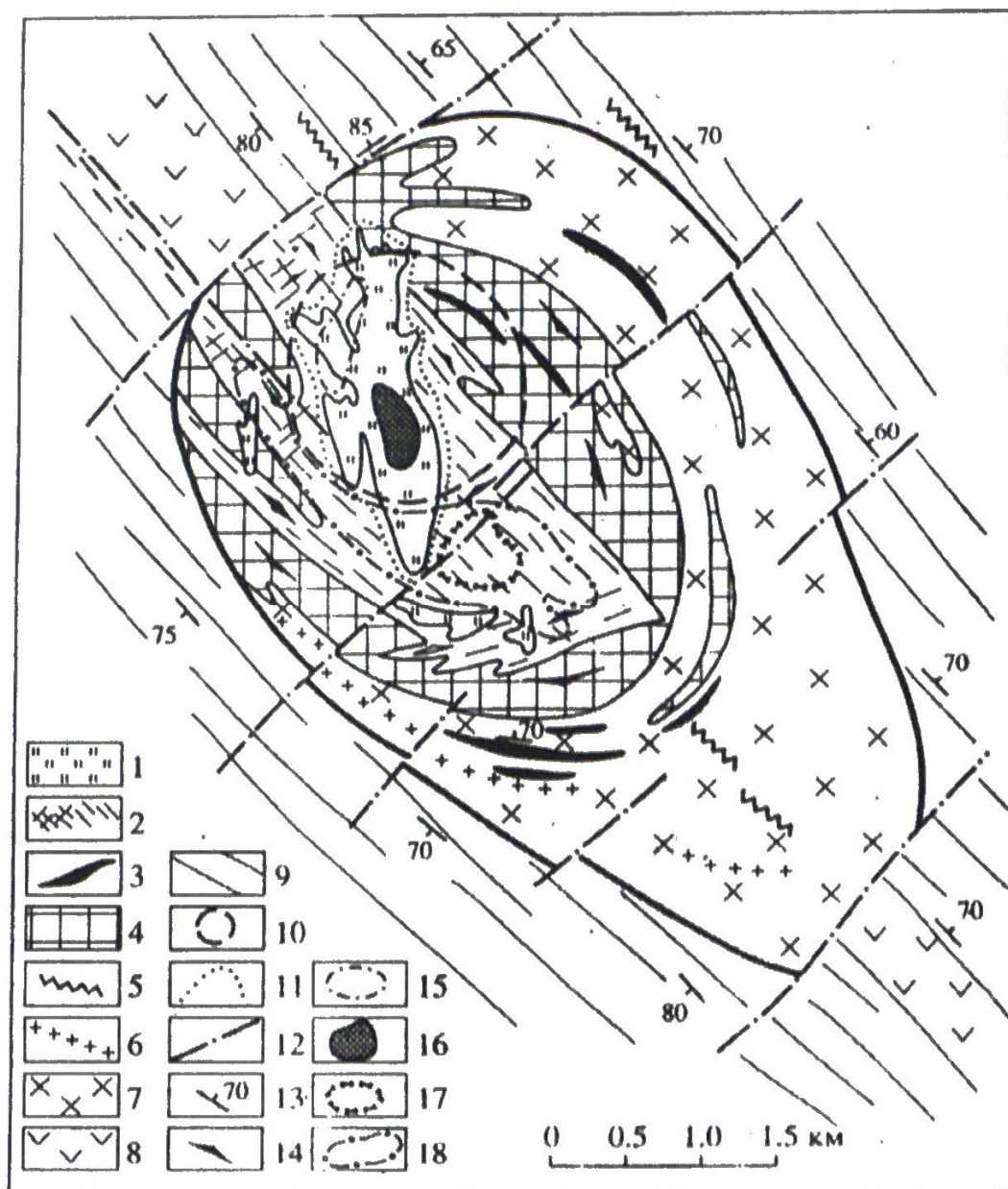


Рисунок 25 - Схема геологического строения Белозиминского массива. Контакты массива - крутые, почти вертикальные; вокруг них развит ореол фенитизации в несколько сотен метров, по А.А. Фролову и С.В. Белову, 1999: 1 – анкеритовые карбонатиты IV стадии; 2 – амфибол-кальцитовые карбонатиты III стадии; 3 – диопсид- и форстерит-кальцитовые карбонатиты II стадии; 4 – эгирин-биотит-кальцитовые карбонатиты I стадии; 5 – пикритовые порфириты; 6 – нефелиновые сиениты; 7 – ийолит-мельтейгиты; 8 – габбро-диабазы; 9 – слюдистые сланцы; 10 – площадь развития останцов пикритовых порфиритов-альнеитов; 11 – ореол анкеритизации; 12 – разломы; 13 – элементы залегания сланцеватостислоистости; 14 – элементы залегания полосчатости в карбонатитах; 15-18 – области развития руд: 15 – галенит-сфалеритовых, 16 – паризит-бастнезит-монацитовых, 17 – апатит-магнетит-пироксеновых, 18 – апатит-пироксено-колумбитовых.

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 паризитмонацитов 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 расщепления 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.

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?

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, флогопит, реже биотит), турмалина, гранатов. Залегают в форме жил, штоков, даек и других тел в изверженных, метаморфических и осадочных породах.

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

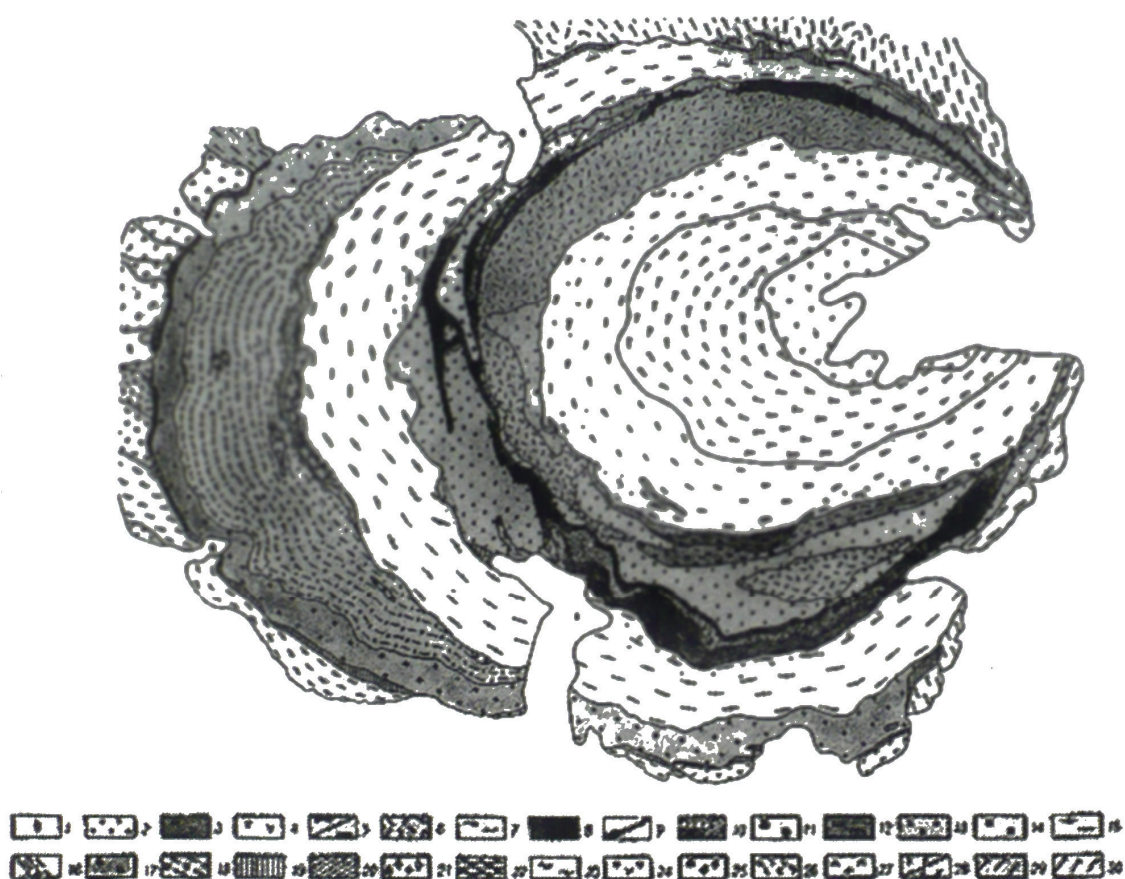


Рисунок 26 – Геологическое строение Хибинского массива /14/1 – четвертичные отложения; 2 – альбитизация; 3 – метаморфизованные нефелиновые сиениты; 4 – массивные эгириновые фойниты; 5 – трахитоидные эгиринарфведсонитовые фойялиты; 6 – лавочорриты; 7 – участки насыщенные апатитом и пространственно связанные с породами ийолит-уртитового ряда; 8 – малиньиты натриево-полевошпатовые уртиты с листовым полевым шпатом; 9 – апатитнефелиновые породы; 10 – массивные уртит-ийолиты; 11 – массивные уртиты, обогащенные пойкилитическим полевым шпатом; 12 – трахитоидные уртиты, ийолиты, мельтейгиты; 13 – ричесорриты; 14 – трахитоидные жильные хибиниты; 15 – трахитоидные хибиниты; 16 – резко расслоенный комплекс хибинитов; 17 – массивные хибиниты; 18 – неяснотрахитоидные хибиниты; 19 – нефелиновые сиениты приконтактных зон; 20 – нефелиновые сиениты типа приконтактных с участками роговико-фенитоподобных пород; 21 – 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.

В всячем 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:

- 1) полевошпат - эгириновые жилы;
- 2) эвдиалит – полевошпатовые;

3) фенакситовые и дельхайелитовые прожилки с ломоносовитом, по левым 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 лежачего морфологией тел, большим разнообразием минеральных ассоциаций и наличием значительного количества мономинеральных прожилков, нехарактерных для пород лежачего 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 лежачего бока апатитовых залежей сильно различны. В лежащем – пегматиты образуют неправильной формы линзовидные либо изометричные тела, сложенные, как правило, агрегатом бурого нефелина и призматического пироксена со значительным количеством бурого титанита. Центральные части пегматитов иногда обогащены более поздними минералами: полевым шпатом, эвдиалитом, содалитом и многими другими. В 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 отделившегося пегматитового расплава, которые вследствие каких-либо причин не смогли достичь 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 неспокойной тектонической обстановке. При этом, высокоподвижный, богатый щелочами пегматитовый расплав мог удаляться из камеры. Висячем боку апатитовых залежей наблюдаются многочисленные тела ультраапатитовых пегматитов и гидротермалитов, которые, по-видимому, являются следами удалявшегося пегматитового расплава.

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

При этом, морфология тел и минеральные ассоциации пегматитов и гидротермалов зависят от масштабов оруденения. На крупных месторождениях (Кукисвумчорр, Юкспор, Расвумчорр), в которых присутствует зона богатых руд, ультраапатитовые 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 ультраапатитовой ассоциации составляет несколько сот метров, при мощности рудного пласта меньше 100 м.

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

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

Пегматиты Малханского 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 Калишпатов	Тип II Двуполевошпатов	Тип III Олигоклазо
А Непродуктивный	Жила Меченая, безымянные тела	Жилы Моховая - 3 Запа, 3, многие безымянные т	Не обнаружен
Б Слабопродуктивный (рудопроявления)	Жилы Гранатовая, Дальняя	Жилы Западная Правобережная - Данбуритовая и др.	Жила Правобережн
В Высокопродуктивный (месторождения)	Не обнаружены	Жилы Моховая, Солн Иркутянка, Соседка, С1 и др.	Жилы Западная - 1 Орешная

До недавнего времени месторождения цветных камней, в том числе и велирного турмалина, связывались только с микроклиновыми и микроклинальбитовыми, 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) относится к подтипу высокопродуктивных, а жила Правобережная -1 к подтипу слабопродуктивных пегматитов.

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

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 метадiorитами. 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 раздуде на северо-западном фланге. Здесь на глубине 35-40 м тело сложно ветвится; до полного выклинивания по падению не прослежено (рисунок 28).

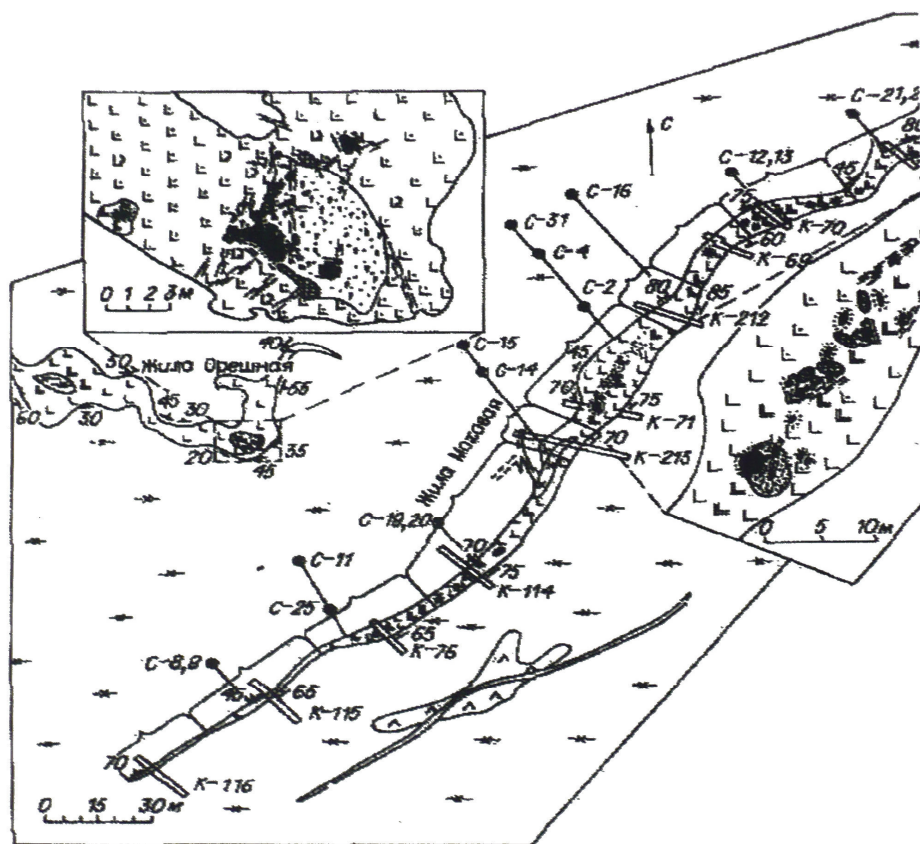


Рисунок 28 - Схематический геологический план жил Моховая и Орешная (уч. Центральный). По В.И. Беляевскому и А.В. Минакову

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 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. Алмазные месторождения Якутии. Под ред. Соболева М.А./ А.П. Бобриевич [и др.]. - М.: Государственное научнотехническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1959. - 527с.
2. Волотовская Н.А. Ковдорский массив - в кн.: Геология СССР, - Т. 27./ Н.А. Волотовская. - Л., 1958, - С. 419-428.
3. Годлевский М.Н. Магматические месторождения / Генезис эндогенных рудных месторождений. / М.Н. Годлевский. - М.: Наука 1968.
4. Дистлер В.В. Платиновые руды Норильских расслоенных интрузивов: соотношение магматического и флюидного концентрирования благородных металлов // Геология рудных месторождений, – Т. 41.- / В.В. Дистлер. 1999.- № 3.- С. 241-265.
5. Добровольская М.Г. Сульфидная минерализация в щелочных породах и пегматитах Хибинского массива.// Геология рудных месторождений, – Т. 20./ М.Г. Добровольская, М.Н. Соколова. 1978. - № 5.- С. 25-34
6. Дудкин О.Б. Комплекс месторождений Ковдорского массива // Геология рудных месторождений, – Т. 36./ О.Б. Дудкин, Ю.М. Кирнарский. - 1994.- № 1.- С. 31-41.
7. Дунаев В. А. Структура Ковдорского месторождения.// Геология рудных месторождений, – Т. 26./ В. А.Дунаев. -1982.- № 3.- С. 28-36.
8. Зинчук Н. Н.Основные аспекты разномасштабного районирования территорий по типоморфным особенностям алмазов (на примере Сибирской платформы, Россия).// Геология рудных месторождений, - Т. 41./ Н. Н. Зинчук, В.И. Котиль, Е.И. Борис. -1999.- № 6.- С. 516-526.
9. Смирнов В.И. Рудные месторождения СССР. В трех томах. –Т. 1./ В.И.Смирнов. - М.: Недра, 1974.-328 с.
10. Старостин В.И. Геология полезных ископаемых./ В.И. Старостин, П.А. Игнатов. - М: МГУ, 1997.-336 С.

Авраменко Светлана Михайловна,
старший преподаватель кафедры ГиП АмГУ

Основы учения о полезных ископаемых. Методическое пособие

Изд-во АмГУ. Подписано к печати _____. Формат 60х84/16. Усл. печ. л. 6,5. Тираж 100. Заказ _____.

Отпечатано в типографии АмГУ.